



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DOS
METAGABROS DA REGIÃO DE XAMBIOÁ-ARAGUANÃ-TO**

Dissertação apresentada por:

GLEIDSON SANTOS BARROS

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

BELÉM
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S237p Barros, Gleidson Santos

Petrografia, geoquímica e geocronologia dos metagabros da região de Xambioá-Araguanã-TO / Gleidson Santos Barros; Orientador, Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb – 2010

xiv, 103 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

1. Petrologia. 2. Suíte Gabróica Xambica. 3. Metagabro. 4. Geocronologia U-Pb em zircão. 5. Cinturão Araguaia.. I. Gorayeb, Paulo Sérgio de Sousa. II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20. ed.:552.098117



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA
DOS METAGABROS DA REGIÃO DE XAMBIOÁ-
ARAGUANÃ-TO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

GLEIDSON SANTOS BARROS

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

Data de Aprovação: 07 / 06 / 2010

Banca Examinadora:

Prof. Dr. PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB
(Orientador-UFPA)

Prof. Dr. ELTON LUIZ DANTAS
(Membro-UnB)

Dr. SÉRGIO DE CASTRO VALENTE
(Membro-UFRRJ)

Dedico este trabalho a minha amada mãe MARIA LEONOR DOS SANTOS, por tudo o que sou hoje e ao meu inesquecível pai, JOSÉ MARIA DE FREITAS BARROS que me educou e marcou a minha vida com sua simplicidade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me dar forças para vencer os obstáculos e momentos difíceis ao longo da minha vida.

À minha mãe que tanto amo e que sempre está ao meu lado me dando muita força.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA pela oportunidade do crescimento científico pessoal, pelo ensino gratuito e de qualidade, e pela infraestrutura dispensada para a realização dessa dissertação.

À Universidade de Brasília pela liberação do Laboratório de Geodinâmica e Geocronologia do Instituto de Geociências onde foram realizadas as análises geocronológicas.

Ao CNPq pelo suporte financeiro através da concessão de bolsa de estudo de mestrado.

Ao projeto “*Instituto de Geociências da Amazônia*” – GEOCIAM/INCT/CNPq/FAPESPA pelo suporte financeiro para o desenvolvimento dessa dissertação.

A Aline Pina, pelos sete anos de apoio e dedicação ao meu lado, mesmo nos momentos mais difíceis.

Ao Prof. Dr. Paulo Gorayeb pelo suporte indispensável na orientação, discussão, interpretação, motivação, paciência e amizade, além da confiança depositada para realização deste trabalho.

Ao Prof. Cláudio Lamarão pela ajuda essencial na obtenção de análises de microscopia eletrônica de varredura no LABMEV do IG/UFPA.

Aos Profs. Elton Dantas, Candido Moura e Marco Galarza pela valorosa ajuda no tratamento e interpretação de dados geocronológicos.

À Profª Rosimery pelos conselhos e amizade.

A todos os outros professores e funcionários do IG que de alguma forma ajudaram no trabalho.

Aos amigos Felipe Serra, Rodrigo Lucas, François Silva, Paulo Sérgio, Marcelo Vítor, Walquíria, André Souza, Luciana Pamplona e Elias Cordeiro pela ajuda em diversos momentos do período do mestrado.

A todos os colegas não citados e que se tornaram geólogos e de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento desta dissertação.

RESUMO

Diversos corpos máficos e ultramáficos associados com outras rochas estão encaixados na seqüência supracrustal no setor norte do Cinturão Araguaia, os quais têm sido reportados genericamente como anfíbolitos na literatura. O estudo realizado na região de Xambioá-Araguanã, NW do Estado do Tocantins revelou que apenas uma parte deles são anfíbolitos tratando-se a grande maioria de uma suite gabróica representando antigos stocks, sills e diques encaixados concordantemente em rochas metassedimentares do Grupo Estrondo e em rochas gnáissicas do embasamento Arqueano (Complexo Colméia), e que se acham deformados e metamorfizados. Eles são representados petrograficamente por metagabros com feições ígneas reliquiares, escapolita metagabros e anfíbolitos.

As paragêneses metamórficas principais nos metagabros são escapolita e hornblenda, sendo que alguns ainda preservam plagioclásio e clinopiroxênio originais e textura intergranular. As paragêneses mais comuns são: $Hb + Scp \pm Grt + Bt + Ti$ (metagabros) e $Hb + Pl \pm Scp + Grt + Ti \pm Qtz \pm Ky$ (anfíbolito) e revelam estabilidade metamórfica na fácies Anfíbolito ($T = 550$ a 580 °C, $P = 6$ a 7 kbar).

Os estudos litoquímicos demonstram que as rochas metamáficas estudadas apresentam grande homogeneidade composicional entre os diferentes plútons, e que o comportamento dessas rochas em vários diagramas geoquímicos revela se tratar de protólitos magmáticos de natureza basáltica toleítica transicional, em que os estudos petrográficos indicaram tratar-se de gabros e diabásios, hoje transformados pelo metamorfismo. As assinaturas geoquímicas apresentam padrões comparáveis aos basaltos do tipo P-MORB ou OIB, indicando envolvimento de fontes mantélicas férteis na geração dessas rochas. Os estudos geocronológicos realizados pelo método U-Pb em zircão por ablasão a laser (ICP-MS-LA) em metagabros destacaram valores de idade de 878 ± 22 Ma; 804 ± 35 Ma e 752 ± 23 Ma interpretadas como idades mínimas de cristalização dos protólitos ígneos. Apesar dos valores não se superporem nos limites dos erros analíticos, esses valores podem ser interpretados como idades mínimas de cristalização desses cristais de zircão e de alojamento dos protólitos desses metagabros, no Neoproterozóico.

Eles representam corpos de natureza plutônica e subvulcânica (gabros, diabásios) que foram intrudidos na base da sucessão sedimentar da bacia Araguaia em sua interface com o embasamento Arqueano, anteriormente ao metamorfismo regional e revelam um importante evento de magmatismo basáltico toleítico no Neoproterozóico, provavelmente relacionado a um evento de tectônica extensional no período toniano-criogeniano, durante o estabelecimento da Bacia Araguaia.

Palavras-chave: Cinturão Araguaia; Suíte Gabróica Xambica; Metagabro; Petrologia; Geocronologia U-Pb zircão.

ABSTRACT

Several mafic and ultramafic bodies associated with other rocks are incased in the supracrustal sequence in the sector north of the Araguaia belt, and have been treated generically as amphibolites in literature. In the present study the bodies are focused that occur in an important area of exposition, located on Xambioá-Araguanã regions in the northwest of the Tocantins state.

The bodies are emplaced in the metasedimentar rocks of the Estrondo Group and Archean gneissic rocks of the basement of the Araguaia belt. These bodies are represented by metagabbro, metadiabase and amphibolite with the indistinct presence in these two main litotypes of scapolite and hornblend as metamorphic minerals, the scapolite decreases to the measure that increases the amount of garnet.

The metamorphic paragenesis identified in the metagabbros show $Hb + Scp + Grt + Ti \pm Qtz + (Pl An_{44-50} \text{ and } Cpx, \text{ as original igneous minerals})$ and in amphibolites, $Hb + Pl \pm Scp \pm Grt \pm Ky$. Geochemical data demonstrate that the metamafic rocks of the different bodies exhibit homogeneity in their composition as far as in the most different samples.

Using various discriminates geochemistry diagrams show the nature of original igneous rocks is transitional toleitic basalts series, and their geochemical signatures is comparable to P-MORB or OIB. This indicates the involvement of fertile mantle sources in the magma generation of the gabbros studied.

The geochronological studies carried by U-Pb method (LA-ICP-MS) supplied an interval of 804 ± 35 to 878 ± 22 Ma, considered as minimum age of emplaced of the gabbros, in the Neoproterozoic.

Key words: Araguaia Belt; Gabbroic Suite Xambica; Metagabbros; petrology, Geocronology U-Pb zircon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Mapa de localização e acesso a área do presente estudo	3
Figura 2.1	Mapa geológico do Cinturão Araguaia com a localização da área de estudo	8
Figura 3.1	Mapa geológico da região de Xambioá	14
Figura 3.2A	Afloramento de gnaisses no núcleo da braquianticlinal Lontra.	15
Figura 3.2B	Visão de aleitamento tectônico entre gnaisses tonalíticos e gnaisses graníticos.	15
Figura 3.3A	Exposição de quartzitos da Formação Morro do Campo.	16
Figura 3.3B	Detalhe de lineação em quartzitos da Formação Morro do Campo.	16
Figura 3.4A	Lajedo de micaxistos da Formação Xambioá.	21
Figura 3.4B	Detalhe da figura 3.4a com destaque ao bandamento milimétrico.	21
Figura 3.4C	Detalhe de veio em quartzo micaxisto	21
Figura 3.4D	Detalhe de porfiroblastos em quartzo micaxisto	21
Figura 4.1	Destaque da figura 3.1 para as ocorrências de metamáficas dentro do Setor Jaracatiá	24
Figura 4.2A	Afloramento de metagabro reliquiar no assentamento do “S”	25
Figura 4.2B	Detalhe da textura magmática intergranular preservada em metagabro reliquiar	25
Figura 4.3	Afloramento de anfibolito em corte de estrada na rodovia TO-164	26
Figura 4.4	Destaque da Figura 3.1 para as ocorrências de metamáficas no Setor Mirindiba	28
Figura 4.5A	Metagabro com grande concentração de porfiroblastos de escapolita	29
Figura 4.5B	Veio preenchido por escapolita em metamáfica	29
Figura 4.5C	Modo de ocorrência de escapolita metagabro Mirindiba	29
Figura 4.5D	Relações de contato intrusivo entre o gabro e os xistos encaixantes	29
Figura 4.6A	Modo de ocorrência dos metagabro Bela Vista	30
Figura 4.6B	Concentração de porfiroblastos de escapolita centimétricos em forma de rosetas	30

Figura 4.6C	Detalhe de ocorrências de escapolitas orientadas e vênulos de escapolita.	30
Figura 4.7A	Visão geral de afloramento de metamáfica na Fazenda Belém	31
Figura 4.7B	Destaque de porção mais preservada da metamáfica Belém	31
Figura 4.7C	Destaque da porção intermediária com alguma estruturação da metamáfica	31
Figura 4.7D	Destaque do bordo estruturado da metamáfica Belém.	31
Figura 4.8	Destaque da Figura 3.1 para as ocorrências de metamáficas no Setor Recanto	33
Figura 4.9A	Visão geral do afloramento de metagabro Chácara Pedra Branca	34
Figura 4.9B	Detalhe de metagabro Chácara Pedra Branca	34
Figura 4.9C	Detalhe de textura magmática intergranular preservada.	34
Figura 4.10A	Modo de ocorrência do metagabro reliquiar da Fazenda Mangueira.	35
Figura 4.10B	Detalhe do núcleo isotrópico do metagabro Mangueira.	35
Figura 4.10C	Detalhe de bordo levemente estruturado do metagabro Mangueira.	35
Figura 4.11A	Anfibolito lentiforme encaixado em micaxistos da Formação Xambioá.	37
Figura 4.11B	Corpo de anfibolito mostrando foliação bem marcada.	37
Figura 4.11C	Anfibolito sob forma de “amêndoas” encaixadas concordantemente com micaxistos.	37
Figura 5.1A	Textura reliquiar ígnea intergranular	41
Figura 5.1B	Cristal de plagioclásio reliquiar com deformação	41
Figura 5.1C	Associação metamórfica com hornblenda, biotita e opacos	41
Figura 5.1D	Agregado de hornblenda com contatos irregulares com plagioclásio	41
Figura 5.1E	Cristal de clinopiroxênio deformado, coroado por hornblenda	41
Figura 5.1F	Agregados diminutos recristalizados de apatita nos contatos de plagioclásio reliquiar	43
Figura 5.2A	Agregados granoblásticos com associação entre hornblenda, biotita, titanita e minerais opacos	43
Figura 5.2B	Cristal reliquiar de plagioclásio recristalizado em agregados de diminutos grãos em contato irregular com hornblenda	43
Figura 5.2C	Detalhe de cristal reliquiar com simplectitos de titanita-carbonato	43

Figura 5.2D	Forma de ocorrência de cristal de granada anédrico em metagabro	43
Figura 5.3A	Detalhe de cristal de escapolita anédrico poiquiloblástico	46
Figura 5.3B	Detalhe de cristais de hornblenda com contatos retos e junção tríplice	46
Figura 5.3C	Agregados de hornblenda em equilíbrio com cristais de escapolitas	46
Figura 5.3D	Porfiroblasto em “roseta” de escapolita	46
Figura 5.3E	Simplectito de titanita e carbonato em mineral reliquiar deformado	46
Figura 5.3F	Cristais de carbonato em equilíbrio com quartzo e biotita	46
Figura 5.4A	Textura granoblástica em Granada-escapolita metagabro	48
Figura 5.4B	Destaque de ocorrência de dois tipos de hornblenda	48
Figura 5.4C	Destaque de agregados de granadas subédricas	48
Figura 5.4D	Detalhe de reação metamórfica entre granada hornblenda e escapolita (2007/XB-18)	48
Figura 5.5A	Destaque de textura nematoblástica em anfibolito	52
Figura 5.5B	Cristais de plagioclásio em equilíbrio com cristais de hornblenda	52
Figura 5.5C	Porfiroblasto sin-cinemático de granada em matriz nematoblástica	52
Figura 5.5D	Porfiroblasto anédrico de Escapolita	52
Figura 5.5E	Marcante orientação de cristais de hornblenda, plagioclásio e granada em Granada-Escapolita anfibolito	52
Figura 5.5F	Porfiroblasto de cianita em equilíbrio com biotita, hornblenda, plagioclásio e quartzo	52
Figura 7.1	Diagrama binário de variação com MgO como índice de diferenciação.	60
Figura 7.2	Diagrama $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Myiashiro (1971).	61
Figura 7.3	Diagrama TAS segundo a classificação de Cox et al.1979.	61
Figura 7.4	Diagrama catiônico R1-R2 De La Roche et al. (1980)	62
Figura 7.5	Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 de Irvine & Baragar (1971).	62
Figura 7.6	Diagrama FeOt/MgO vs SiO_2 de Myiashiro (1974).	63
Figura 7.7	Diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971).	63
Figura 7.8	Tetraedro normativo de classificação de basaltos, segundo Yoder & Tilley (1962).	65
Figura 7.9	Diagrama binário de variação de elementos-traço vs MgO	67

Figura 7.10	Diagrama de variação composicional Ti vs Zr/P ₂ O ₅ , Floyd & Winchester (1975).	69
Figura 7.11	Diagrama de variação composicional SiO ₂ vs Zr/TiO ₂ , Winchester & Floyd (1977).	69
Figura 7.12	Diagrama de variação composicional Zr/TiO ₂ vs Nb/Y, Winchester & Floyd (1977).	70
Figura 7.13	Diagramas de discriminação tectônica Ti vs Zr para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	70
Figura 7.14	Diagrama Zr/Y vs Zr, para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	71
Figura 7.15	Diagramas de discriminação tectônica Ti/1000 vs V, para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	71
Figura 7.16a	Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Ti-Zr-Y, para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	72
Figura 7.16b	Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Nb-Zr-Y, para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	72
Figura 7.16c	Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos TiO ₂ -MnO-P ₂ O ₅ , para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	72
Figura 7.16d	Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Hf-Th-Nb/16, para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	72
Figura 7.16e	Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Hf/3-Th-Ta, para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	72
Figura 7.17	Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Ti vs Cr, para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.	73
Figura 7.18	Diagramas multi-elementos, normalizados aos valores do condrito C1.	73
Figura 7.19	Diagrama ETR de normalizado ao condrito C1.	74
Figura 8.1	Imagens de cátodo- luminescência de 06 (seis) cristais de zircão da amostra 2007/XB-19.	80
Figura 8.2	Imagens de cátodo-luminescência de 06 (seis) cristais de zircão da amostra 2007/XL-09.	82
Figura 8.3	Imagens de cátodo- luminescência de 03 (três) cristais de zircão da amostra 2007/XL-02.	83

Figura 8.4	Diagrama discórdia U-Pb do Escapolita	84
Figura 8.5	Diagrama discórdia U-Pb do Granada-escapolita Metagabro	85
Figura 8.6	Diagrama discórdia U-Pb do Escapolita Metagabro (07-XL-02).	85
Figura 8.7	Coluna estratigráfica pela IUGS, de Grandstein et al.(2004) com as idades obtidas para os metagabros da Suíte Intrusiva Xambica.	86

LISTA DE TABELAS

Tabela 7.1	Composição química das rochas das rochas metamáficas de Xambioá	58
Tabela 7.2	Composição normativa CIPW (Cox et al., 1979) das rochas metamáficas de Xambioá	64
Tabela 8.1	Dados analíticos U-Pb por ICP-MS-LA em zircão da amostra 07-XB-12.	80
Tabela 8.2	Dados analíticos U-Pb por ICP-MS-LA em zircão da amostra 07-XB-19.	82
Tabela 8.3	Dados analíticos U-Pb por ICP-MS-LA em zircão da amostra 07-XL-09.	83
Tabela 8.4	Dados analíticos U-Pb por ICP-MS-LA em zircão da amostra 07-XL-02.	84
Tabela 8.5	Resumo das idades U-Pb da Suíte Intrusiva Xambica	86

ANEXOS

Anexo A	Tabela com a listagem de amostras e coordenadas.	101
----------------	--	-----

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	xiii
1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO	2
1.2 ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
3 GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA	13
3.1 COMPLEXO COLMÉIA	13
3.2 GRUPO ESTRONDO	17
3.2.1 Formação Morro do Campo	17
3.2.2 Formação Xambioá	18
3.3 SUÍTE INTRUSIVA XAMBICA	19
3.4 GRANITO RAMAL DO LONTRA	19
3.5 FORMAÇÕES DA BACIA DO PARNAÍBA	19
4. GEOLOGIA DOS CORPOS METAMÁFICOS ESTUDADOS	22
4.1. DESCRIÇÃO DOS CORPOS METAMÁFICOS	23
4.1.1 Setor Jaracatiá	23
4.1.2 Setor Mirindiba	26
4.1.2.1 Metagabro da Fazenda Mirindiba	27
4.1.2.2 Metagabro da Fazenda Bela Vista	27
4.1.2.3 Metadiabásio da Fazenda Belém	27
4.1.3 Setor Recanto	32
4.1.3.1 Metagabro Chácara Pedra Branca	32
4.1.3.2 Metagabro Fazenda Mangueira	32
4.1.4 Setor BR-153	36

5. PETROGRAFIA DAS ROCHAS META-MÁFICAS E ASSOCIADAS ESTUDADAS	38
5.1. INTRODUÇÃO	38
5.1.2. Metagabro Reliquiar	39
5.1.3. Granada Metagabro	42
5.1.4. Escapolita metagabro	44
5.1.5. Granada-Escapolita Metagabro	47
5.1.6. Anfibolito	49
5.1.7. Escapolita Anfibolito	50
5.1.8. Granada-escapolita Anfibolito	51
6 METAMORFISMO	53
7 GEOQUÍMICA	56
7.1. PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	56
7.2. ELEMENTOS MAIORES	59
7.2.1. Dados Normativos	64
7.3. ELEMENTOS-TRAÇO	65
7.4. ELEMENTOS TERRAS-RARAS	74
7.5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	75
8 GEOCRONOLOGIA	77
8.1. PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	77
8.1.1. Morfologia do Zircão	78
8.2. RESULTADOS ANALÍTICOS	79
8.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	87
9 CONCLUSÃO	89
REFERÊNCIAS	92
ANEXOS	101

1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico, situada entre os Crátons Amazônico e São Francisco, que se dispõe submeridionalmente por mais de 1200 km, e se constitui, predominantemente por sucessões de rochas metassedimentares. Com o avanço do conhecimento por meio de pesquisas e estudos nos últimos anos foram identificados neste cinturão uma série de corpos magmáticos de natureza diversa (granítico, alcalina, máfica, ultramáfica). Dentre estes os corpos máficos e/ou ultramáficos apesar de relativamente pequenos, apresentam ampla distribuição por todo o Cinturão Araguaia e têm despertado grande interesse da comunidade geocientífica pelo significado que estes tipos de rochas representam para o entendimento da evolução desta unidade geotectônica.

A região de Xambioá e Araganã mereceu atenção nesta pesquisa pela descoberta de vários corpos de metagabros e anfibolitos que Gorayeb *et al.* (2004) reuniram sob a denominação Suíte Gabróica Xambica. Os estudos até então existentes sobre essas rochas são superficiais, esporádicos e parciais.

Os trabalhos de mapeamento geológico de semidetalhe executados no âmbito de dois estágios de campo do curso de graduação em Geologia do IG-UFPA individualizaram vários corpos de rochas máficas na região de Xambioá e Araganã, no estado do Tocantins, os quais, em trabalhos anteriores, foram genericamente reportados como anfibolitos, no entanto, Gorayeb *et al.* (2004) relataram haver diversos plútons de metagabros isotrópicos ou estruturados, bem como anfibolitos e metaultramáficas que ainda são desconhecidos.

Esta investigação na forma de dissertação de mestrado teve como o objetivo principal caracterizar os corpos de rochas gabróicas e associadas dessa região com enfoque cartográfico, petrográfico, geoquímico e geocronológico e contribuir para o conhecimento desse grupo importante de rochas e discutir as implicações destes novos conhecimentos gerados no contexto evolutivo do Cinturão Araguaia.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA ESTUDO

A área onde melhor estão expostos os corpos de rochas máficas de interesse desta dissertação está inserida na Folha SB-22-Z-B e compreende a região delimitada pelas coordenadas 6°20' - 6°35' de latitude sul e 48° 20' - 48°40' de longitude oeste (Fig. 1.1). Ela situa-se no norte do Estado de Tocantins (TO) abrangendo os municípios de Xambioá e Araganã.

O acesso rodoviário a partir de Belém pode ser feito pela rodovia BR-316 até a cidade de Santa Maria (PA), interligando-se por meio da BR-010 (Belém-Brasília) até a cidade de Araguaína (TO), tomando-se a partir daí, as rodovias TO-164 em direção às cidades Araguañã e Xambioá.

O acesso também pode ser feito pela rodovia PA-150, partindo-se de Belém até a cidade de Marabá (PA), e a partir daí pela seguindo-se pela rodovia BR-153 à cidade de São Geraldo do Araguaia (PA) localizada na margem esquerda do rio Araguaia. Neste ponto a travessia do rio para o estado do Tocantins e à cidade de Xambioá é feito por meio de balsa para a cidade de Xambioá.

No interior da área o acesso, além dessas estradas principais, o traslado pode ser feito por meio de inúmeras estradas vicinais para fazendas.

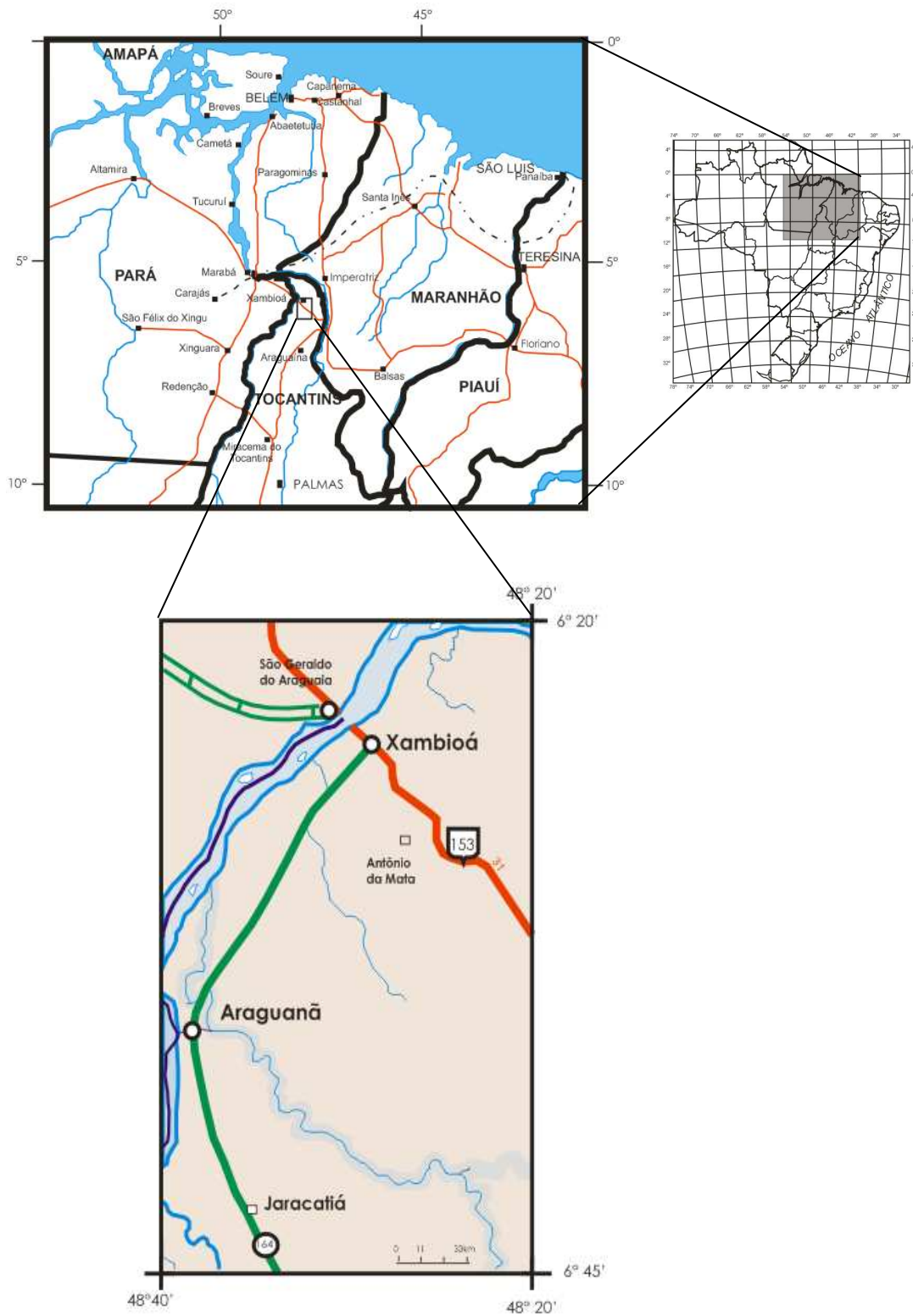


Figura 1.1- Mapa de localização da região de Xambioá e Araguaianá. Modificado do Mapa Multimodal do Estado do Tocantins extraído do site do DNIT (2009).

1.2 ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO

A presente dissertação envolveu as seguintes atividades: campanha de campo, análises petrográficas, análises litogeoquímicas e geocronologia, geração de mapa geológico em escala 1:100.000, além de pesquisa bibliográfica.

A pesquisa bibliográfica foi dirigida em um primeiro momento ao levantamento das informações pré-existentes sobre a geologia do Cinturão Araguaia, com ênfase nos corpos máficos e rochas associadas. Em seguida, o enfoque envolveu a leitura de artigos e livros textos relacionado à petrologia ígnea e metamórfica, bem como a atualização de conceitos e procedimentos sobre petrologia, geoquímica e aplicação de métodos, e informações referentes ao conhecimento de rochas máficas em literatura.

O mapa geológico apresentado nesta dissertação (Fig.4.8) foi elaborado a partir de dados cartográficos pré-existentes, que somado às informações obtidas durante as campanhas de campo foi aperfeiçoado dando maior precisão à distribuição das unidades bem como aos limites dos corpos mais expressivos na área. Para isso foi utilizado os *softwares* COREL DRAW X3 pertencente ao Laboratório de Informática do Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e ARC GIS 9.3 do Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) do Instituto de Geociências da UFPA.

As campanhas de campo, realizadas em dois períodos, de 3 a 12 de novembro de 2007 e 13 a 22 de outubro de 2008, envolveram observações detalhadas em 40 pontos de afloramentos com posicionamento por GPS, medidas de atitudes dos elementos estruturais e coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos. Para o estudo petrográfico foram utilizadas, além das amostras coletadas nas campanhas de campo desta dissertação, aquelas pertencentes ao acervo dos estágios de mapeamento de campo citados acima, cedidos gentilmente pela equipe de professores coordenadores.

A análise petrográfica foi realizada em 48 lâminas, entre delgadas ou polidas e 24 amostras de mão das rochas metamáficas da região de Xambioá e Araguaia (TO) com caracterização mineralógica, textural e microestrutural, bem como a classificação dos litotipos. Este estudo permitiu a identificação dos prováveis protólitos das rochas metamáficas estudadas, a definição das associações minerais primárias e daquelas formadas durante o metamorfismo. Todas as informações foram integradas para interpretações dos processos que geraram estas rochas.

Dentre o grupo inicial coletado 16 amostras representativas dos principais corpos de rochas máficas estudados foram selecionadas para a análise litoquímica. Foi realizada a dosagem dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os elementos terras raras com objetivo de estudos petrológicos de rochas máficas e interpretações sobre o seu ambiente geotectônico de formação.

Para o preparo das amostras para a análise litogeoquímica foram seguidos os seguintes passos:

- Seleção das amostras no campo, respeitando critérios de qualidade física e situação geológica, e posterior seleção por meio de análise petrográfica;
- Britagem das amostras nos equipamentos do Laboratório de Preparação de Amostras do IG da UFPA;
- Quarteamento das amostras;
- Moagem das amostras no aparelho *Shatterbox*, e novo quarteamento e em seguida, pulverização no Moinho de Ágata do Laboratório de Sedimentologia do IG, para que as amostras adquirissem condições granulométricas ideais para análise laboratorial;
- Homogeneização e quarteamento, e separação de alíquotas adequadas para envio ao laboratório da empresa *Acme Analytical Laboratories Ltd* (Vancouver-Canadá).

Os teores dos elementos maiores e menores foram medidos por *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry* (ICP-ES), e os maiores apresentam limite de detecção de 0,01 em % peso, os elementos traços e terras raras (ETRs) foram obtidos por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS).

Os limites de detecção dos elementos traço são 8 ppm para V, 1 ppm para Ba, 0,1 ppm para Rb, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Cu e Ni, 0,2 ppm para Th e 0,5 ppm para Sr e Ga. Os limites de detecção para ETRs são de 0,1 ppm para La e Ce, 0,3 para Nd, 0,01 ppm para Tb, Tm e Lu, 0,02 ppm para Pr, Eu e Ho, 0,03 ppm para Er e 0,05 ppm para Sm, Gd, Dy e Yb.

O Fe^{2+} foi determinado no Laboratório de Análises Químicas do IG da UFPA, pelo método de titulação com dicromato de potássio.

O tratamento e organização dos dados foram feitos em planilha eletrônica e com os *softwares* MINPET[®] (versão 2.02) e GCDkit 2.3 (R 2.7.0). A interpretação dos dados seguiu a metodologia descrita por Rollinson (1993), ou em artigos específicos e periódicos.

O estudo geocronológico envolveu a datação de quatro amostras dos mais expressivos corpos de rochas metamáficas pré-selecionados e as análises foram realizadas pelo método U-Pb em zircão por *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS-LA) com o objetivo de obter a idade de cristalização dos protólitos magmáticos e idade do metamorfismo que afetou essas rochas.

As análises foram realizadas no Laboratório de Geodinâmica e Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) no equipamento Thermo-Finnigan Neptune acoplado ao sistema laser UP213 Nd: YAG com comprimento de onda $\lambda = 213$ nm.

O tratamento das amostras foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA, seguindo a metodologia desenvolvida por Buhn *et al.* (2009) e Krinsky *et al.* (2006).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico, que apresenta uma configuração geral submeridiana, distribuída numa extensão de aproximadamente 1200 km e largura da ordem de 150 km (Alvarenga *et al.* 2000), bordejando a porção ocidental do Cráton Amazônico. A sul-sudeste limita-se com as unidades paleoproterozóicas do Maciço de Goiás, e a norte e leste é coberto pelas unidades basais da Bacia do Parnaíba (Fig. 2.1).

O Cráton Amazônico, no limite oeste com o Cinturão Araguaia é representado predominantemente pelo terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria, que abrange rochas tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas, além de seqüências tipo *greenstone* (metabasalto e rochas metassedimentares) de idade arqueana (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Dall'Agnol *et al.* 1997,1999).

Na sua porção oriental, o Cráton Amazônico é também representado por terrenos granito-*greenstone* de idades arqueanas (3,0 Ga e 2,8 Ga) dentro do Domínio Carajás e por terrenos paleoproterozóicos do Domínio Santana do Araguaia e Domínio Bacajá (CPRM 2006).

Na porção leste, há registro de embasamento arqueano exposto em núcleos erodidos de estruturas braquianticlinais como as de Xambioá, Lontra e Colméia.

O complexo Colméia (Costa 1980) reúne um conjunto de ortognaisses arqueanos de idade 2,85 Ga de composição tonalítica a trondhjemítica (Dall'Agnol *et al.* 1988, Moura 1992, Moura & Gaudette 1993) com os granitóides Cantão e Serrote, ambos de idade paleoproterozóica (1,85 Ga) intrudidos nos Complexos Colméia e Rio dos Mangues, respectivamente, fazendo parte do embasamento do Cinturão Araguaia.

À sudeste, o embasamento é representado pelas rochas paleoproterozóicas do Maciço de Goiás, compreendendo terrenos gnáissicos e granulíticos, representado pelos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, do Paleoproterozóico (Arcanjo & Moura 2000, Gorayeb *et al.* 2000, 2008).

As rochas do Complexo Rio dos Mangues, originalmente descrito por Costa *et al.* (1983) é composto por gnaisses tonalíticos, granodioríticos, dioríticos de idade entre 2,1 e 2,0 Ga e rochas calciossilicáticas (Moura & Souza 1996).

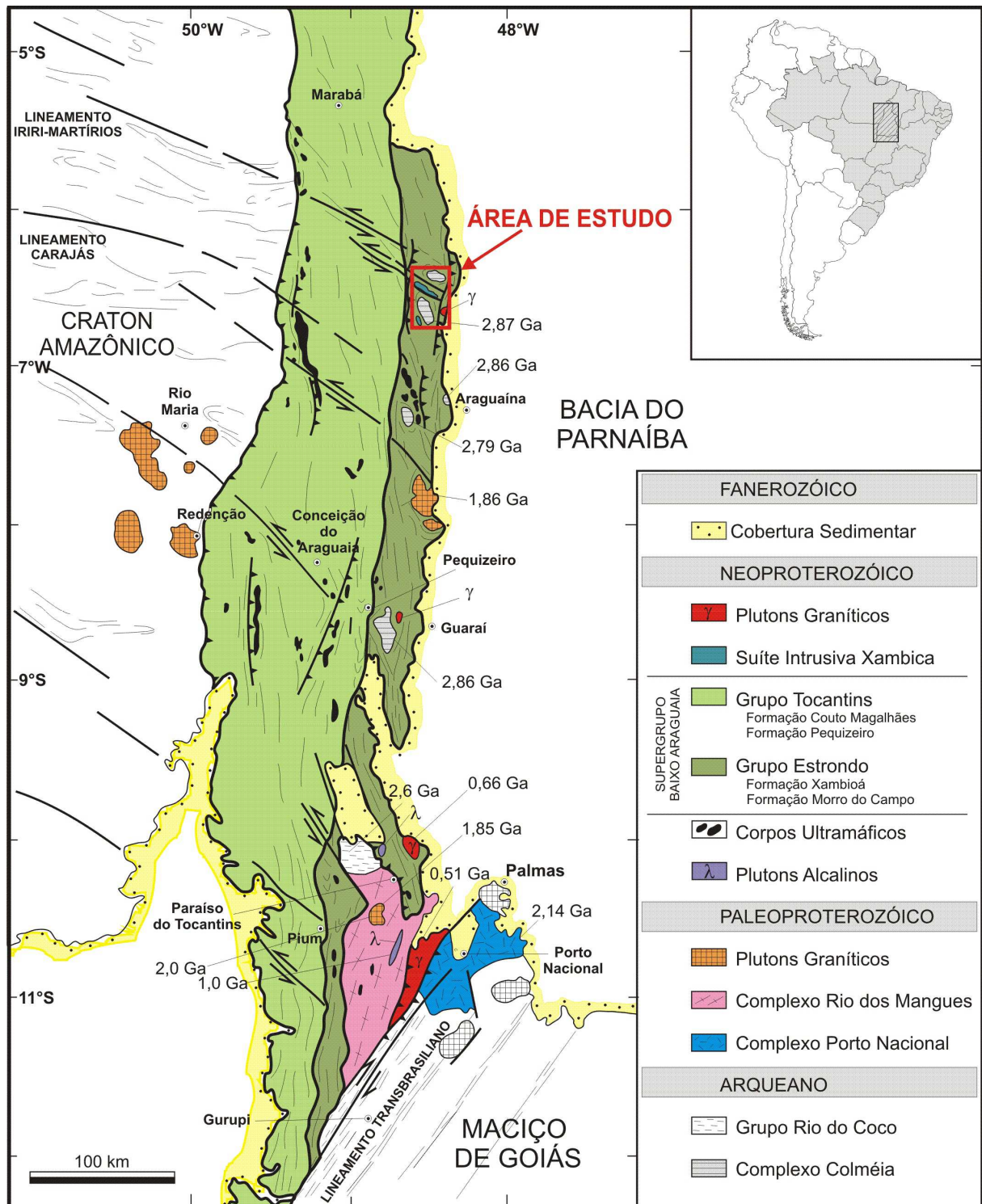


Figura 2.1– Mapa geológico do Cinturão Araguaia destacando as principais unidades e dados geocronológicos, com a localização da área de estudo, modificado de Gorayeb *et al.* (2008).

As rochas do Complexo Rio dos Mangues são cortadas pelas suítes alcalinas representadas pelos corpos de Monte Santo e Serra da Estrela, constituídos por nefelina sienitos gnaisses e sienitos gnaisses (Costa *et al.* 1983). Esse magmatismo alcalino foi interpretado como vinculado ao rifteamento crustal durante a formação da Bacia Araguaia, que recebeu os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia de acordo com Alvarenga *et al.* (2000). Gnaisses sieníticos associados com o plúton da Serra da Estrela foram datados pelo método Pb-Pb em zircão obtendo-se a idade de $1.006 \pm 0,086$ Ma, interpretada como a idade do evento magmático que gerou esses corpos (Moura & Souza 1996).

O conjunto de metassedimentos que compõem o Cinturão Araguaia é reunido no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978), que por sua vez é dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. A seqüência basal deste cinturão é formada pelo Grupo Estrondo, que é subdividido nas formações Morro do Campo e Xambioá.

A Formação Morro do Campo ocorre na borda das estruturas braquianticlinais, ou como grandes pacotes quartzíticos, sendo constituídos, principalmente por quartzitos puros, quartzitos muscovíticos, magnetita quartzitos e cianita quartzitos, além de intercalações de micaxistos (Gorayeb *et al.* 2008).

A Formação Xambioá repousa concordantemente sobre a Formação Morro do Campo que compreende micaxistos variados (cianita-estauroлита-biotita xisto, muscovita-biotita xisto, granada xistos, grafita xistos, xistos feldspáticos), mármore, anfíbolitos, metamáficas e metaultramáficas. Possui ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia e segundo Gorayeb *et al.* (2008), é a unidade que atingiu as condições de maior intensidade metamórfica.

A seqüência superior compreende o Grupo Tocantins que se sobrepõe concordantemente ao Grupo Estrondo e tem ampla distribuição na porção oeste do Cinturão Araguaia. O Grupo Tocantins é dividido nas formações Pequizeiro e Couto Magalhães. A Formação Pequizeiro, segundo Gorayeb (1981) é constituída por clorita-muscovita-quartzoxistos, filitos com intercalações de quartzitos, enquanto que a Formação Couto Magalhães compreende principalmente ardósias e filitos e intercalações de quartzitos hematíticos e jasperóides, metacalcários, metarcósios e metagrauvas. No alvo São Martim, situado entre as cidades de Redenção e Conceição do Araguaia, Villas *et al.* (2007) descreveram concentrações de sulfetos na forma de finos leitões, clastos e disseminações hospedados em uma seqüência sedimentar essencialmente clástica pertencente à Formação Couto Magalhães. Os sulfetos ocorrem principalmente em diamictitos pretos e ruditos, incluindo, sobretudo pirita com quantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita e galena.

Ao longo de todo o Cinturão Araguaia ocorre um grupo de rochas metamáficas e metaultramáficas serpentinizadas, alojadas concordante ou discordantemente à estruturação do Cinturão Araguaia, que Gorayeb (1989) caracterizou como ofiolitos alóctones afetados pela tectônica de inversão do Cinturão Araguaia. Os maiores chegam a ter mais de 50 km de comprimento, como o de Quatipuru e Serra do Tapa. São relativamente estreitos e a orientação se dá, via de regra, paralelamente com o eixo do Cinturão Araguaia. Uma parte desses corpos é apontada como fragmentos ofiolíticos (Gorayeb 1981, Gorayeb 1989, Kotschoubey *et al.* 1996, Gorayeb *et al.* 2004, Cruz & Gorayeb 2008).

Dezenas de corpos gabróicos metamorfizados (escapolita gabros), alojados em micaxistos do Grupo Estrondo e nos gnaisses do Complexo Colméia foram identificados na região de Xambioá-Araguanã, e reunidos na Suíte Intrusiva Xambica (Gorayeb *et al.* 2004). Datação Pb-Pb em zircão apontam idade de 817 ± 5 Ma que foi interpretada como relacionada a um plutonismo pré-cinemático à evolução principal do Cinturão Araguaia (Gorayeb *et al.* 2004). Além desses ainda ocorrem grandes quantidades de corpos máficos e ou ultramáficos pouco estudados, reunindo metagabros, metadiabásios, anfibolitos, com escapolita e/ou granada, anfibólio xistos e metapiroxenitos que foram intrudidos anteriormente ao metamorfismo, na sucessão sedimentar.

Corpos graníticos do Cinturão Araguaia são representados pelos granitos Santa Luzia, Presidente Kennedy e Ramal do Lontra. Eles se apresentam na forma de pequenos *stocks*, diques, lentes e veios que normalmente estão alojados concordantemente aos micaxistos do Grupo Estrondo. Estudos geocronológicos no Granito Ramal do Lontra pelo método Pb-Pb em zircão resultaram em idade em torno de 550 Ma (Alves 2006).

Para o Granito Santa Luzia os dados geocronológicos Pb-Pb em zircão obtidos por Moura & Gaudette (1993) apontaram idade de cristalização de 583 ± 39 Ma, usando a técnica de filamento simples, enquanto estudos posteriores, usando a técnica de filamento duplo, obtiveram idades Pb-Pb em zircão no mesmo granito entre 550 e 560 Ma (Moura & Sousa 2002), caracterizando um magmatismo do final do Neoproterozóico. Eles estão relacionados aos domínios de maior intensidade do grau metamórfico (fácies anfibolito) e apresenta características de plútons graníticos de posicionamento sin-tardi-tectônico em relação à evolução do Cinturão Araguaia (Gorayeb & Moura 2006).

O metamorfismo regional do Cinturão Araguaia varia de incipiente, no domínio oeste, até a fácies anfibolito médio no leste (Abreu 1978, Silva & Hasui 1978, Gorayeb 1981, Alves & Gorayeb 2003, Pamplona & Gorayeb 2010); sendo definido como do tipo Barroviano e apresentando zoneamento metamórfico, orientadas aproximadamente N-S. As condições

metamórficas máximas indicam temperaturas de aproximadamente 650°C e pressões acima de 6 kbar (Abreu et al. 1994, Gorayeb e Alves 2003). Estas zonas metamórficas se sucedem de oeste para leste através das isógradas da clorita, biotita, estaurolita, granada e cianita (Silva & Hasui 1978).

O metamorfismo regional do Cinturão Araguaia atingiu condições máximas na fácies anfíbolito médio com fusão parcial dos micaxistos e xistos feldspáticos restritas, e sugere-se que os granitos de idade de aproximadamente 550 Ma sejam contemporâneos ao evento metamórfico regional (Moura & Sousa 2002, Gorayeb & Alves 2003, Alves 2006).

Gorayeb (1981) definiu a polaridade do metamorfismo regional do Grupo Tocantins (região de Araguacema-Pequizeiro) como crescente de oeste para leste, variando de incipiente (anquimetamorfismo) a fácies xisto-verde alto, onde quatro zonas metamórficas foram mapeadas: zona do anchimetamorfismo (com estruturas e texturas sedimentares), zona da sericita, zona da clorita e zona da biotita.

Macambira (1983) realizou datações pelo método K/Ar em biotita e muscovita de xistos, e em hornblenda de anfíbolitos do Grupo Estrondo que resultaram em valores entre 518 Ma a 565 Ma.

Esse mesmo autor, utilizando a metodologia Rb-Sr em rocha total, obteve um valor de 590 ± 19 Ma, interpretada como a idade do metamorfismo do Grupo Estrondo.

A organização geométrica do Cinturão Araguaia, segundo Abreu *et al.* (1994), é marcada pela tectônica, imbricações e de *nappes* em diferentes escalas e intensidade, registrada, com maior intensidade no domínio leste. O embasamento é também envolvido nessa tectônica, na forma de fatias ou lascas que formam um cordão de braquidobras, além de um espessamento de todo o pacote rochoso.

Alvarenga *et al.* (2000) indicam que a principal estrutura do Cinturão Araguaia é N-S com mergulhos suaves para leste, resultado da disposição das unidades litológicas com variações nas direções NNW-SSE e NNE-SSW da foliação impressa tanto nas rochas supracrustais quanto nas rochas do embasamento (Gorayeb & Alves 2003). Variações na direção dessa foliação podem ser observadas: 1) próximo de estruturas das braquianticlinais

onde as foliações seguem a configuração das estruturas, 2) próximo das zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil que atravessam o Cinturão Araguaia, 3) na porção mais a sul do cinturão, onde é afetada por zonas de cisalhamento transcorrente do Lineamento Transbrasiliano, com direção NNE-SSW. Grandes zonas de cavalgamento de direção N-S indicam transporte tectônico para NW. As braquianticlinais, interpretadas anteriormente como relacionadas a diapirismo granítico (Hasui *et al.* 1984), são agora relacionadas a cavalgamentos que envolveram o embasamento e a sequência supracrustal (Abreu *et al.* 1994).

Os caimentos das lineações são suaves para SE exceto ao redor das estruturas das braquianticlinais, mostrando *rake* com ângulos entre 50° a 60°. Análises estruturais de elementos planares e lineares sugerem transporte tectônico para NW, indicando uma colisão oblíqua com o Cráton Amazônico (Costa *et al.* 1988, Abreu *et al.* 1994).

3 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

A área do presente estudo compreende um polígono na região de Xambioá-Araguanã, cujo limite a oeste é feito pelo Rio Araguaia, no Estado do Tocantins (Figura 3.1). Ela faz parte do domínio leste do Cinturão Araguaia que é representado por suas unidades inferiores, qual seja: o Grupo Estrondo, assentado sobre o embasamento Arqueano (Complexo Colméia). Adicionalmente, compreende o domínio de mais alto grau metamórfico do Cinturão Araguaia.

Esta região é uma das mais bem estudadas do Cinturão Araguaia e destaca-se pela ocorrência de vários corpos metamáficos, foco principal desta dissertação.

No mapa geológico da Figura 3.1 são apresentadas três importantes unidades litoestratigráficas, representadas pelo Complexo Colméia, Supergrupo Baixo Araguaia e formações da Bacia do Parnaíba, descritas a seguir.

3.1- COMPLEXO COLMÉIA

O Complexo Colméia de idade Arqueano (2,85 Ga) é a unidade que representa o embasamento do Cinturão Araguaia nessa região, sendo formada por gnaisses aflorantes no núcleo das estruturas braquianticlinais de Xambioá e Lontra (Fig. 3.2 A). Segundo Gorayeb *et al.* (2008), ele está representado por gnaisses de composição leucotonalítica e trondhjemítica, podendo ocorrer ainda gnaisses de composição granodiorítica e granítica (Dall’Agnol *et al.* 1988, Moura 1992).

Os gnaisses tonalíticos possuem cor cinza claro e tons rosados, granulação média e marcantes bandamentos destacados por mobilizados graníticos na forma de leitos milimétricos a centimétricos, lentes e *budins*. Os gnaisses são leucocráticos apresentando textura granoblástica, constituídos essencialmente por oligoclásio (An_{27}), quartzo, biotita, muscovita e microclina. Os acessórios são apatita, titanita, zircão, turmalina e minerais opacos. São gnaisses com foliação definida por orientações de biotita, leitos quartzofeldspáticos ou níveis mais concentrados em micas e veios de quartzo concordantes à foliação.

Os gnaisses de composição granítica se encontram intercalados aos gnaisses tonalíticos como leitos ou corpos mais expressivos, como resultado da forte transposição tectônica a qual foram submetidos (Fig. 3.2 B). Eles são leucocráticos, de cor rosa, granulação média ou grossa, destacando-se porfiroclastos de microclina em matriz milonítica. A sua composição mineralógica essencial inclui microclina e quartzo, e quantidades menores de plagioclásio, biotita e muscovita, e, acessoriamente, zircão, apatita e turmalina.

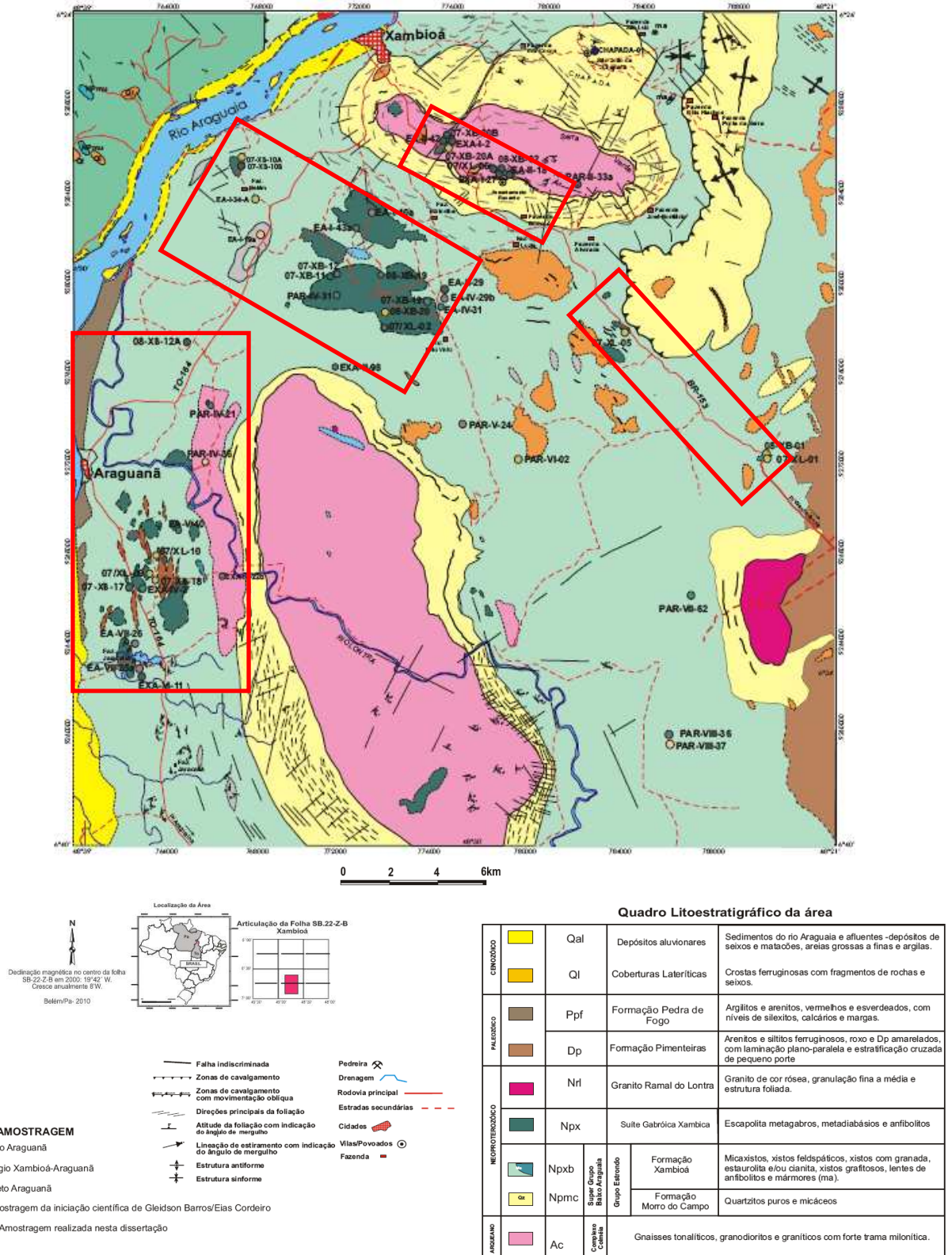


Figura 3.1- Mapa geológico da região estudada com destaque para os setores e amostras estudadas.



Figura 3.2- Aspectos gerais dos gnaisses do Complexo Colméia no núcleo da Braquianticlinal de Xambioá: A) Afloramento de gnaiss tonalítico com foliação de baixo valor de mergulho; B) Aleitamento tectônico entre gnaisses tonalíticos e graníticos nas proximidades de Xambioá.

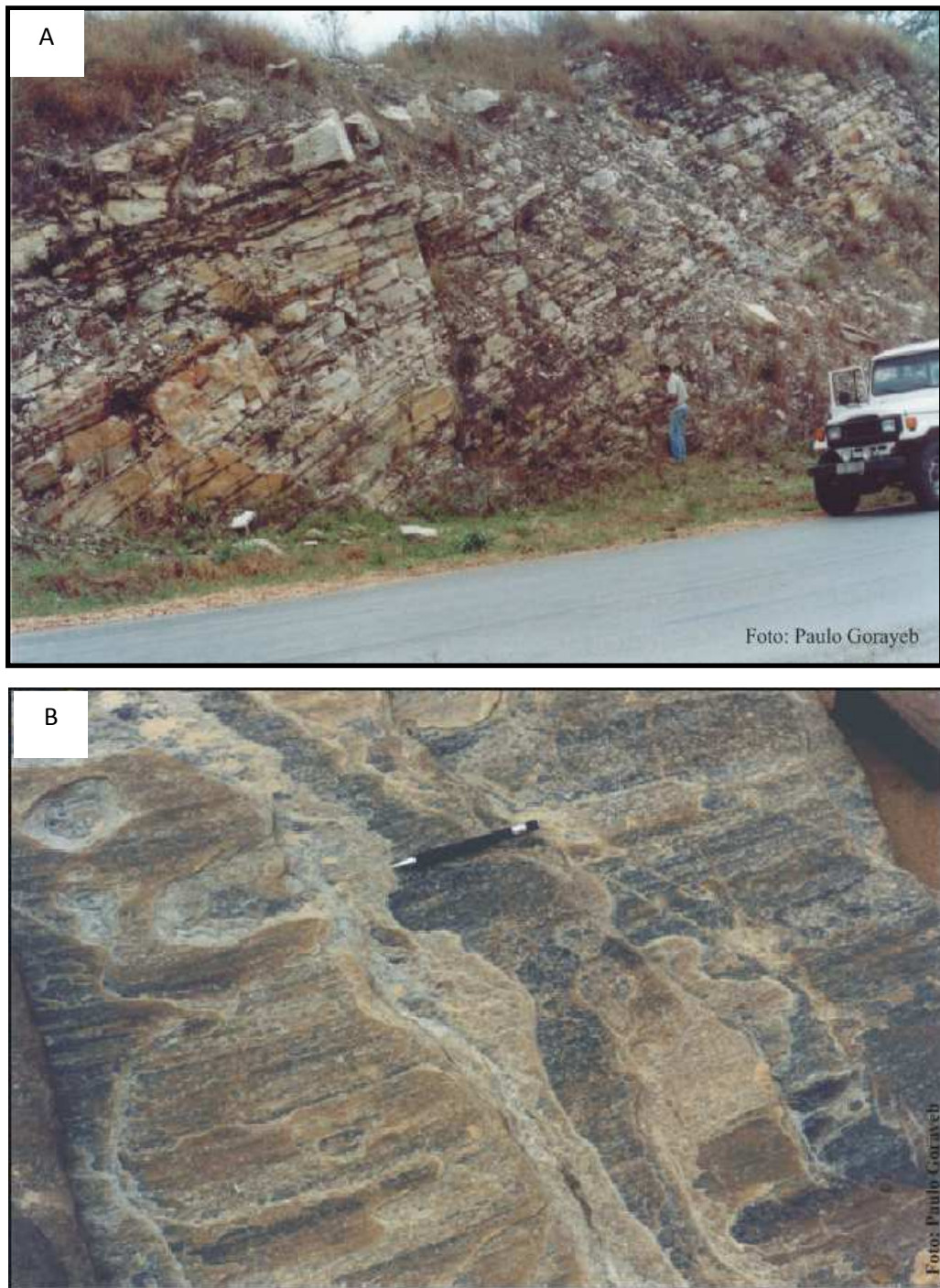


Figura 3.3- Aspectos gerais dos quartzitos da Formação Morro do Campo: A) Exposição no flanco oeste da Braquianticlinal de Xambioá, destacando foliação com baixo ângulo de mergulho (corte na rodovia TO-388, próximo à Xambioá); B) Forte lineação de estiramento de quartzo e muscovita.

Os estudos petroestruturais realizados por Gorayeb & Alves (2003) demonstraram a superposição tectonometamórfica dos processos que edificaram o Cinturão Araguaia, no Neoproterozóico, sobre os gnaisses arqueanos expostos no núcleo das estruturas braquianticlinais de Xambioá e Lontra. Foi demonstrado que as associações minerais originais dos tonalitos, granodioritos e granitos foram modificadas e imprimiram forte trama anisotrópica sobre os protólitos Arqueanos, transformando-os em gnaisses cujas foliações e lineações são coincidentes com as das rochas supracrustais do Grupo Estrondo, assentadas imediatamente acima destes gnaisses.

3.2- GRUPO ESTRONDO

O Grupo Estrondo representa a unidade mais inferior do Supergrupo Baixo Araguaia, distribui-se ao longo da porção leste do Cinturão Araguaia e foi subdividido nas formações Morro do Campo (inferior) e Xambioá (Abreu 1978).

Na área alvo deste estudo, as unidades do grupo Estrondo encontradas referem-se às formações Morro do Campo e Xambioá.

3.2.1- Formação Morro do Campo

A Formação Morro do Campo distribui-se na área de estudo sob a forma de camadas de orientação N-S, a nordeste, sustentando as serras do Sororó e das Andorinhas ou delineando a estrutura braquianticlinal do Lontra, da mesma forma que a de Xambioá, onde no núcleo afloram ortognaisses arqueanos do Complexo Colméia. A sudeste de Xambioá, ao longo da rodovia BR-153 e TO-388 (Fig. 3.4A) também podem observar-se afloramentos nos cortes de morro.

A formação é constituída predominantemente por quartzitos puros e micáceos e, mais raramente por cianita quartzitos, magnetita quartzitos e muscovita xistos. Os quartzitos são brancos, com uma granulação que varia de média a grossa, sendo que a porção mais grossa é observada principalmente na parte mais basal do pacote, onde se percebe uma intensa recristalização. São formados, essencialmente, por quartzo e quantidades variáveis de muscovita. Estruturas primárias podem ainda ser observadas, como acamamento e estratificação gradacional e cruzada.

Em alguns pontos ocorrem dobras abertas de dimensões métricas. Em geral, os quartzitos apresentam textura granoblástica e mostram cristais de muscovita orientados,

definindo a foliação na direção NW-SE com mergulhos baixos para NE (8-25°) e lineação de estiramento com valores de mergulho aproximados de 4-18° para ESSE (Fig. 3.3B).

Os micaxistos são formados, essencialmente, por quartzo e muscovita e, ocasionalmente, ocorrem biotita, cianita e turmalina.

3.2.2- Formação Xambioá

A Formação Xambioá ocupa a maior parte da área estudada, sustentando um relevo colinoso com superfícies abauladas e pequenos morrotes. As rochas também afloram em cortes de estrada, em lajedos métricos a decamétricos (Fig. 3.4 A, B), em vales e leitos de estradas e caminhos. As rochas dessa unidade são representadas, principalmente, por uma grande variedade de xistos, tais como muscovita-biotita-quartzo xistos, granada micaxistos, com ou sem cianita e estauroлита, xistos feldspáticos (Fig. 3.4 C, D) e, localizadamente grafita xistos, mármore e anfibólitos.

As variedades de xisto ocorrem intercaladas e são fortemente orientadas formando uma foliação característica, com certos tipos destacando bandamento milimétrico com alternância entre níveis quartzo-feldspáticos e micáceos.

Os micaxistos são as rochas mais abundantes da Formação Xambioá e apresentam cores variando de cinza clara, quando da predominância da muscovita, a cinza escuro, quando a biotita é o mineral principal. Estas rochas contêm como os principais constituintes mineralógicos biotita, muscovita, quartzo e plagioclásio (oligoclásio – An₁₁), além de granada, cianita e estauroлита em determinados casos, e como minerais acessórios turmalina, titanita, zircão e minerais opacos. Carbonato, sericita, clorita e epidoto são minerais secundários. Biotita e muscovita apresentam-se amplamente distribuídas nas rochas, seguindo uma orientação preferencial e definindo texturas lepidoblásticas. O quartzo ocorre como agregados de cristais ao longo de leitos bem definidos, cujos cristais estão articulados em pontos tríplexes. Entretanto, em algumas situações, os agregados de quartzo formam bandas e lentes acompanhando a foliação da rocha, que se intercalam com bandas ricas em minerais micáceos.

Os granada micaxistos ocorrem, preferencialmente, na porção sul da Serra das Andorinhas e apresentam coloração cinza claro e granulação média ou grossa. Texturas porfiroblásticas estão bem definidas, destacando-se porfiroblastos de granada e, raramente,

plagioclásio, com dimensões de até 1 cm, envolvidos em matriz lepidoblástica. Em determinadas áreas, porfiroblastos de cianita, granada e ou estaurolita também são encontrados nestas rochas. (Fig. 3.4 C e D). Os minerais essenciais são biotita, muscovita, granada, quartzo e plagioclásio, além de cianita e estaurolita. Os minerais acessórios são turmalina, titanita e minerais opacos e os minerais secundários são clorita (como produto de alteração da biotita e da granada) e sericita, epidoto e carbonato, substituindo cristais de plagioclásio.

Grafita xistos são encontrados como lentes associados aos micaxistos com espessura variada (métrica a decamétrica), com foliação e granulação fina e coloração cinza escuro, constituídos, principalmente, por grafita e quartzo, e secundariamente, por muscovita e biotita. Veios de quartzo budinados estão freqüentemente associados a estas rochas, no entanto quartzitos grafitosos são raros e restritos a ocorrências intercaladas aos micaxistos.

Mármore puros e impuros apresentam coloração branca ou cinza, granulação grossa com visível bandamento alternando tons mais escuros do cinza. Na área, também constituem camadas intercaladas aos xistos.

3.3- SUÍTE GABRÓICA XAMBICA

Esta unidade foi identificada por Gorayeb *et al.* (2004) na região de Xambioá-Araguanã, reunindo dezenas de corpos de metagabros e seus produtos metamórficos alojados em micaxistos do Grupo Estrondo, com idade Pb-Pb em zircão de 817 ± 5 Ma, interpretado como relacionado a um plutonismo toleítico pré-cinemático à evolução principal do Cinturão Araguaia.

Em capítulo adiante as rochas metamáficas, alvo principal deste trabalho, serão descritas com maior detalhe.

3.4- GRANITO RAMAL DO LONTRA

Na porção sudeste da área aflora um plúton granítico definido por como Granito Ramal do Lontra. Trata-se de um pequeno stock homogêneo petrograficamente, predominando monzogranitos e mais raramente granodioritos encaixado em quartzitos e xistos do Grupo Estrondo. Trata-se de granitos contendo biotita e muscovita com fácies restritas que normalmente apresentam incipiente foliação. Essas rochas apresentam cor cinza levemente rosada com granulação média, composto por oligoclásio (An_{11-16}), quartzo,

microclina, biotita e muscovita, cujos acessórios são zircão, apatita, titanita, alanita e minerais opacos (Alves 2006). Datações Pb-Pb em zircão apontaram idade de 549 ± 5 Ma, considerado de alojamento sin-tardi cinemático em relação à tectônica de implantação do Cinturão Araguaia (Alves 2006, Gorayeb *et al.* 2008).

3.5- FORMAÇÕES DA BACIA DO PARNAÍBA

As unidades referentes à Bacia do Parnaíba na área apresentam-se como camadas basculadas constituídas por pacotes isolados da Formação Pedra de Fogo e preenchendo grabens. Na porção oeste da área as rochas sedimentares afloram em barrancos da margem do Rio Araguaia no mesmo nível topográfico dos xistos da Formação Xambioá, constituindo o *Graben* de Araguanã. Formam camadas basculadas com mergulhos de até 30°, constituindo uma seqüência de siltitos, sillexitos e rochas carbonáticas com estruturas de oólitos, que podem ser definidos como vestígios bastante alterados da Formação Pedra de Fogo. Seu contato é feito através de falhas normais com a Formação Xambioá. Seus melhores afloramentos encontram-se em barrancos do rio Araguaia na frente da cidade de Araguanã, mas precisamente na margem do Rio Araguaia no Hotel-Fazenda Solar do Araguaia.

Em toda a porção leste da área está definida a linha de contato entre as unidades do Cinturão Araguaia e a borda oeste da Bacia do Parnaíba, sendo uma área com cotas acima de 190 m, definindo serras e colinas com topos planos. Nesse domínio são encontrados arenitos ferruginosos da Formação Pimenteiras com estruturação subhorizontal assentados sobre quartzitos ou xistos, delineando um contato discordante e erosivo.



Figura 3.4- Aspectos gerais das rochas da Formação Xambioá: A) Lajedo de micaxisto com xistosidade subhorizontal.; B) Detalhe do micaxisto com destaque ao bandamento milimétrico com veios de quartzo e álcali-feldspato budinados concordantes à xistosidade; C) Veio de cianita, granada quartzo, com raros cristais de feldspato em granada quartzo micaxisto; D) Detalhe dos porfiroblastos de granada e estauroлита em micaxisto.

4 GEOLOGIA DOS CORPOS METAMÁFICOS ESTUDADOS

Na região entre Xambioá e Araguañá Gorayeb *et al.* (2004) identificaram dezenas de corpos de metagabros, metadiabásios, escapolita metagabros e anfibolitos, alojados nos micaxistos do Grupo Estrondo (Formação Xambioá) e nos gnaisses do Complexo Colméia que foram reunidos na Suíte Intrusiva Gabróica Xambica.

No presente trabalho foram visitados os corpos principais que ocorrem nas fazendas Mirindiba, Bela Vista e Belém. Vários outros corpos menores também afloram por toda a região, além de vários corpos lentiformes de anfibolitos que são encontrados ao longo da rodovia BR-153, no trecho entre Wanderlândia e Xambioá.

Os corpos de metagabro são subcirculares com diâmetros de até 5 km, geralmente com leve alongamento, orientados de acordo com a direção geral das estruturas da área. Diferenças estruturais foram registradas em alguns corpos sendo que no seu interior as rochas são geralmente isotrópicas, no entanto nos bordos estão transformados em anfibolitos com marcante foliação concordante aos xistos encaixantes. Corpos de anfibolitos ocorrem também isoladamente, neste caso são corpos delgados e lenticularizados (sills, diques antigos), sendo que alguns são budinados dispostos concordantemente à estruturação das encaixantes, onde há ocorrência também de amêndoas métricas isoladas de metagabros. Com base em determinações geocronológicas preliminares por evaporação de Pb em zircão, a idade obtida para este evento plutônico foi 817 ± 5 Ma (Gorayeb et al. 2004) que interpretaram como idade mínima para o evento plutônico máfico que antecedeu o evento tectono-metamórfico da evolução do Cinturão Araguaia, datado em aproximadamente 550 Ma. Estas ocorrências e relações estruturais serão explicadas detalhadamente no capítulo a seguir.

Os diversos corpos visitados encontram-se distribuídos por toda área de estudo e por esse motivo foram separados em 5 setores, como mostrado no mapa geológico da Figura 3.1, cada um apresentando feições que merecem destaque, desse modo serão descritas o modo de ocorrência geral bem como suas características individuais.

4.1 DESCRIÇÃO DOS CORPOS METAMÁFICOS

4.1.1 Setor Jaracatiá

Este setor é denominado em referência ao ribeirão Jaracatiá situado nas proximidades da cidade de Araguañá no centro-oeste da área (Fig. 4.1). Os corpos são acessados por

estradas de fazendas, assentamentos e também ao longo da rodovia TO-164. Perfaz um polígono limitado pelas coordenadas 6°31' 35''- 6°40'16'' de latitude sul e 48° 34' 34''- 48°39 00'' de longitude oeste.

Os corpos localizados neste setor reúnem metagabros reliquiares, escapolita-metagabros, escapolita-anfibolitos e granada-metagabros. Os metagabros aparecem como pequenos stocks subcirculares que afloram geralmente sob forma de lajedos e blocos abaulados, via de regra, alguns destes plútons estão encaixados e estruturados em mica xistos. Em alguns casos como no ponto 2008-XB-13 ocorrem associados à meta-ultramáficas. Dentre os corpos estudados destaca-se o gabro do Assentamento do “S”, localizado no mapa.

Trata-se de um metagabro de coloração acinzentada, granulação média, que ainda preserva características magmáticas pretéritas (Fig. 4.2 A e B). Tem dimensões inferiores a 100 m² e está encaixado em grafita xistos. O corpo apresenta-se muito fraturado, e com veios de feldspato. Merece destaque a presença de sulfetos disseminados em torno de 2%.

As variedades de metagabros com escapolita e granada ocorrem em pequenos afloramentos isolados, em blocos abaulados no topo de morrotes e neles destacam-se porfiroblastos de escapolita centimétricos.

Os anfibolitos dessa área têm suas exposições ao longo da rodovia TO-164, e constituem corpos de extensões métricas a decamétricas, com formas lenticulares, budinados e orientados preferencialmente na direção N-S (Fig. 4.3). Possuem coloração cinza esverdeada com granulometria fina ou média, fraturados com ou sem a presença de escapolita. Normalmente apresentam marcante foliação concordante à estruturação dos xistos encaixantes.

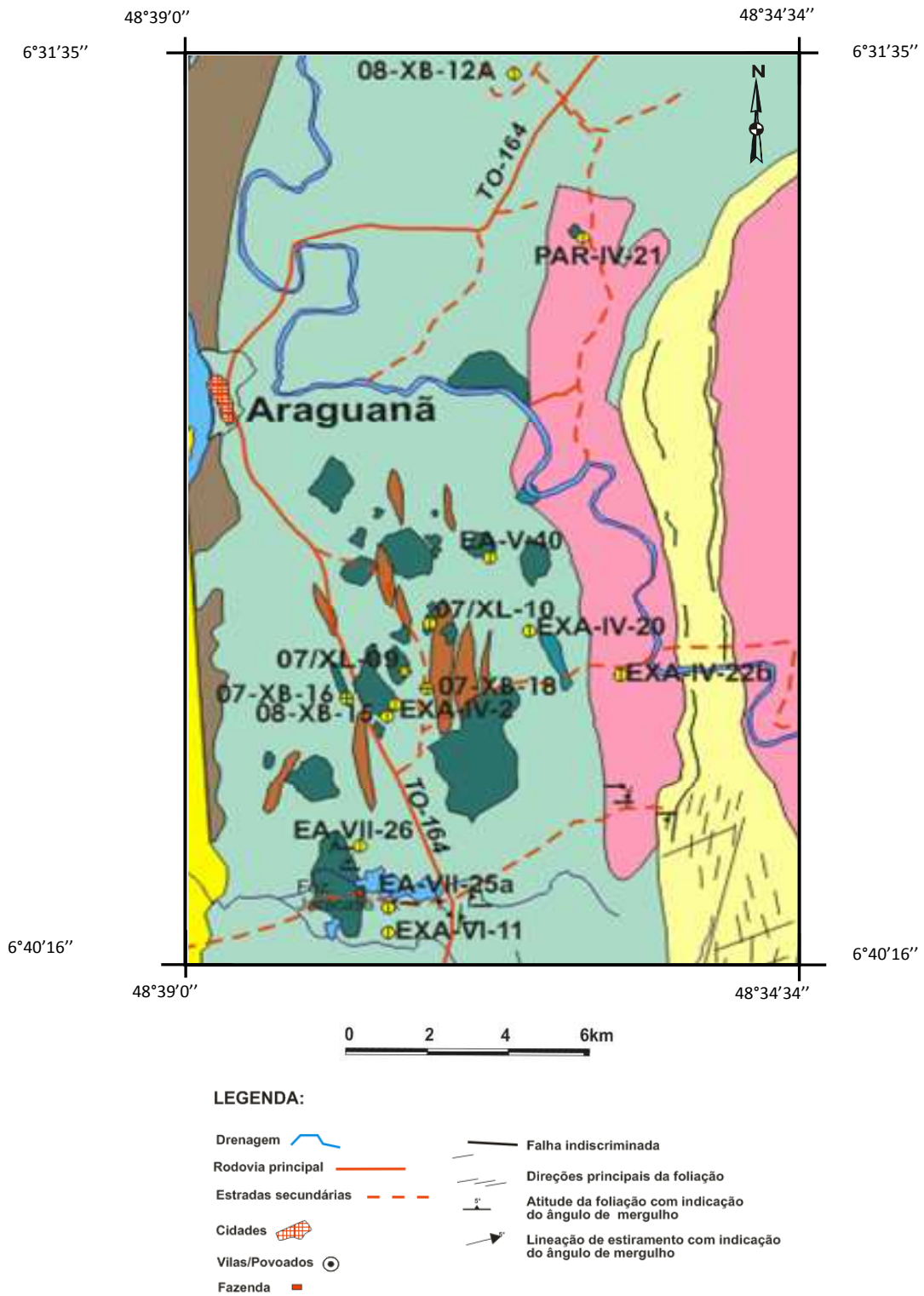


Figura 4.1 - Detalhe do Setor Jaracatiá (recorte da Fig. 3.1) com destaque aos vários corpos alongados de metagabros e anfíbolitos.



Figura 4.2- Aspectos gerais do metagabro reliquiar do Assentamento S (ponto 2008/XB-11): A) Modo de ocorrência sob forma de blocos e lajedos; B) Detalhe da textura ígnea intergranular preservada deste mesmo metagabro.



Figura 4.3 - Corte na rodovia TO-164 a sul de Araguanã mostrando o corpo de anfibolito foliado com porções isotrópicas (ponto 2008/XB-13).

4.1.2 Setor Mirindiba

Este setor foi definido em referência à Fazenda Mirindiba, onde ocorrem os maiores corpos de metagabros da área (Fig. 4.4). Constituem stocks de dimensões entre 2 e 6 km de diâmetro, via de regra, estruturados nos bordos e maciços no centro, além de outros pequenos corpos. As rochas predominantes são escapolita metagabros e mais raramente anfibolitos. Há uma relação direta entre o cultivo de banana, e as áreas de ocorrência dessas rochas na região em razão da fertilidade dos solos. Outras ocorrências foram estudadas nas fazendas Bela Vista e Belém.

4.1.2.1- *Metagabro da Fazenda Mirindiba*

Os metagabros localizados dentro da Fazenda Mirindiba se destacam pelas dimensões superiores a 2 km de comprimento e por constituírem os maiores relevos da área.

Caracterizam-se pela presença grande quantidade de porfiroblastos de escapolita centimétricos podendo apresentar-se levemente orientados ou não (Fig. 4.5A). Por vezes ocorrem preenchendo veios centimétricos (Fig. 4.5B). Os metagabros possuem granulometria média ou grossa, apresentam cor cinza escura, e ocorrem em afloramentos com blocos maciços e abaulados sustentando o topo destes morros (Fig. 4.5C). Quando alterados mostram solos de coloração marrom avermelhado forte, onde são comuns as plantações de banana. Em observações de campo as relações estruturais mostram passagem gradual dos bordos fortemente estruturados (anfíbolito), para metagabros isotrópicos no núcleo (Fig. 4.5D). Em relação aos xistos encaixantes há concordância estrutural com as estruturas foliadas dos anfíbolitos. Isto revela o caráter de alojamento desses corpos pré-metamorfismo regional.

4.1.2.2 *Metagabro da Fazenda Bela Vista*

Os corpos de escapolita metagabros da Fazenda Bela Vista mostram características semelhantes aos metagabros descritos na Fazenda Mirindiba. São diversos corpos que ocorrem nas margens da estrada de acesso dentro da fazenda e estão também distribuídos em pequenos lajedos além de sustentarem morros com topos abaulados (Fig. 4.6A). Os corpos acham-se levemente orientados segundo a direção NW-SE, e em alguns pontos observa-se orientação definida por porfiroblastos de escapolita, além de vênulas de escapolita (Figs. 4.6 B e C).

4.1.2.3 *Metadiabásio da Fazenda Belém*

O corpo de metamáfico da Fazenda Belém é um dos de menor dimensão dentro do Setor Mirindiba, e ocorre sob a forma de um pequeno stock com afloramentos em forma de lajedos. Nele se observa de maneira clara as relações entre os anfíbolitos e os escapolita gabros, assim como suas relações estruturais. Assim os seus bordos são constituídos de granada anfíbolito bem foliado, de cor cinza, granulação fina-média, que definem uma faixa de larguras métricas, e em direção a porção mais interna gradam para um escapolito metadiabásio/gabro isotrópico, de granulação fina-média com porfiroblastos de escapolita (Fig. 4.7).

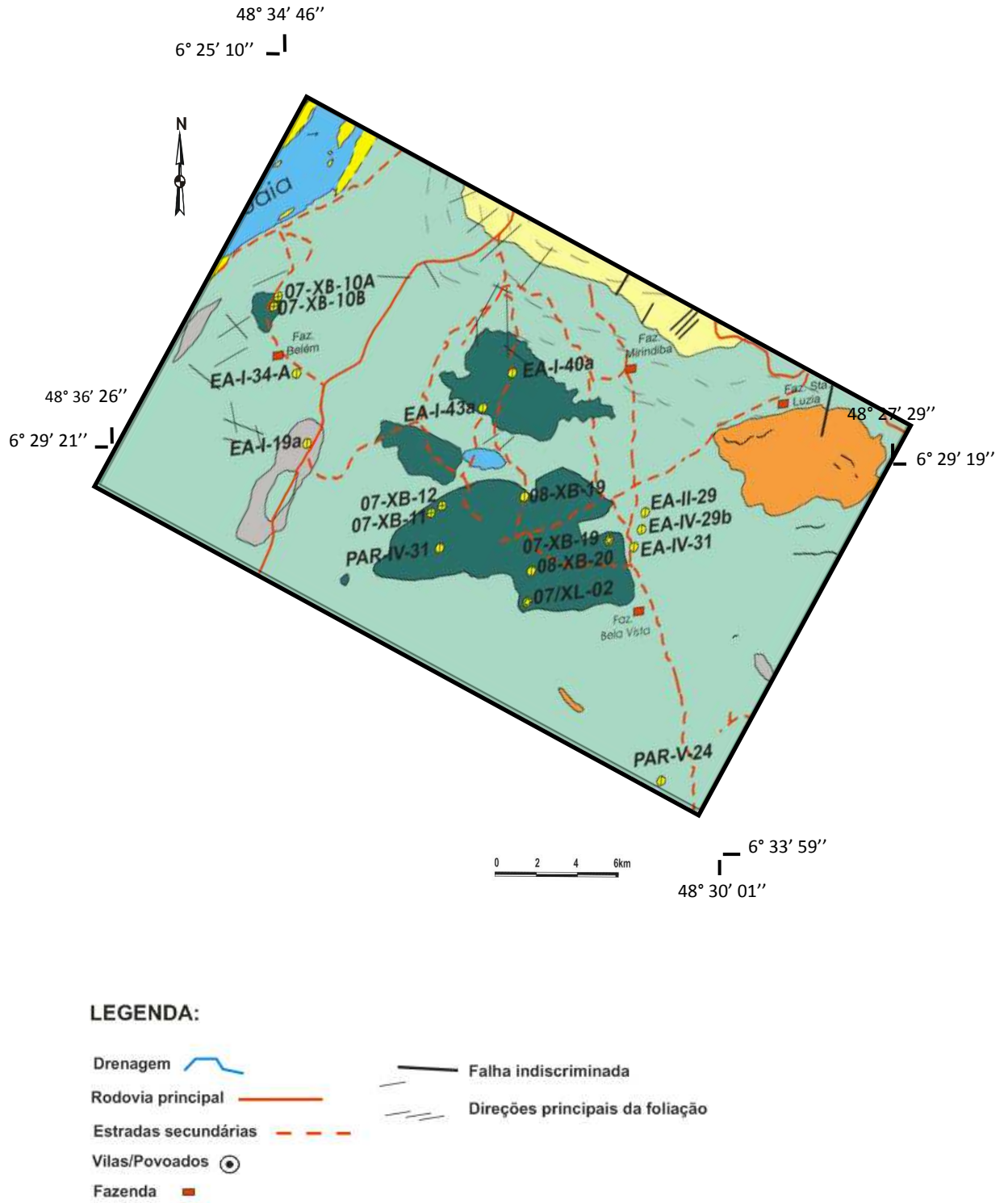


Figura 4.4 - Mapa geológico do Setor Mirindiba (recorte da Fig. 3.1) com os vários corpos dos escapolita metagabros e amostragem.

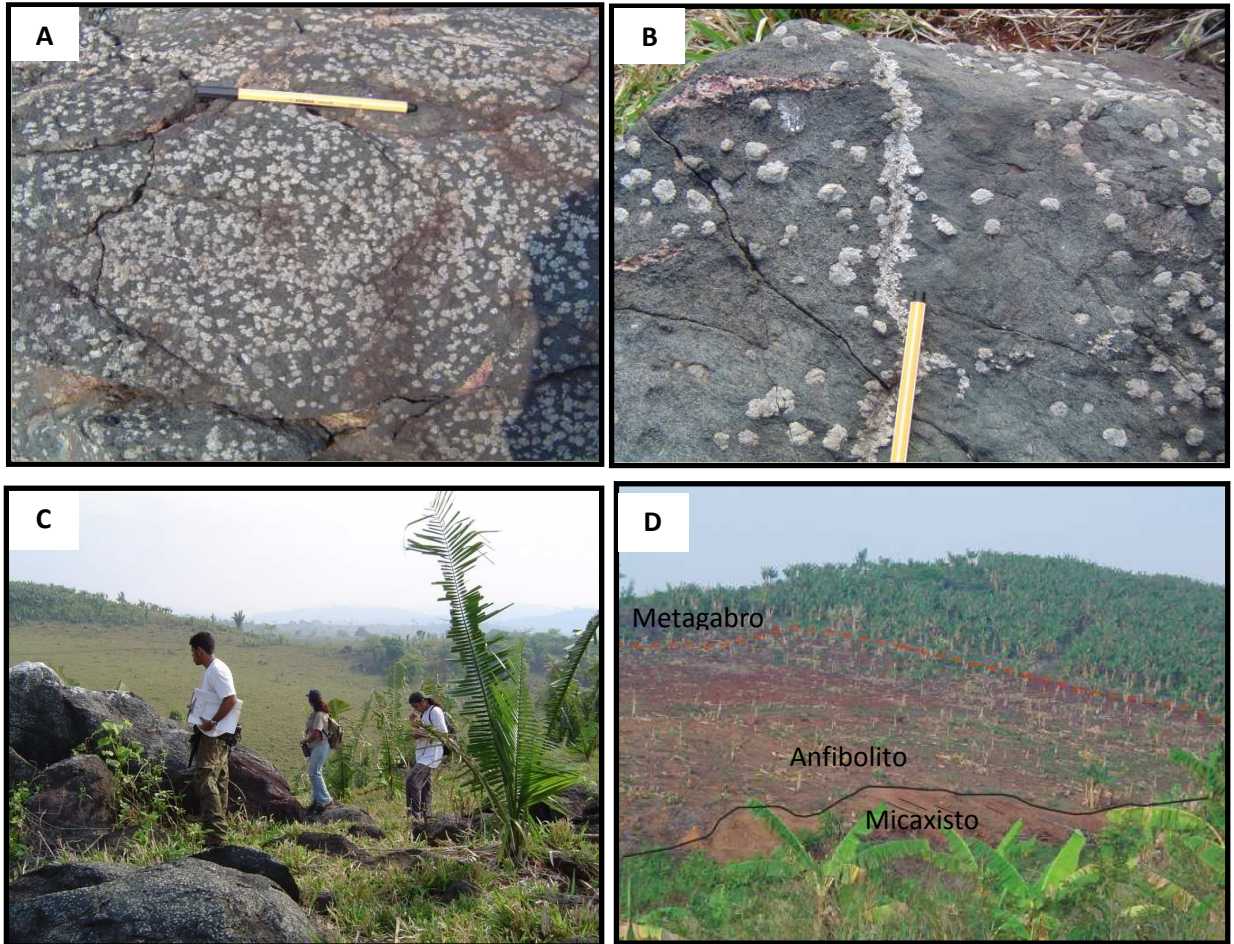


Figura 4.5 - Escapolita metagabros da Fazenda Mirindiba em áreas de cultivo de bananas (pontos 2007/XB-11 e 12): A) Escapolita metagabro com grande quantidade de porfiroblastos de escapolita em forma de rosetas; B) Detalhe do metagabro com discreta orientação com porfiroblastos de até 2 cm e veios de escapolita; C) Formas de ocorrência dos metagabros no topo de morros; D) Relação de contato intrusivo entre o antigo gabro e os micaxistos encaixantes. Notar a formação de anfibolito no bordo do stock com foliação concordante ao micaxisto, e metagabro isotrópico no núcleo.

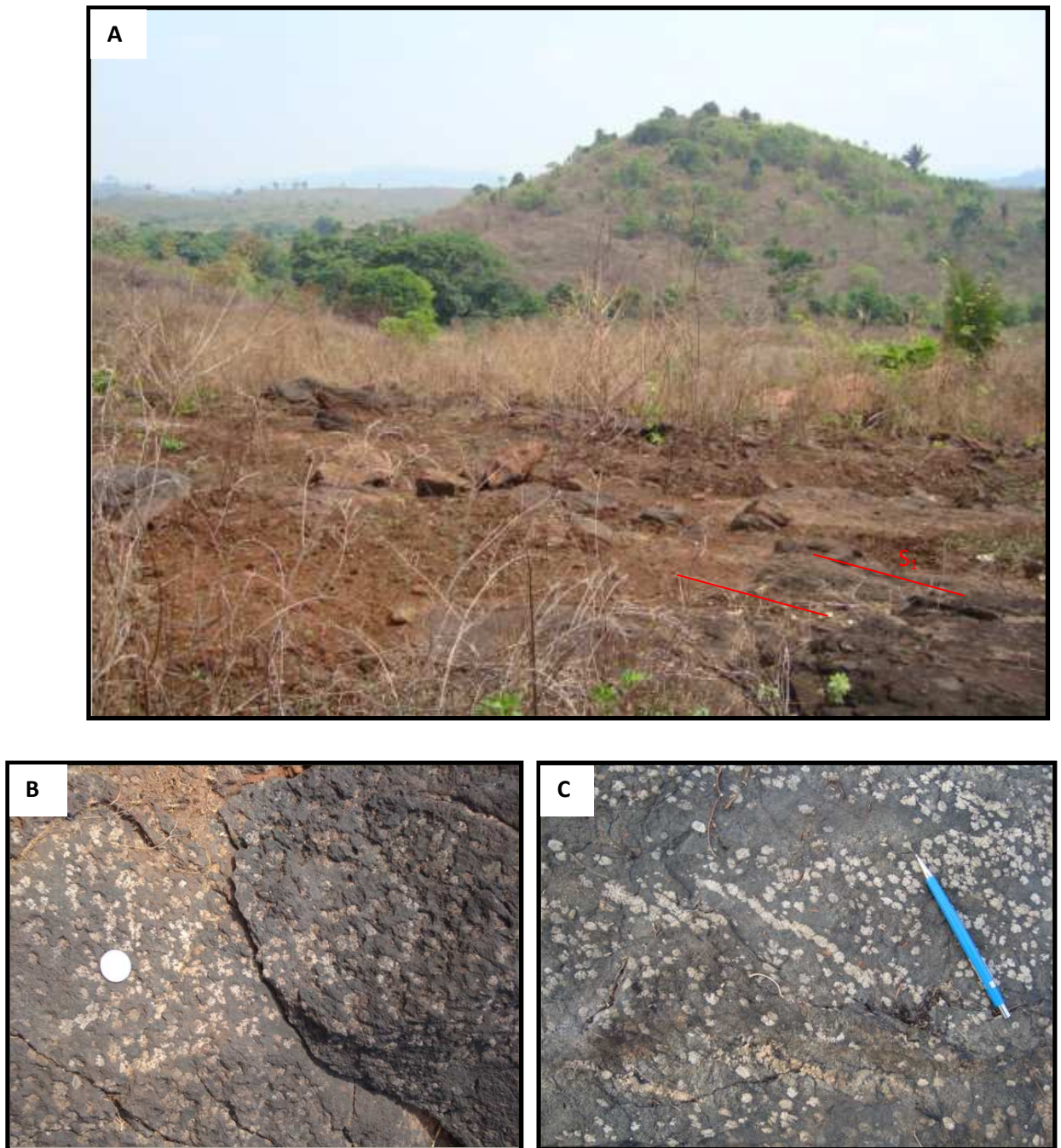


Figura 4.6 - Aspectos gerais de metagabros da Fazenda Bela Vista (ponto 2008/XB-05): A) Porção principal do corpo sustentando morros abaulados; B) Concentração de porfiroblastos de escapolita centimétrica em forma de rosetas; C) Detalhe da ocorrência de porfiroblastos de escapolita com discreta orientação e vênulas de escapolita.

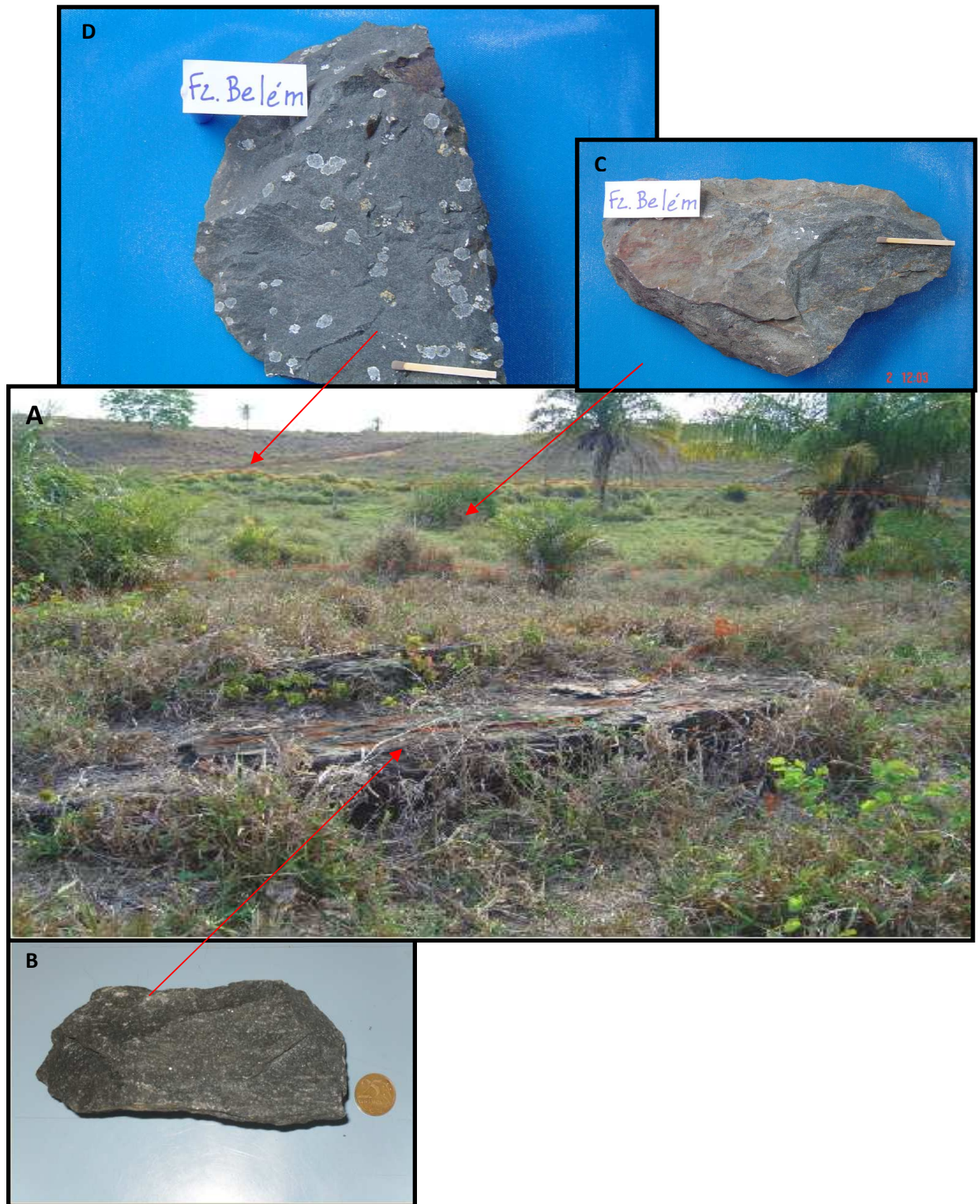


Figura 4.7 - Detalhe das relações estruturais, espaciais e de transformação tectonometamórfica do corpo de metadiabásio da Fazenda Belém (ponto 2007/XB-10): A) Lajedo de anfibolito com foliação S_1 subhorizontal; B) detalhe da amostra de anfibolito; C) detalhe da porção intermediária com incipiente foliação; D) Porfiroblastos de escapolita em metadiabásio maciço.

4.1.3 Setor Recanto

Este setor localiza-se na parte NNE da área de estudo e se caracteriza pela presença de diversos corpos de metagabros reliquiares identificados dentro das Fazendas Chácara Pedra Branca e Mangueira e também ao longo da BR-153. Uma diferença em relação aos corpos anteriores é que estes se encontram encaixados em gnaisses no núcleo estrutura de Xambioá (Fig. 4.8). Dentre esses corpos destacam-se as ocorrências de Pedra Branca e Mangueira.

4.1.3.1 *Metagabro Chácara Pedra Branca*

Este metagabro está encaixado no interior da estrutura de Xambioá e ocorre em afloramento hectométrico sob forma de lajedo e blocos. Possui coloração cinza, granulometria média, isotrópico constituído mineralogicamente por clinopiroxênio e plagioclásio evidenciando sua textura ígnea intergranular bem preservada (Fig. 4.9). O corpo está encaixado em gnaisses, mas a relação de contato não pode ser observada claramente.

4.1.3.2 *Metagabro Fazenda Mangueira*

Este corpo localizado dentro da Fazenda Mangueira às margens da rodovia BR-153. Ocorre em formato subcircular de aproximadamente 400 m². Possui coloração cinza esverdeada, granulação média a grossa, sendo que a porção mais interna é isotrópica com textura ígnea intergranular ainda preservada. Sua borda está parcialmente estruturada, porém não transformada em anfíbolito (Fig. 4.10).

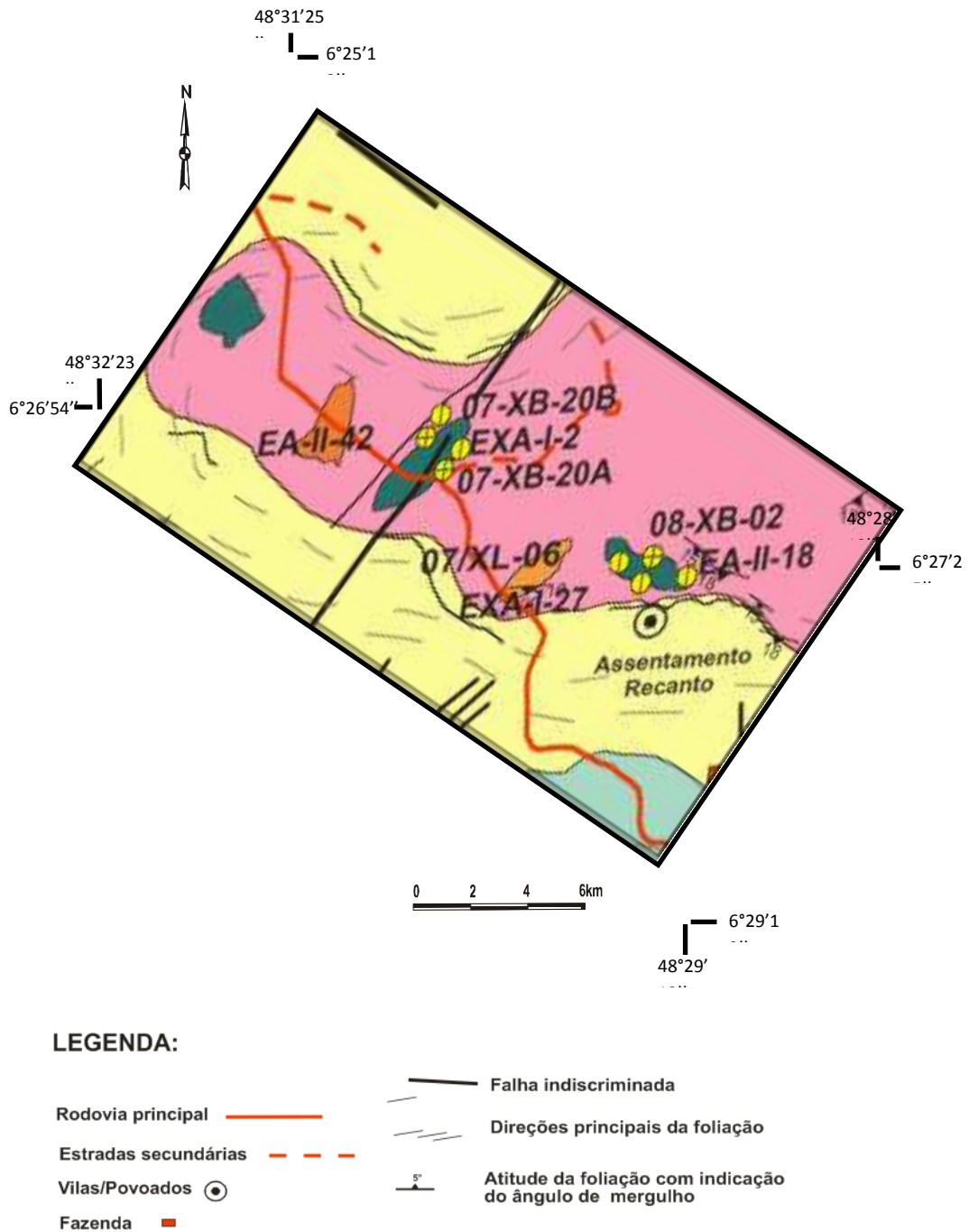


Figura 4.8 – Mapa geológico do Setor Recanto (recorte da Figura 3.1) destacando as ocorrências de metagabros encaixados em gnaisses do núcleo da estrutura braquianticlinal de Xambioá.



Figura 4.9 - Metagabro da Chácara Pedra Branca em área de cultivo de bananas (ponto 2008/XB-02): A) Visão geral do afloramento de metagabro reliquiar; B) Detalhe de metagabro reliquiar maciço; C) Detalhe da textura gabróica preservada.

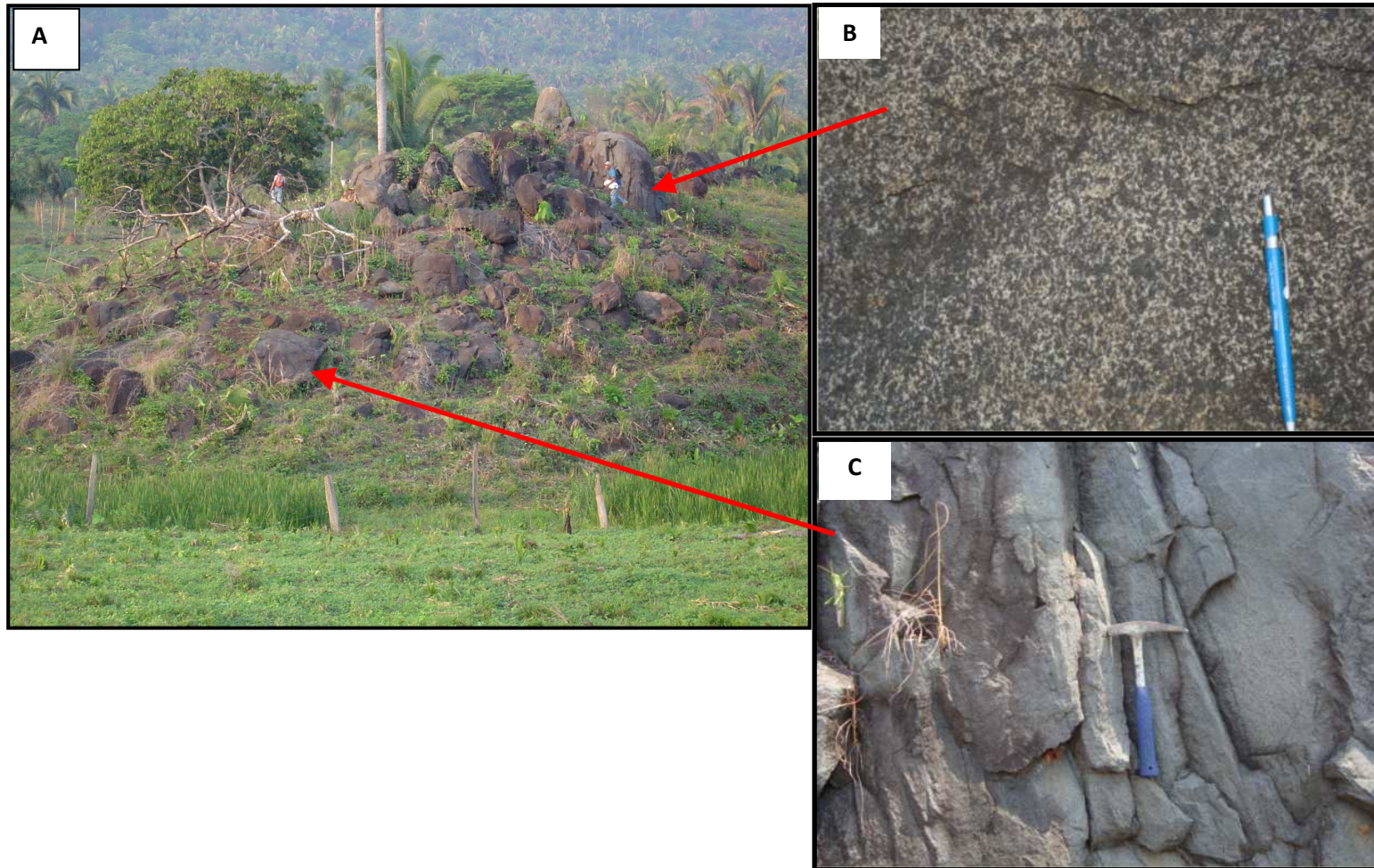


Figura 4.10 - Aspectos gerais do metagabro da Fazenda Mangueira (ponto 2007/XB-20): A) Destaque ao pequeno corpo de metagabro subcircular encaixado em gnaiss, tendo ao fundo a serra de quartzito da borda da estrutura de Xambioá; B) Detalhe do gabro isotrópico no núcleo do corpo com a textura intergranular preservada; C) Detalhe da borda estruturada do corpo.

4.1.4 Setor BR-153

Outros corpos menores e mais delgados, em forma de camadas de espessuras centimétricas a métricas, principalmente de anfíbolitos foram registrados ao longo da BR-153 na porção leste da área (Setor BR-153), onde há predominância de vários corpos de anfíbolitos lentiformes, às vezes budinados, que ocorrem normalmente encaixados nos xistos, concordantemente (Fig. 4.11).

Os anfíbolitos são de cor cinza escuro esverdeada, granulação fina ou média, com estrutura fortemente foliada, composta essencialmente por anfíbólio, plagioclásio e minerais opacos como acessórios. Observações de campo destes corpos sugerem se tratar de antigos diques ou sills de diabásios que intrudiram os protólitos dos micaxistos, correspondendo, possivelmente a ramificações ou condutos magmáticos que de alguma maneira estavam interligados aos corpos maiores, e que foram submetidos ao metamorfismo regional, totalmente transformado em anfíbolitos.



Figura 4.11 - Aspectos gerais dos corpos de anfibolitos: A) Corte no km 25 da BR-153, mostrando corpo lentiforme de mais de 300 m, encaixado em micaxistos da Formação Xambioá (2007/XB-04); B) Corpo lentiforme de anfibolito com foliação bem marcada (2008/XB-01); C) Corte no km 16 da rodovia BR-153 apresentando corpos lentiformes budinados de anfibolitos, encaixados em micaxistos da Formação Xambioá (2007/XB-06).

5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÁFICAS E ASSOCIADAS ESTUDADAS

5.1 INTRODUÇÃO

O estudo petrográfico envolveu a descrição de 24 amostras de mão e lâminas delgadas de rochas metamáficas da região de Xambioá-Araguanã coletados nas etapas de campo de 2007 e 2008 e outras disponibilizadas do acervo de estágios de mapeamento do curso de graduação do IG/UFGA, desenvolvidos anteriormente na região. Este estudo foi realizado no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do IG/UFGA com auxílio do microscópio Axiolab – ZEISS, e as imagens fotomicrográficas digitais foram capturadas por uma câmera fotográfica digital CANON acoplada, modelo 12.1 mega pixel. Todas as amostras estudadas estão plotadas em mapa geológico da Figura 3.1.

A análise petrográfica envolveu descrições detalhadas de amostras de mão e de lâminas delgadas e polidas, o que permitiu a identificação do conteúdo mineralógico dos protólitos ígneos, quando preservados, e das fases minerais relacionados ao metamorfismo, análise textural/microestrutural assim como a classificação das variedades petrográficas das rochas metamáficas dos diferentes corpos e situações geológicas. Como essas rochas são originalmente ígneas, conforme será discutido adiante, e acham-se afetadas pelo metamorfismo regional, as quais apresentam maior ou menor transformação mineralógica e textural, o estudo envolveu também a caracterização do metamorfismo. De posse de todos os dados, foram interpretados e discutidos a natureza dos protólitos metamáficos e os processos que levaram às transformações dessas rochas.

A análise petrográfica das rochas metamáficas identificou dois grupos maiores definidos como metagabros/diabásios e anfibolitos. Os metagabros são subdivididos em metagabros com texturas ígneas reliquiares, escapolita metagabros e granada-escapolita metagabros, e os anfibolitos em escapolita anfibolitos e granada anfibolitos, a seguir descritos.

5.1.2 Metagabros Reliquiares

Esses litotipos ocorrem no Assentamento do ‘‘S’’, e no Setor Recanto (Fig. 4.8) na Fazenda Mangueira e na Chácara Pedra Branca, nos seguintes pontos: EA-II-18, EA-II-29, EA-II-42, XL-06, 2007-XB-16B, 2007-XB-20B, 07-XB-10B, 2008-XB-02, 2008-XB-12.

Esse tipo de metagabro apresenta granulação grossa e mais raramente média e difere dos demais pela preservação parcial da textura magmática e dos minerais dos protólitos plutônicos/subvulcânicos (gabro/diabásio).

Ao microscópio apresentam textura do tipo intergranular caracterizada pela presença de cristais de clinopiroxênio e minerais opacos ocupando os interstícios do plagioclásio (Fig. 5.1A). Como são rochas alojadas anteriormente ao metamorfismo, encontram-se associações metamórficas com hornblenda, escapolitas/ titanita. Os minerais reliquiares identificados são plagioclásio e clinopiroxênio que apresentam maior ou menor transformação para sericita e anfibólio, respectivamente. Apatita, zircão e minerais opacos são constituintes menores.

Os cristais de plagioclásio variam de 1,5 a 3,0 mm, têm formas subédricos ou eudédricos são composicionalmente do tipo andesina-labradorita, (An₄₆₋₅₀) apresentam bordas irregulares devido às reações metamórficas e apresentam deformação (Fig. 5.1B) como encurvamento, lamelas de deformação e segmentação de cristais e mais raramente microcissalhamento, apesar de alguns cristais ainda apresentarem maclamento polissintético. Em certos casos a sericitização é intensa.

Os clinopiroxênios (reliquiares) variam de 1 mm a 1,8 mm, são subédricos e do tipo augita. Podem ocorrer em cristais isolados, que por vezes encontram-se deformados, ou mais raramente sob forma de agregados, normalmente em ambos os casos os cristais possuem bordas irregulares, transformados em hornblenda e opacos (Fig. 5.1E). Normalmente observa-se que os cristais de augita apresentam alteração para hornblenda que pode gerar feição do tipo coronítica, onde hornblenda apresenta-se em torno do clinopiroxênio, destacando reação de hidratação $Cpx + H_2O \rightarrow Hb + Op$.

Os anfibólios aparecem à medida que as transformações metamórficas se impõem na rocha, substituindo os cristais de clinopiroxênio. O anfibólio é do tipo hornblenda, normalmente anédrico, com pleocroísmo moderado a forte, com variação do verde a castanho esverdeado e podem ser observadas tanto como forma de corona substituindo parcialmente os cristais de clinopiroxênios como em agregados de cristais anédricos e tamanhos variando de 0,8 a 2,5 mm entremeados com os cristais reliquiares de plagioclásio em contato irregular (Fig. 5.1D).

A biotita apresenta-se como lamelas de aproximadamente 1 mm, possui forte pleocroísmo variando do marrom (X) ao marrom-avermelhado (Y, Z) em forma de lamelas

dispersas aleatoriamente. Geralmente encontra-se associada à hornblenda e opacos (Fig. 5.1C), contendo inclusões de zircão com halos metamíticos. Em alguns casos são identificadas reações retrometamórficas para clorita.

O quartzo, quando ocorre, aparece nos interstícios entre plagioclásio e anfibólio, raramente em agregados poligonais, e quando aleatoriamente associado também ao anfibólio apresenta-se com contatos com ponto tríplice, indicando texturas de equilíbrio metamórfico.

A titanita que ocorre em formas subédricas, com tamanho inferior a 1 mm é produto de alteração de opacos (ilmenita) e mais raramente está associada com a hornblenda.

A apatita apresenta-se sob forma de cristais prismáticos como inclusões em cristais de plagioclásio e clinopiroxênio e por vezes aparece delineando limites dos cristais e ao longo das clivagens, onde forma concentrações de grãos diminutos, o que sugere que sejam formadas por recristalização durante o metamorfismo. (Fig. 5.1F).

Os minerais opacos normalmente perfazem de 1 a 2% modal na rocha e apresentam-se em formas esqueléticas ou lamelares. Os primeiros provavelmente são pseudomorfos de sulfetos.

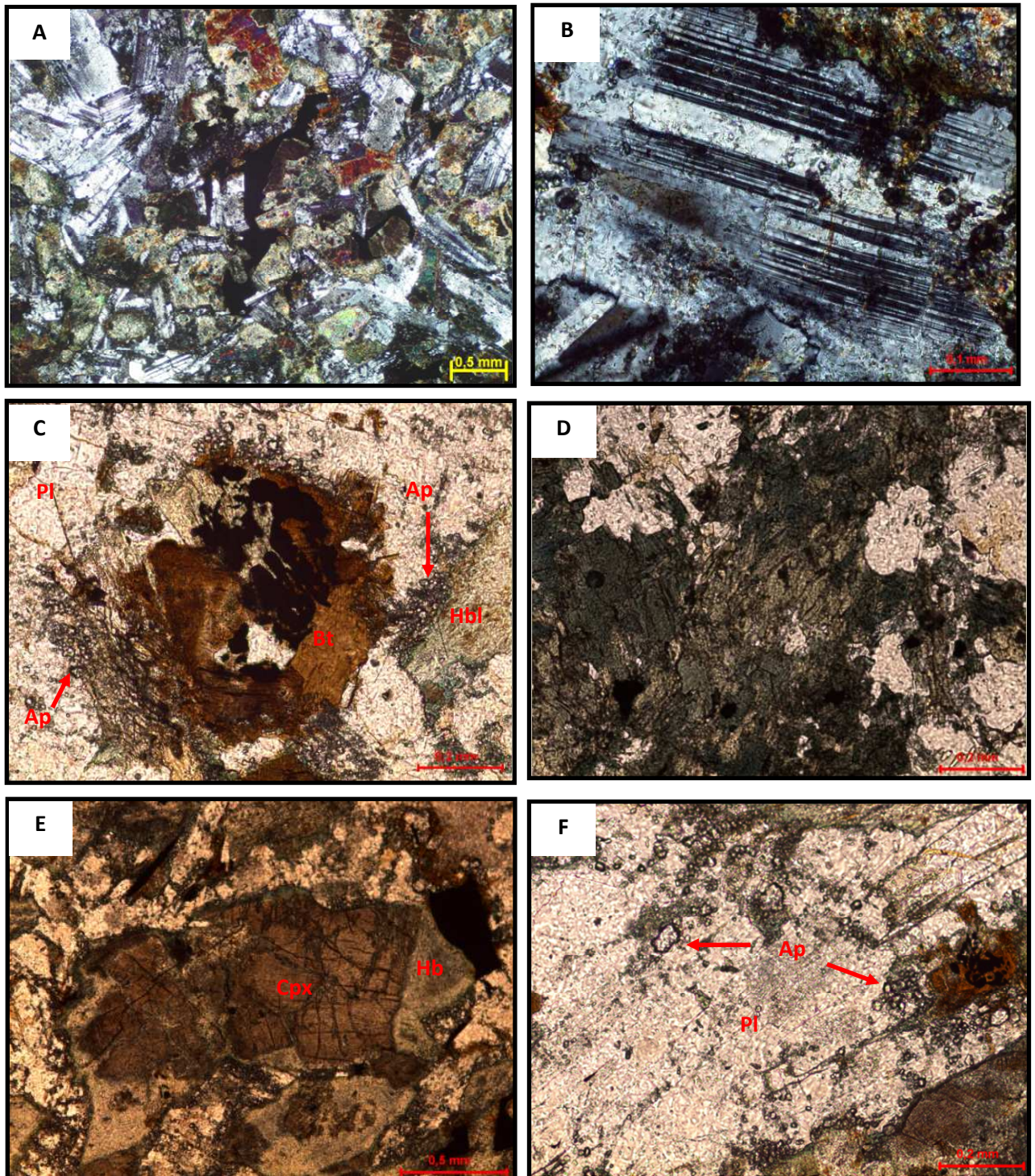


Figura 5.1- Aspectos microscópicos de Metagabros Reliquiarios: A) Textura intergranular reliquiar (2007/XL-06); B) Plagioclásio reliquiar com bordas recristalizadas (2007/XB-20B); C) Destaque da associação metamórfica Hb-Bt-Op, coroados por apatita (2008/XB-02); D) Agregado de hornblenda e plagioclásio em contatos irregulares (2007/XB-16B); E) Cristal de clinopiroxênio deformado, coroados por hornblenda metamórfica (2007/XB-20B); F) Agregados diminutos de apatita neoformada nas clivagens e fraturas do plagioclásio (2007/XB-20B).

(Condições óticas: A e B nicóis cruzados – NC; C, D, E, F - Luz natural - LN)

5.1.3 Granada Metagabro

Os granada metagabros foram identificados nos pontos 2007/XB-11, 2007/XB-17 A e B e 2008/XB-14, as quais estão plotadas no mapa da Figura 3.1.

Elas diferem das anteriores descritas pelo surgimento de granada e escapolita, esta substituta do plagioclásio e seriam representantes “intermediários” entre os tipos reliquiares e os tipos com escapolitas com incipiente presença de cristais reliquiares, são rochas de granulação média com variações granulométricas, e que se caracterizam pela textura granoblástica inequiangular.

Estes litotipos têm maior predomínio de associações metamórficas como o anfibólio (hornblenda), plagioclásio recristalizado, granada e titanita. Epidoto e sericita são produtos de transformação do plagioclásio e hornblenda. Apatita, zircão, biotita e opacos são constituintes menores.

O anfibólio característico é a hornblenda, que varia de 0,2 a 3 mm e que define cristais prismáticos subédricos. Possuem forte pleocroísmo variando de castanho claro a verde azulado, com contato retilíneo entre si e irregular com o plagioclásio, granada e titanita. Eventualmente constata-se que cristais maiores estão intercrescido com o plagioclásio recristalizado e eventualmente apresentam suas bordas recristalizadas constituindo cristais aciculares, os cristais menores são prismáticos e com tendência a lentiformes (0,2 a 0,8 mm) apresentam contatos retilíneos entre si podem ser interpretado como produto do metamorfismo atuante na rocha enquanto que os maiores seriam cristais pseudomórficos de clinopiroxênio reliquiar. A associação metamórfica da hornblenda com biotita, titanita e opacos é normalmente observada neste litotipo (Fig. 5.2A) e mais raramente intercrescimento de plagioclásio e/ou quartzo.

O plagioclásio aparece em cristais recristalizados, com dimensões que varia de 0,3 a 1,5 mm, tais cristais são suprimidos de maclas, e possuem contatos irregulares quando sob forma de agregados (Fig. 5.2B) e também no contato com o anfibólio, por vezes os agregados apresentam graus variáveis de transformação para epidoto e saussuritização.

A ocorrência da biotita não se restringe a associação com hornblenda e titanita, ocorre também disposta nas bordas e ao longo das clivagens da hornblenda, são cristais com tamanho inferior a 1 mm, subédricos e com pleocroísmo variando do bege claro ao marrom avermelhado. A titanita com tamanho inferior a 0,5 mm por sua vez aparece anédrica ou sob

forma diminutos grãos sob a forma de simplectitos estão associados a carbonatos em aparente substituição de plagioclásio reliquiar (Fig.5.2C).

A granada aparece em grãos diminutos (inferior a 1,0 mm), sob forma de cristais subédricos, disseminados na rocha, e seus contatos são irregulares com anfibólio e plagioclásio (Fig. 5.2D). Os minerais opacos definem texturas esqueletais freqüentemente associados à hornblenda, titanita, biotita e granada.

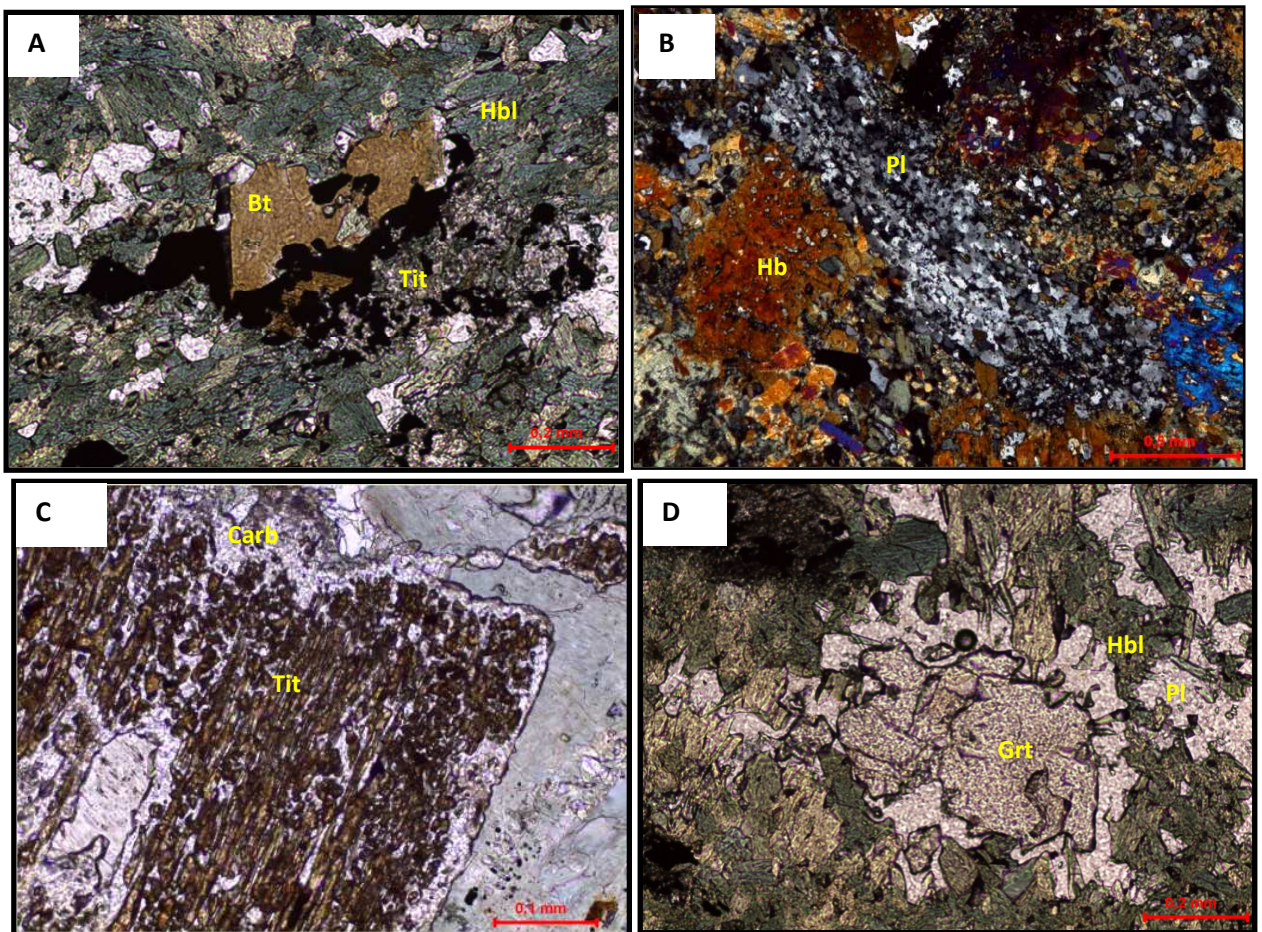


Figura 5.2- Aspectos gerais dos Granada Metagabros: A) textura granoblástica formada por hornblenda, biotita, titanita e minerais opacos (2007/XB-12); B) Detalhe de um cristal reliquiar de plagioclásio recrystalizado em diminutos grãos em contato irregular com hornblenda (2007/XB-16A); C) Detalhe de cristal reliquiar de plagioclásio, com simplectitos titanita-carbonato (2007/XB-16A); D) Forma de anédrica de granada associada com plagioclásio e hornblenda (2007/XB-11).

(Condições óticas: A, C e D – LN; B - NC)

5.1.4 Escapolita metagabro

Os escapolita metagabros foram identificados nos pontos EA-I-43A, EA-IV-31, EA-V-40, PAR-IV-21, PAR-IV-31, EXA-IV-2, EXA-IV-22B e XL-02, 07-XB-19, 2007/XB-12, 2008/XB-19, 2008/XB-09 que estão plotados no mapa da Figura 3.1. Elas são rochas de coloração com tonalidade esverdeada, de granulação grossa a média e eventualmente fina, e difere das anteriores pelo maior grau de transformação metamórfica, ausência de granada e pela textura porfiroblástica destacada por cristais de escapolitas em forma de rosetas (Fig. 5.3A).

Eles são constituídos essencialmente por hornblenda, escapolita, titanita e carbonato, com biotita e minerais opacos como acessórios, sericita como mineral secundário.

A hornblenda ocorre tanto como pequenos cristais prismáticos (< 1 mm), individuais quanto como cristal maior de 1,5 mm. Os primeiros são subédricos, prismáticos, eventualmente apresentam maclamento, e localmente observam-se contatos retilíneos entre si e com cristais de plagioclásio, perfazendo inclusive, junções tríplices (Fig. 5.3B) o que indica equilíbrio metamórfico. Em alguns casos os cristais apresentam leve orientação preferencial. Os anfibólios do segundo tipo ocorrem como cristais maiores, por vezes sob forma de agregados e com inclusões de quartzo e opacos, eventualmente encontram-se fraturados e com bordas corroídas, devido às reações metamórficas impostas, e ao contrário do tipo anterior não possuem orientação preferencial (Fig. 5.3C).

A escapolita apresenta-se como porfiroblastos anédricos, com tamanho superior a 3 mm, em forma de “rosetas” irregulares e com reentrâncias nas bordas, estes porfiroblastos contém muitas inclusões de anfibólio, biotita e minerais opacos configurando uma textura poiquiloblástica (Fig. 5.3D). Em termos percentuais a escapolita pode ocupar de 10 a 30% da rocha.

As micas do tipo biotita ocorrem em pequena quantidade, com tamanhos inferiores a 1 mm, e sem orientação preferencial. Possuem forte pleocroísmo que varia de marrom (X) a

marrom-avermelhado (Y, Z) apresentam-se geralmente com formas subédricas, normalmente associado com anfibólio, eventualmente encontra-se associada a minerais opacos. A alteração para clorita ocorre raramente e é indicativo de transformação retrometamórfica.

A titanita ocorre como cristais anédricos (Fig. 5.3E), e por vezes com formas esqueletais, distribuídos aleatoriamente na rocha, normalmente encontra-se associada com hornblenda, biotita e minerais opacos, além de eventualmente delinear estes opacos definindo textura do tipo corona.

A clorita aparece somente neste litotipo, sendo restritamente relacionada à transformação parcial ou total de cristais de biotita.

Os cristais de carbonato possuem dimensões inferiores a 1 mm, são subédricos, podendo ocorrer em formas anédricas também, demonstram estar em equilíbrio metamórfico com, biotita, quartzo e escapolita devido aos seus contatos retilíneos e mais raramente com plagioclásio recristalizado (Fig. 5.3F). Sua presença como mineral primário nos permite sugerir que a partir de sua desestabilização juntamente com o plagioclásio cálcico pode ser responsável pela geração de escapolitas. Cristais de carbonato não são observados nos tipos com granada.

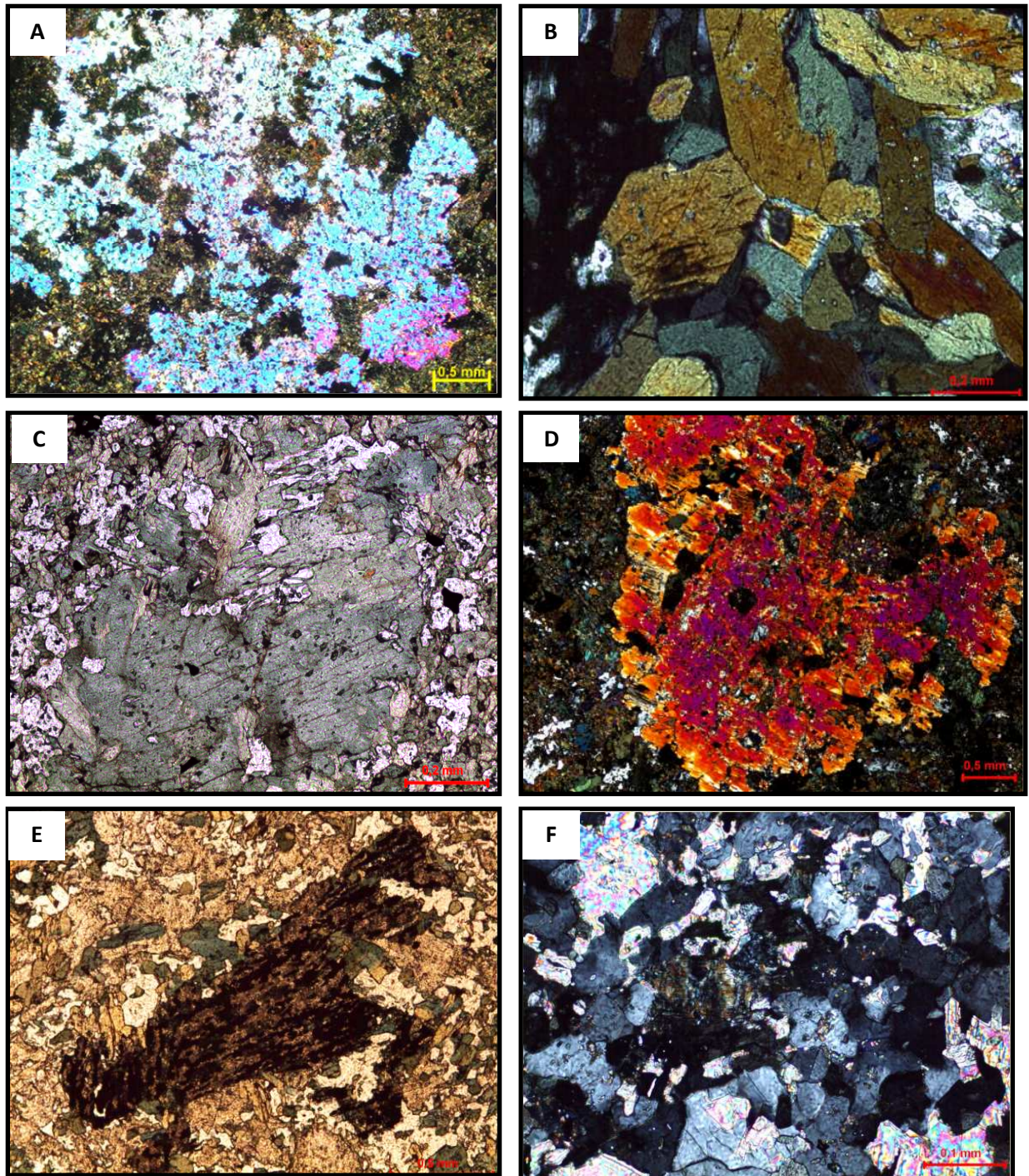


Figura 5.3- Aspectos gerais de Escapolita Metagabros: A) Porfiroblasto de escapolita anédrico com inclusões de hornblenda e minerais opacos (2007/XL-02); B) Cristais hornblenda em ponto tríplice em equilíbrio metamórfico (2008/XB-09); C) Agregados de hornblenda em equilíbrio com escapolita (2007/XB-10B); D) Porfiroblasto de escapolita em forma de roseta (2007/XB-19); E) Simplectitos titanita-carbonato-opaco sobre mineral reliquiar (2008/XB-09); F) Cristais de carbonato em equilíbrio com quartzo e biotita parcialmente cloritizada (2007/XB-10B).

(Condições óticas: B, C, E – LN; A, D, F - NC)

5.1.5 Granada-Escapolita Metagabro

Estes tipos petrográficos foram identificados nos pontos PAR-VII-62, 2007/XL-09, 2007/ XL-10 e 2007/XB-18 e plotados no mapa da Figura 4.8.

São rochas de coloração cinza com tonalidade esverdeada, com granulação grossa, com textura porfiroblástica com destaque aos porfiroblastos de escapolita em matriz granoblástica em que os aspectos das transformações metamórficas se mostram mais evidentes dentre as anteriormente descritas (Fig. 5.4 A).

Seu conteúdo mineralógico principal inclui hornblenda, granada, escapolita, titanita, biotita, quartzo, e minerais opacos como acessórios.

A hornblenda assim como no tipo anteriormente descrito se apresenta como dois tipos. O primeiro tipo apresenta cristais com pleocroísmo que varia do verde ao castanho claro e com cristais euédricos por vezes subédricos e com tamanhos superiores a 1,0 mm, dispostos com discreta orientação preferencial em alguns casos. Pode apresentar-se raramente com bordas irregulares e é comum observá-los sob forma de agregados.

O outro tipo é caracterizado pela presença de cristais subédricos de dimensão superior a 1,0 mm com coloração verde azulada, comumente observado sob forma de agregados de cristais sem orientação preferencial e com contatos irregulares entre cristais de hornblendas com dimensões maiores que as do tipo 1 (Fig. 5.4 B) associados com escapolitas, minerais opacos e granada.

A granada apresenta-se sob forma de cristais subédricos ou anédricos tanto como sob forma de agregados de grãos (Fig. 5.4 C), como porfiroblastos de dimensões de até 3 mm. Possuem bordas irregulares, e por vezes, contém inclusões de quartzo, anfibólio, biotita e opacos.

A escapolita ocorre como cristais porfiroblásticos subédricos ou anédricos, de até 4 mm, geralmente delineando formas irregulares. Comumente contém inclusões de minerais opacos e hornblenda. Localmente observa-se reação metamórfica envolvendo granada, hornblenda e também escapolita, intercrescidos e com escapolitas sob forma de coroas delineando a granada (Figura 5.4D). O quartzo ocorre em pequena quantidade com agregados anédricos, aleatoriamente dispersos na rocha, ou como inclusões na granada, raramente exhibe contatos retos.

Os cristais de titanita ocorrem de maneira dispersa, são anédricos, e são observadas tanto como cristais isolados quanto junto aos minerais opacos e mais raramente a biotita e hornblenda.

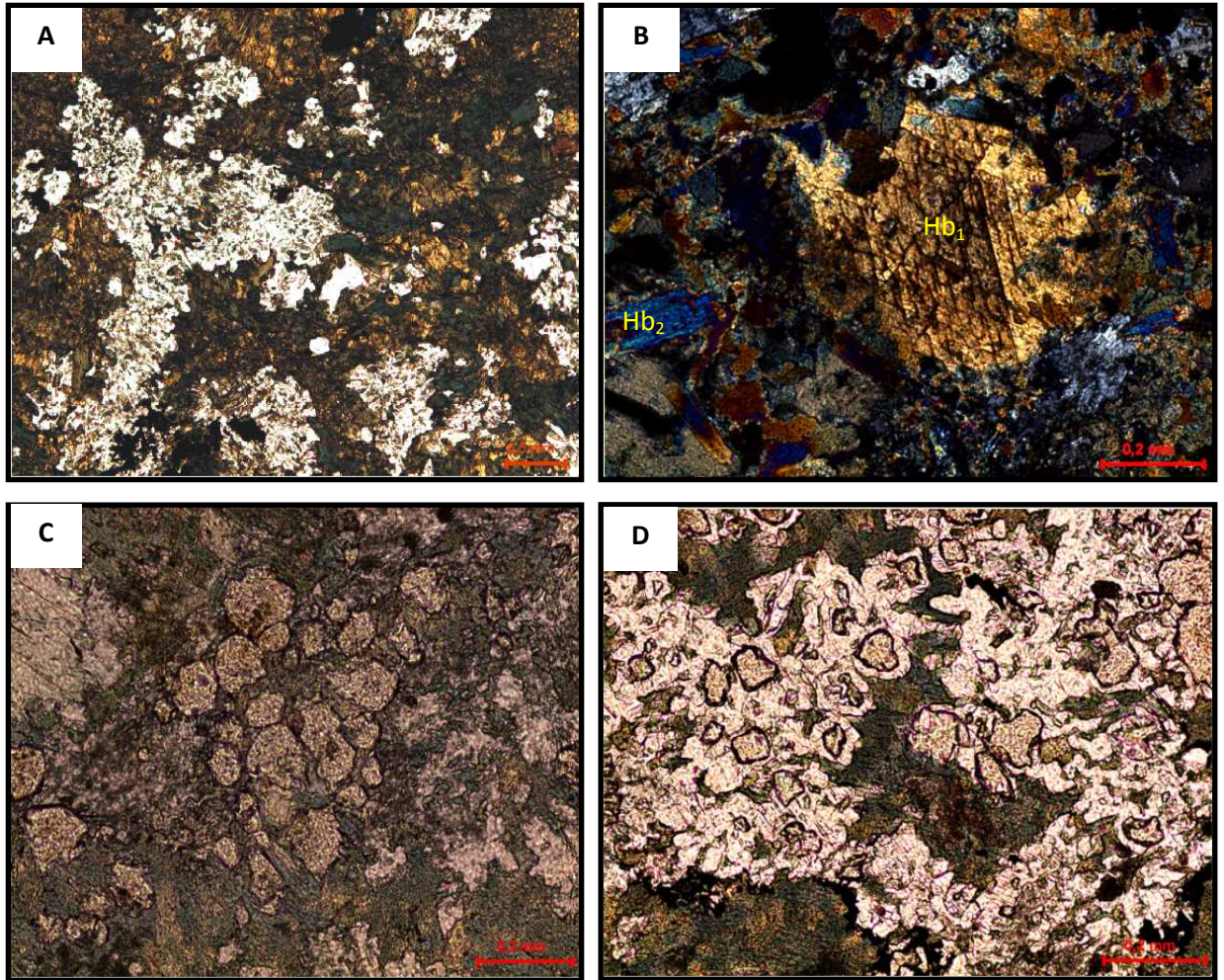


Figura 5.4 - Aspectos gerais dos Granada-Escapolita Metagabros: A) Aspecto geral da textura granoblástica (2007/XB-18); B) Duas gerações de hornblenda, uma delas com textura coronítica (2007/XB-18); C) Agregados de pequenos cristais de granada associada com hornblenda (2007/XB-18); D) Detalhe de reação metamórfica de formação da granada e escapolita. (2007/XB-18).

(Condições óticas: A, C e D – LN; B - NC)

5.1.6 Anfibolitos

Estes tipos petrográficos são representados pelos pontos PAR-VI-2, EXA-VI-11, EA-I-34 A, 2007/XL-01, 2007/XB-20A, 2007/XB-10 A, 2008/XB-20, 2008/XB-01, plotados no mapa da Figura 4.8.

Os anfibolitos são de coloração cinza ou preta com tonalidades esverdeadas, de granulação média, eventualmente a variedade com granada apresenta granulação fina. A textura principal é nematoblástica e subordinadamente ocorre a textura granoblástica.

São constituídos essencialmente por hornblenda e plagioclásio em quantidades percentuais com 50 e 40 % respectivamente, com rara ocorrência de granada. Minerais opacos, apatita, quartzo, biotita são constituintes menores e epidoto e carbonato são minerais secundários.

A hornblenda apresenta pleocroísmo que varia do castanho-claro (X), verde escuro (Y) ao verde-azulado (Z) e ângulo de extinção de aproximadamente 16° ocorre como cristais subédricos com tamanhos variando de 0,5 a 1,2 mm comumente definindo uma orientação preferencial. Seus contatos são retilíneos entre si e mais raramente com o plagioclásio e irregulares com granada (Fig. 5.5A). Eventualmente aparecem como inclusões em agregados de plagioclásio.

Os cristais de plagioclásio são subédricos e raramente ultrapassam 1 mm, alguns cristais estão deformados e definem com a hornblenda a foliação. Nos litotipos com granada eles apresentam-se fraturados e em agregados poligonais (Fig. 5.5B) neste caso, possuindo contatos retilíneos entre si, no entanto, contatos curvos, irregulares e denteados podem ser notados em contatos com a hornblenda e eventualmente possuem inclusões de hornblenda, apatita e quartzo ocorrem mais raramente.

Os minerais opacos possuem dimensões que variam de 0,5 a 1 mm, são anédricos e alguns cristais estão fortemente estruturados.

O quartzo é um constituinte menor e ocorre com cristais anédricos com contatos irregulares com hornblenda e plagioclásio, porém, eventualmente quando em agregados, apresenta contatos retilíneos entre si e com hornblenda.

A biotita apresenta-se como lamelas, não seguindo a orientação preferencial o que pode sugerir geração tardia, já os carbonatos e sericita ocorrem anédricos, como produto de alteração de plagioclásio e encontram-se dispersos aleatoriamente.

Os cristais de granada são euédricos, eventualmente subédricos, ocorrem em forma de agregados ou de cristais individuais com tamanho inferior a 2 mm, e possuem contatos irregulares com anfibólio, plagioclásio e quartzo.

Em alguns pontos observa-se que cristais de granada euédricos e sin-cinemáticos contém inclusões de opacos coincidentes com a foliação (Fig. 5.5C), inclusão de anfibólio também ocorre, porém com menos frequência.

5.1.7 Escapolita Anfibolitos

Estes tipos petrográficos diferem dos anteriormente descritos pela presença destacada de porfiroblastos de escapolitas (Fig. 5.5D) e surgimento de titanita e pelo desaparecimento de cristais de granada. Estes litotipos foram identificados nos pontos EA-I-40 A e EA-IV-29B.

São rochas de granulação fina e textura predominante nematoblástica, evidenciada pela disposição subparalela de cristais de plagioclásio e hornblenda e localmente poiquiloblástica. São compostos essencialmente por hornblenda, plagioclásio, escapolita, titanita e mais raramente quartzo e minerais opacos.

O anfibólio, do tipo hornblenda perfaz cerca de 30 a 50% modal, apresentam-se como cristais prismáticos que raramente ultrapassam 1,0 mm, estão estruturados segundo a orientação preferencial juntamente com o plagioclásio com quem perfaz contatos curvos ou retos, por vezes com junções tríplexes, sugerindo equilíbrio textural entre eles, quando da presença de porfiroblastos de escapolita seus contatos se tornam irregulares.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos com bordas irregulares, por vezes sob forma de agregados poligonais recristalizados dispostos segundo a foliação, são observados contatos retos entre os agregados, mas também podem ser irregulares. Assim como o contato com a hornblenda e titanita. O tamanho dos cristais situa-se normalmente entre 0,2 a 0,7mm.

A escapolita apresenta cristais em forma tipo rosetas com tamanhos superiores a 5 mm, com inclusões de hornblendas, opacos e titanita configurando-a portanto como poiquiloblasto com bordas irregulares e com distribuição homogênea por toda a rocha.

A titanita ocorre na rocha, sob forma anédrica, isoladamente ou mais comumente em associação metamórfica em equilíbrio com hornblenda e escapolita e mais raramente com minerais opacos. O tamanho dos cristais varia de 0,3 a 0,5 mm.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com bordas irregulares quando isolado, e contatos retilíneos com junções tríplexes quando associados entre si, definindo equilíbrio metamórfico de seus cristais. Os minerais opacos, são acessórios, ocorrem como cristais anédricos e com disposição aleatória em relação à foliação.

5.1.8 Granada-Escapolita Anfibolitos

Estas rochas foram identificadas nos pontos EA-I-19 A, PAR-VIII-37 A e PAR-IV-36 plotados no mapa geológico da Figura 4.8. Trata-se de rochas com granulação fina exibindo textura

nematoblástica similar aos litotipos anteriores, porém com escapolita e granada ocorrendo juntas e em apenas uma amostra foi identificada a presença de cianita, hornblenda e plagioclásio também ocorrem além de titanita e raro quartzo. Biotita, apatita, zircão e minerais opacos.

Os cristais de hornblenda apresentam-se similar aos que ocorrem nos litotipos anteriormente descritos, os cristais são prismáticos com tendência a serem alongados, fortemente orientados segundo a foliação que contorna tanto os cristais de Escapolita quanto os de granada, suas bordas retilíneas e os contatos retos mostram o grau de equilíbrio metamórfico entre seus cristais com o plagioclásio, biotita e quartzo. Ocorre na rocha com percentual modal entre 30 – 50%.

O plagioclásio aparece sob forma de agregados recristalizados poligonais ou como cristais subédricos com bordas irregulares ou retas, localmente alguns cristais mostram maclas de deformação e a sericitização ocorre bem menos intensa do que nos litotipos anteriores. Observam-se inclusões de apatita, zircão e hornblenda.

A granada ocorre tanto como minúsculos cristais subédricos e/ou euédricos alongados com tamanhos inferiores a 1 mm e estão orientados segundo a foliação (Fig. 5.5E).

Os cristais de escapolita possuem dimensões superiores a 2,5 mm, apresentam-se como cristais subédricos e com bordas irregulares com forma tipo roseta. Contém inclusões de biotita, quartzo, anfibólio e opacos.

Os cristais de biotita são anédricos e com forte pleocroísmo. Estão dispostos sem orientação preferencial na rocha, ao contrário dos litotipos anteriores, raramente encontra-se associada à titanita e hornblenda. Os cristais variam de tamanho entre 0,2 a 0,5 mm e ocorrem em quantidade inferior a 1% neste tipo petrográfico

O quartzo apresenta-se em formas granulares, nos interstícios entre o plagioclásio e hornblenda, em alguns casos possui contato retilíneo em ponto tríplice. Apatita e raro zircão ocorrem geralmente como inclusões, preservando suas características óticas diagnósticas comuns.

A titanita encontra-se é anédrica e em contatos retos com opacos e hornblenda. Os minerais opacos ocorrem como prismas delgados e alongados, orientados segundo a foliação.

Os cristais de cianita identificados nesta rocha e destacam-se com cristais subédricos de aproximadamente 1,5 mm, e com discreta orientação preferencial (Fig. 5.5F). Possui contatos retos com biotita, hornblenda e plagioclásio, assim como com cristais de granada. Observam-se eventualmente alguns cristais deformados e com inclusões de quartzo e opacos.

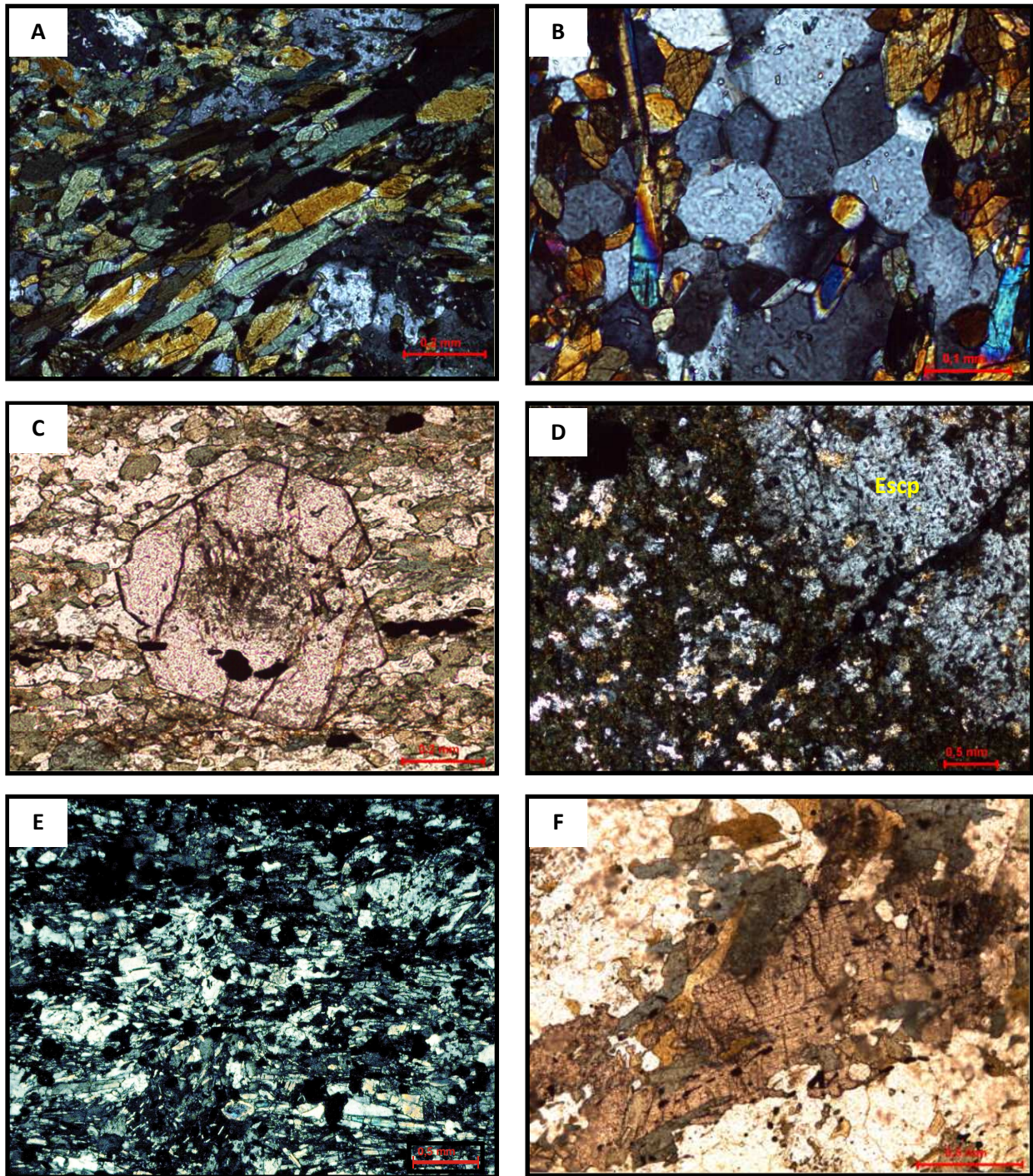


Figura 5.5- Aspectos gerais de anfibolitos: A) Textura nematoblástica com orientação preferencial de plagioclásio e hornblenda (2008/XB-20); B) Agregados poligonais de e hornblenda (2007/XB-10 A); C) Porfiroblasto sin-cinemático de granada euédrica em matriz nematoblástica (2007/XB-10 A); D) Porfiroblasto anédrico de escapolita em matriz constituída de pequenos cristais de escapolita e hornblenda (EA-IV-29B); E) Marcante orientação de cristais de hornblenda, plagioclásio e granada em granada-escapolita anfibolito (EA-I-19 A); F) Porfiroblasto de cianita em equilíbrio com biotita, hornblenda, plagioclásio e quartzo (PAR-IV-36).

(Condições óticas: C, F – LN; A B D, E - NC)

6 METAMORFISMO

O estudo do metamorfismo que afetou as rochas metamáficas da região de Xambioá-Araguanã teve como base as observações de campo, envolvendo a distribuição dos corpos no terreno, a forma dos corpos, e suas relações com as encaixantes, as relações estruturais e microestruturais internas e as transformações texturais e mineralógicas, observadas tanto na escala mesoscópica quanto microscópica.

A análise petrográfica de detalhe foi realizada nos metagabros, anfibolitos e suas variações petrográficas, com observações texturais-microscópicas, identificação das associações minerais dos protólitos ígneos e das formadas pelo metamorfismo.

Para definição das condições metamórficas utilizou-se as associações minerais metamórficas e as texturas de reações metamórficas, aparecimento e desaparecimento dos minerais e posicionamento das paragêneses em diagramas petrogenéticos (Spear 1995, Yardley 1994, Turner 1968).

6.1 O METAMORFISMO NO ESPAÇO

Todos os corpos estudados apresentam transformações metamórficas em maior ou menor intensidade e as relações de campo, os estudos petrográficos e litoquímicos revelaram tratar-se de protólitos ortoderivados, que representam rochas plutônicas gabróicas e suas ramificações subvulcânicas (diques, sills) que se alojaram no embasamento (Complexo Colméia) e na sequência sedimentar (Grupo Estrondo), antes da atuação do metamorfismo regional.

Há diferenças texturais/estruturais e mineralógicas entre os corpos que encontram-se encaixados nos gnaisses (no núcleo da estrutura braquianticlinal de Xambioá) e os encaixados nos xistos. Os primeiros ainda guardam texturas e mineralogia magmática, como textura intergranular definida por plagioclásio cálcico, clinopiroxênio (augita) e minerais opacos (sulfetos, ilmenita). Nestes casos as transformações tectono-metamórficas variam em intensidade, preservando, entretanto a isotropia dos gabros, com transformações parciais dos minerais primários, e somente na zona de borda os metagabros apresentam orientação de hornblenda.

A preservação das transformações tectono-metamórficas nos gabros no domínio do embasamento, se deu pela maior resistência à deformação dos gnaisses encaixantes e ao ambiente mais anidro em relação ao domínio supracrustal. No caso dos corpos maiores, apesar das transformações mineralógicas extensivas os maciços gabróicos tiveram grande

resistência à deformação, que teve respostas somente nas bordas dos corpos, transformados em anfíbolitos.

Nos demais corpos, alojados na sequência supracrustal, as transformações metamórficas são intensas, sendo que os corpos maiores preservam seu núcleo isotrópico (metagabros), e as zonas da borda mais externa em contato com os xistos encaixantes, são estruturados e transformados em anfíbolitos, cuja foliação é concordante com a dos xistos encaixantes. Apesar da resistência desses maciços gabróicos à deformação, as transformações metamórficas foram extensivas afetando os diversos corpos. Entretanto em cada corpo, em domínios localizados, registram-se rochas ainda preservadas as suas características ígneas.

Os corpos de menores dimensões por outro lado, são fortemente anisotrópicos, com foliação penetrativa, inteiramente transformados em anfíbolitos, a exemplo dos corpos do setor Jaracatiá e BR-153. Trata-se de corpos delgados, frequentemente lentiformes e budinados (Fig.4.11 A e B) concordantes com os micaxistos encaixantes.

6.2 CONDIÇÕES METAMÓRFICAS

Estudos sobre o metamorfismo dessa região foram realizados por Alves (2006) e Pamplona & Gorayeb (2010) principalmente envolvendo as sequências psamopelíticas e carbonáticas, e revelaram a atuação do metamorfismo de caráter regional apontando condições de temperatura de 500 a 580°C e pressão entre 5 e 7 Kbar.

No caso das rochas aqui estudadas (gabros, diabásios), os processos principais de transformação dessas rochas envolveram reações de hidratação com formação extensiva de hornblenda a partir da destruição do clinopiroxênio, acompanhada ou não da formação da escapolita proveniente da transformação do plagioclásio cálcico, neste caso com participação de fluidos contendo CO₂, provavelmente, proveniente da desestabilização de carbonatos primários.

Reações de hidratação incompletas foram registradas em metagabros reliquiares em que os clinopiroxênios deformados são coroados por hornblenda, assim como em plagioclásios com núcleos preservados, associados com escapolita, ou com transformações parciais para sericita e epidoto. Nessa situação pode ser incluída a formação de titanita que forma simplectitos a partir da reação de Hbl/Cpx e ilmenita.

Além desses dois minerais, a paragênese metamórfica completa-se com a presença de plagioclásio (recristalizado), granada, titanita, biotita e cianita, conforme indicação abaixo com os símbolos de acordo com Fettes & Desmond (2008):

- Hbl + Bt ± Scp (Pl e Cpx reliquias) → Metagabro Reliquiar
- Hbl + Scp ± Grt + Bt + Ttn → Metagabro
- Hbl + Pl ± Scp ± Grt + Ttn ± Qtz ± Ky → Anfíbolito

Analisando essas associações minerais em equilíbrio, as grades petrogenéticas de Spear (1995), Philpotts (2002) e Yardley (2004) e as interpretações de Alves (2006) e Pamplona & Gorayeb (2010) enquadra-se o metamorfismo na fácies anfíbolito médio com temperatura em cerca de 600 °C, e pela presença de cianita e granada estima-se a pressão como moderada a alta (6-7 Kbar).

7 GEOQUÍMICA

Este capítulo apresenta os resultados de análises químicas realizadas em amostras dos vários corpos metamáficos da região de Xambioá-Araguanã. Os dados foram utilizados para a classificação química dos protólitos, a definição da natureza do magmatismo e do ambiente tectônico em que os plútons se estabeleceram. Para tanto, foram utilizados diagramas de discriminação e classificação geoquímicas apropriados para rochas máficas.

De um grupo inicial de vinte amostras de metagabros e anfibolitos, dezesseis foram selecionadas para análises químicas, cujos resultados são apresentados na Tabela 7.1. Os pontos de coleta estão plotados no mapa geológico (Fig. 4.8). As análises químicas envolveram a determinação dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O e Na_2O), menores (TiO_2 , MnO e P_2O_5), traços (Ba, Rb, Sr, Ta, Nb, Y, Ga, Zr, Th, Hf, U, V, Co, W, Be, Cs, Cu, Pb e Zn) e terras raras. As análises foram realizadas no laboratório da empresa ACME *Analytical Laboratories Ltd*. Os elementos maiores, menores e traços foram analisados por ICPA-ES; os demais elementos traços, incluindo as terras raras, foram analisados por ICP-MS, além da análise de perda ao fogo (PF). O FeO foi dosado pelo método de titulação com dicromato de potássio no Laboratório de Análises Químicas do Instituto de Geociências da UFPA (IG/UFPA). Os dados geoquímicos obtidos foram então processados pelos programas computacionais MINPET 2.02 e GCDkit 2.3, tendo sido calculados diversos índices e confeccionados vários diagramas petrológicos utilizados para interpretação petrogenética.

7.1 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

A coleta de amostras para o estudo geoquímico foi realizada seguindo procedimentos criteriosos, tendo sido selecionadas aquelas isentas de alteração intempérica, distanciadas de veios, falhas ou fraturas. Em cada ponto de amostragem coletou-se aproximadamente 3 kg de amostra em que, no próprio local de coleta, já se reduzia o tamanho dos fragmentos à dimensões de aproximadamente 3-5 cm com o auxílio de martelo de geólogo, para evitar contaminação.

No laboratório de preparação de amostras do IG/UFPA foi realizada a britagem das amostras no britador de mandíbula de aço com abertura de aproximadamente 1 cm. A seguir, o material britado foi homogeneizado em quarteador mecânico de aço e a alíquota de cada amostra foi separada e moída no *shatterbox* em recipiente de aço. Depois o material foi

homogeneizado e feito novo quarteamento, com a técnica do quadriculamento sobre a folha de cartolina e o quarto separado foi pulverizado em moinho de ágata no laboratório de sedimentologia do IG/UFGA, novamente homogeneizado para finalmente ser reservado em recipiente adequado para os tratamentos analíticos.

Os resultados obtidos foram plotados nos diversos diagramas petrográficos baseados em elementos maiores, menores e traços, propostos na literatura para classificação e estudos comparativos.

Tabela 7.1- Análises químicas de elementos maiores (% peso), menores, traços e elementos terras raras (ppm) para as rochas metamáficas de Xambioá-Araguanã. PF - Perda ao fogo, Eu/Eu* - valor do cálculo da anomalia de Eu, $Fe_2O_3^T$ - ferro total sob a forma de ferro férrico.

Amostra	ANFIBOLITOS				METAGABROS											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	2007-XB-04	2007-XB-10A	2007-XB-14	2008-XB-01	2007-XB-11	2007-XB-12	2007-XB-10B	2007-XL-02	2007-XL-09	2008-XB-12	2007-XB-16	2007-XB-18	2007-XB-19	2007-XB-20B	2008-XB-02	2008-XB-04
Litotipos	Anf	Gr-Anf	Anf.	Anf.	Gr-Metgb.	Escp-Metgb.	Mtgb Rel.	Escp-Mtgb.	Escp-Mtgb.	Mtgb Rel.	Mtgb Rel.	Gr-Escp-Mtgb.	Escp-Mtgb.	Mtgb Rel.	Mtgb Rel.	Gr-Mtgb.
SiO ₂	48,38	47,14	48,56	49,08	46,19	49,58	49,00	48,42	50,44	50,34	48,62	48,25	48,09	50,35	49,87	50,08
TiO ₂	2,08	3,67	1,99	1,99	3,92	2,31	2,20	2,43	3,15	2,88	2,85	2,24	1,95	1,92	1,99	2,00
Al ₂ O ₃	14,23	12,44	14,22	14,51	14,01	13,74	14,61	12,94	11,09	12,06	11,92	13,23	13,59	13,31	13,19	14,09
Fe ₂ O ₃ ^T	13,87	19,16	12,14	13,08	16,02	17,39	13,35	17,63	19,51	19,36	18,52	16,32	16,65	14,35	14,9	14,32
MgO	7,18	7,05	8,11	7,38	4,91	5,05	6,64	6,06	5,19	4,50	5,02	5,77	6,10	6,69	6,33	5,81
MnO	0,28	0,26	0,22	0,31	0,24	0,31	0,09	0,29	0,24	0,23	0,25	0,22	0,26	0,20	0,20	0,19
CaO	9,75	5,07	11,26	10,66	10,00	9,97	8,91	9,70	6,81	8,17	7,90	9,84	10,45	10,31	9,99	9,80
Na ₂ O	3,28	3,83	2,64	3,23	3,60	2,97	5,12	2,83	0,24	4,46	4,26	3,43	2,95	2,38	2,43	2,70
K ₂ O	0,24	0,11	0,55	0,25	0,74	0,37	0,24	0,54	3,66	0,83	0,69	0,61	0,38	0,53	0,54	0,62
P ₂ O ₅	0,24	0,40	0,24	0,23	0,27	0,22	0,24	0,31	0,36	0,28	0,29	0,22	0,19	0,19	0,20	0,19
P.F.	0,50	0,30	1,00	0,60	0,60	0,40	1,50	0,40	0,43	0,40	0,60	0,50	0,50	0,30	0,00	0,70
Total	99,7	99,6	99,7	99,7	99,7	99,7	99,4	100,7	99,8	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	100,2
Mg#	0,55	0,46	0,62	0,56	0,45	0,41	0,44	0,47	0,50	0,39	0,39	0,45	0,46	0,53	0,49	0,48
Ba	32,0	10,00	126,0	48,0	60,0	40,0	423,0	43,00	139,0	97,0	31,0	150,0	124,0	140,0	199,0	254,0
Rb	2,90	0,40	16,40	2,90	12,60	5,50	1,10	5,00	5,00	5,80	3,10	8,60	7,30	12,70	13,50	17,10
Sr	132,2	48,50	237,5	192,6	222,5	10,6	51,20	99,00	21,00	127,5	16,1	140,0	143,5	226,3	272,3	293,8
Y	25,80	54,10	25,80	25,80	32,60	58,90	52,80	33,00	49,00	40,30	51,10	37,30	33,80	25,10	21,80	21,10
Zr	125,5	297,5	138,0	115,9	141,5	116,1	130,0	-	-	116,1	167,5	126,0	99,2	111,1	123,4	119,4
Nb	13,90	33,80	18,40	13,80	26,30	17,0	15,30	19,00	22,00	11,30	17,2	13,70	9,30	7,70	8,00	7,80
Th	1,60	5,30	1,50	1,60	2,10	2,20	1,80	25,00	26,00	1,00	2,60	1,80	1,00	1,20	1,40	1,50
Ga	18,30	21,90	17,80	18,70	21,80	20,10	19,20	-	-	22,10	19,40	22,70	19,10	20,10	20,30	21,50
Cu	165,9	97,40	72,20	132,7	141,5	267,5	20,20	-	-	316,7	185,2	311,0	109,5	225,1	158,9	190,5
Cr	240,0	50,0	290,0	250,0	40,0	90,0	240,0	100,0	100,0	70,0	20,0	120,0	210,0	190,0	120,0	100,0
Ni	90,00	44,00	105,0	85,0	42,0	41,0	108,0	100,0	100,0	35,0	34,00	45,00	68,00	72,00	62,00	60,00
V	320,0	459,0	287,0	327,0	585,0	422,0	327,0	-	-	500,0	481,0	405,0	308,0	359,0	359,0	347,0
Hf	3,60	8,30	3,60	3,20	4,70	3,60	3,60	-	-	5,50	5,10	3,90	3,20	3,20	3,20	3,50
Ta	0,90	2,20	1,10	0,90	1,60	0,70	1,00	-	-	0,70	1,10	0,90	0,60	0,50	0,50	0,50
La	13,90	31,80	16,9	12,90	21,10	9,90	45,50	17,69	22,98	16,20	13,70	15,90	7,70	12,60	11,00	11,00
Ce	32,60	71,00	38,60	31,50	49,40	24,60	39,20	36,25	45,14	37,50	33,90	36,70	19,20	32,00	26,80	26,40
Pr	4,41	9,57	5,24	4,42	6,57	3,52	11,48	-	-	5,34	4,71	5,03	2,79	4,46	3,62	3,60
Nd	19,00	41,80	21,90	19,60	27,90	16,10	45,50	20,40	24,61	24,40	21,50	22,20	13,10	19,90	16,30	16,10
Sm	4,88	9,59	5,01	4,72	6,42	4,73	9,88	5,46	4,67	6,85	6,12	5,77	4,04	5,07	4,31	4,34
Eu	1,54	2,75	3,13	1,58	2,06	1,49	3,13	1,56	2,01	2,44	1,73	2,11	1,37	1,70	1,42	1,45
Gd	5,15	10,20	10,51	5,24	6,60	5,95	10,51	5,40	5,86	8,79	7,63	6,86	5,08	5,35	4,62	4,61
Tb	0,89	1,74	0,88	0,85	1,10	0,90	1,75	-	-	1,69	1,45	1,23	0,96	0,90	0,79	0,79
Dy	4,91	10,04	9,89	4,73	6,08	6,61	9,89	4,78	7,01	10,12	8,72	6,85	5,78	4,71	4,33	4,09
Ho	0,96	1,98	1,95	0,94	1,19	1,43	1,95	0,98	1,43	2,10	1,89	1,32	1,24	0,93	0,84	0,83
Er	2,73	5,53	5,39	2,59	3,41	4,23	5,39	2,55	3,97	6,01	5,64	3,78	3,83	2,51	2,20	2,27
Tm	0,39	0,81	0,37	0,37	0,47	0,60	0,75	-	-	0,94	0,83	0,58	0,54	0,36	0,31	0,30
Yb	2,38	4,95	4,42	2,29	2,99	3,95	4,42	1,78	2,72	5,87	5,25	3,69	3,42	2,12	1,88	1,87
Lu	0,35	0,75	0,62	0,33	0,44	0,60	0,60	0,62	0,41	0,92	0,78	0,57	0,52	0,30	0,28	0,27
Σ _{ETR}	94,1	202,5	124,8	92,1	135,7	84,6	190,0	97,1	120,8	129,2	113,9	112,6	69,6	92,9	78,7	94,0
Eu/Eu*	0,9	0,8	1,3	1,0	1,0	0,9	0,9	0,3	1,1	1,0	0,8	1,0	0,9	1,0	1,0	1,0
(La/Ce) _N	1,1	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0	1,3	1,3	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0	1,1	1,1
(La/Sm) _N	1,8	2,1	2,1	1,7	2,1	1,3	2,9	2,0	3,1	1,5	1,4	1,7	1,2	1,6	1,6	0,3

7.2 ELEMENTOS MAIORES

Em uma primeira análise dos dados geoquímicos da Tabela 7.1, verificou-se que os elementos maiores tanto dos metagabros e anfibolitos mostraram certa semelhança, havendo homogeneidade geoquímica conforme pode ser observado nos diagramas de variação tendo o MgO como índice de diferenciação (Fig. 7.1), concluindo-se que os processos metamórficos não afetaram suas composições, o que pode, adicionalmente, ser verificado pelo diagrama de Miyashiro (1971) (Fig. 7.2).

As rochas metamáficas apresentam teores de SiO₂ entre 47% e 50%, com valores de perda ao fogo em geral inferiores a 1%, à exceção da amostra 7. O número de magnésio (Mg#Mg/Mg+Fe) das amostras varia de 0,39 a 0,62, mostrando pouco grau de fracionamento ao qual o magma original foi submetido. Estas rochas têm teores elevados de FeO (8,70% a 14,80%), CaO (5,07% a 11,26%), MgO (4,50% a 8,11%), P₂O₅ e TiO₂ (~ 2% a 3,92%). Os teores de Al₂O₃ variam de 11% a 14%; Na₂O entre 2,4% e 5%, (a amostra 9 apresenta teor inferior a 0,3 %) e os demais elementos maiores apresentam muito baixos valores como, por exemplo, o K₂O que não ultrapassam 0,8 %. Em uma avaliação geral, esses teores estão são compatíveis com as características geoquímicas de rochas máficas e nos diagramas de Cox *et al.* (1979) e De La Roche (1980) da (Figs. 7.3 e 7.4) eles plotam predominantemente no campo de basaltos. Trata-se de rochas subsaturadas em sílica com caráter metaluminoso, e índice de Shand entre 1 e 3. No diagrama SiO₂ vs. Na₂O+K₂O, de Irvine & Baragar (1971), elas situam-se predominantemente no campo subalcalino com algumas amostras na transição para o campo alcalino (Fig. 7.5). No diagrama de Miyashiro (1974) elas plotam no campo da série toleítica (Fig. 7.6). Os diagramas de Myashiro (1974) e ternário de Irvine & Baragar (1971) (Figs. 7.6 e 7.7) juntamente com os diagramas TAS de Cox. *et al.* 1979 (Fig. 7.3) e álcalis vs. sílica de Irvine & Baragar, 1971 (Fig. 7.5) permitem concluir que os protólitos são compatíveis com basaltos da série transicional de afinidade toleítica.

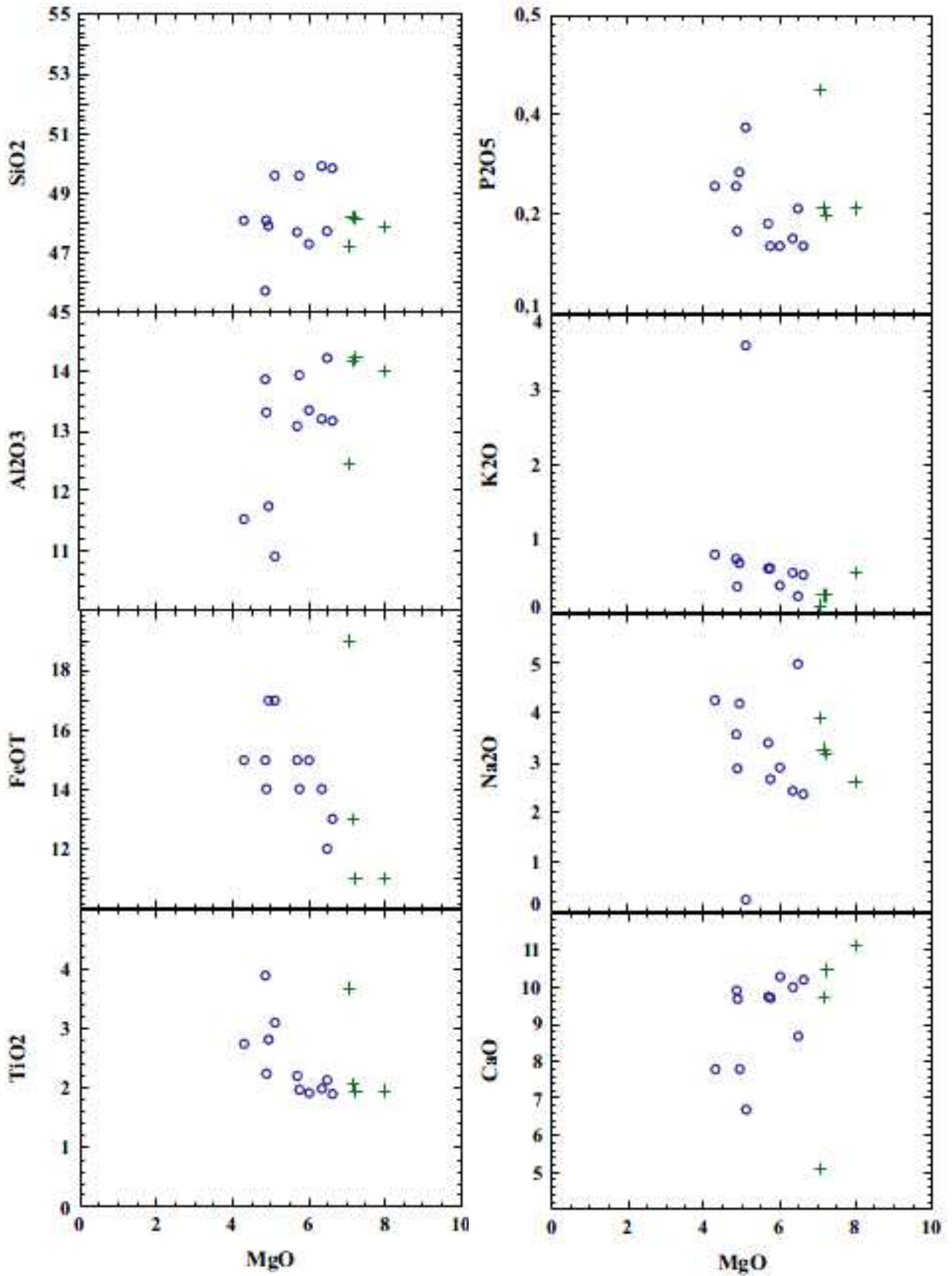


Figura 7.1 - Diagrama de variação, com o MgO como índice de diferenciação para elementos maiores (% em peso) das rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã da Tabela 7.1.

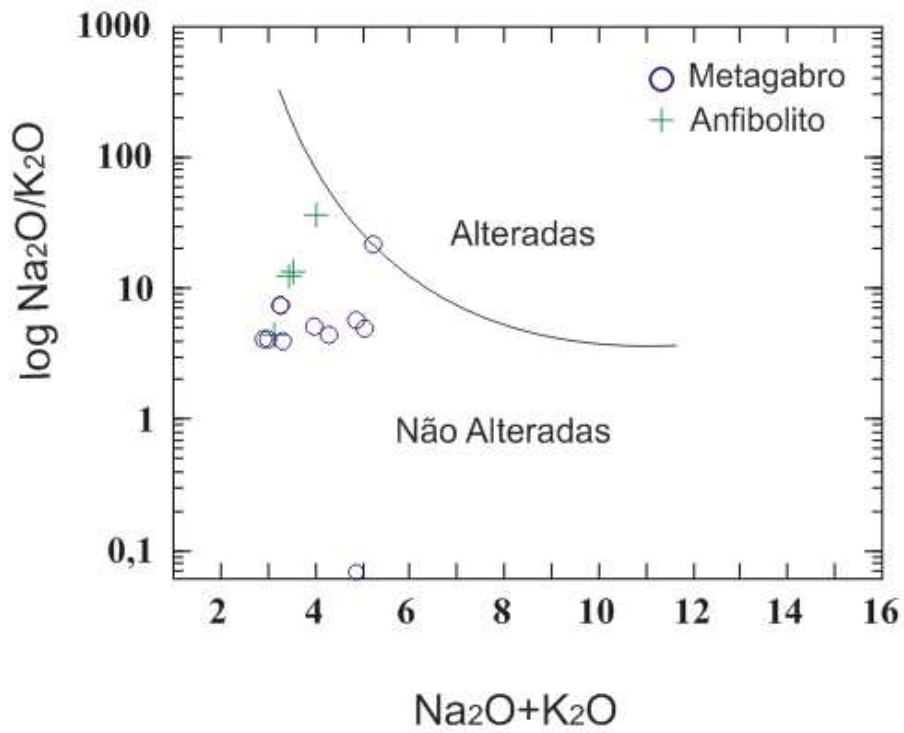


Figura 7.2- Diagrama $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Myiashiro (1971). Valores em % peso.

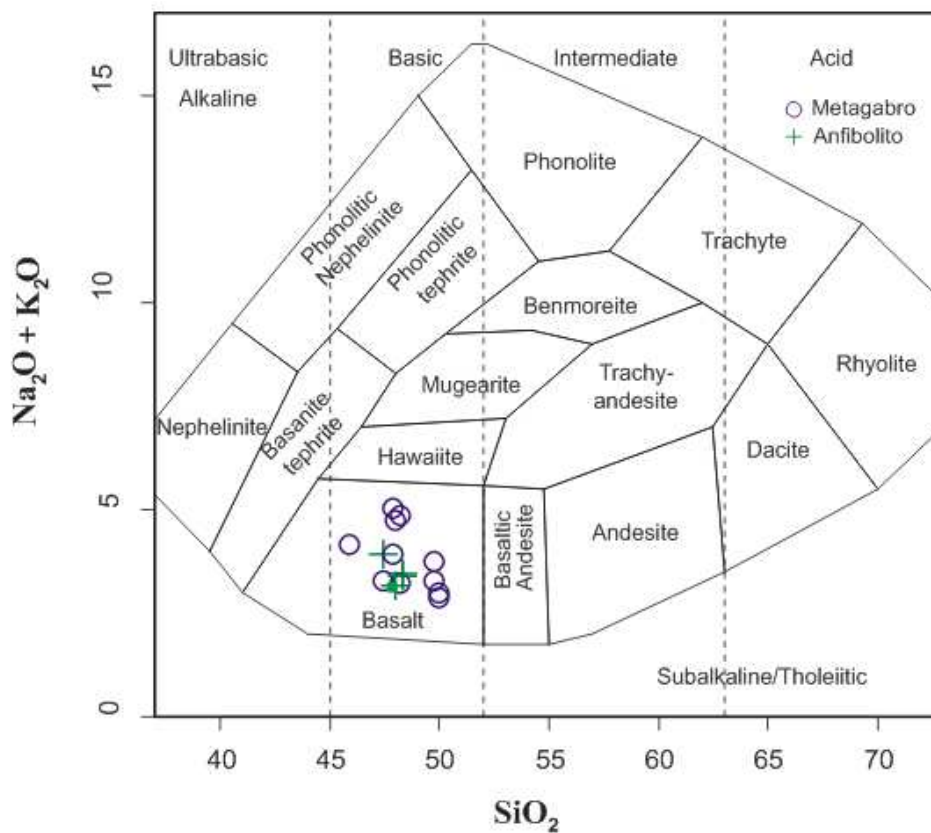


Figura 7.3- Diagrama TAS (Total de álcalis versus sílica) de classificação química para as rochas metamáficas de Xambioá-Araguanã segundo a classificação de Cox et al. (1979). Valores em % peso.

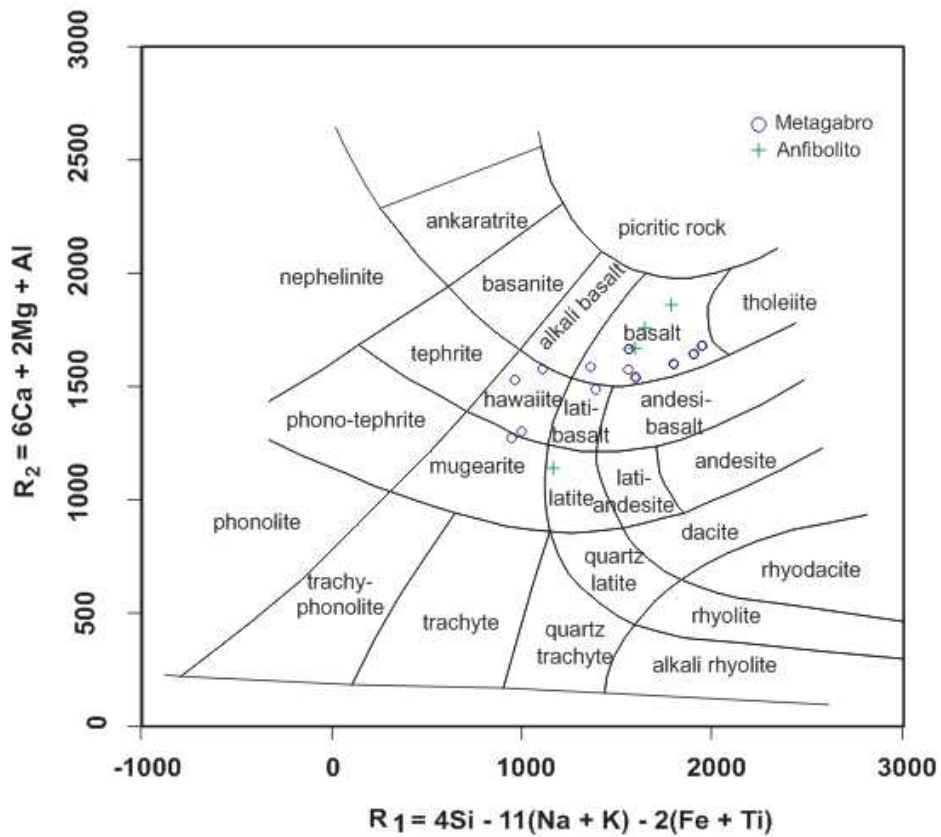


Figura 7.4- Diagrama catiônico R1 - R2 de classificação química para as rochas metamáficas de Xambioá-Araguanã. (De La Roche *et al.* 1980). Valores catiônicos.

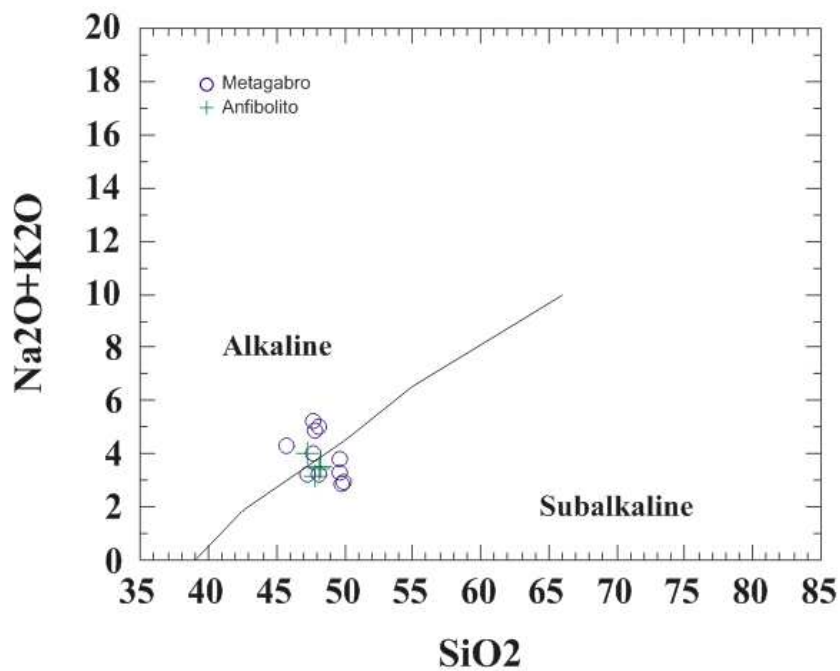


Figura 7.5- Diagrama de classificação química $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 para as rochas metabásicas estudadas. (Irvine & Baragar 1971).

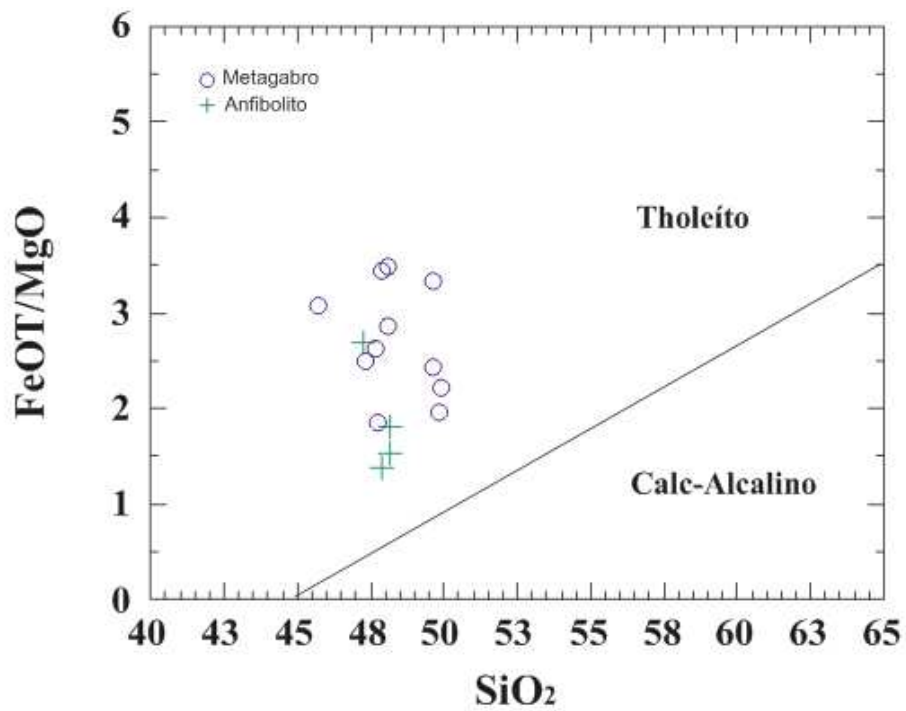


Figura 7.6 - Diagrama FeO_T/MgO vs SiO_2 de discriminação de séries magmáticas de Miyashiro (1974) para as rochas metamáficas estudadas

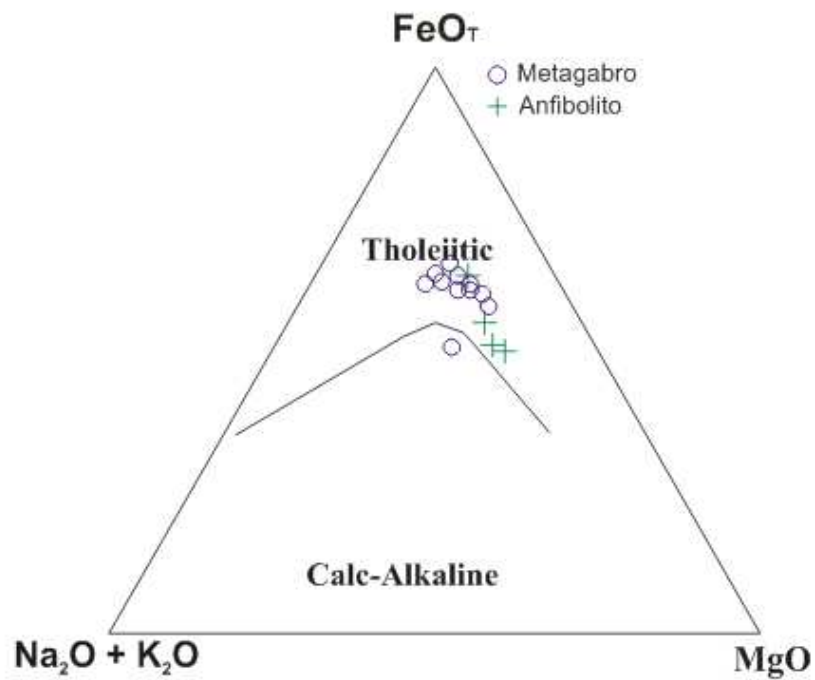


Figura 7.7- Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para as rochas metamáficas de Xambioá-Araguanã.

7.2.1 Dados Normativos

As composições normativas CIPW das rochas metamáficas estudadas foram calculadas pelo programa POWER NORM 2.02 e os resultados são apresentados na Tabela 7.2. Os resultados mostram em geral, a ausência ou pequena quantidade de quartzo normativo, ausência de feldspatóides (exceto nas amostras 07-XB-10B e 07-XB-11, com pequena quantidade de nefelina), e riqueza em plagioclásio e piroxênio cálcico. Olivina ocorre em quantidade pequena (<15%) ou ausente, magnetita também (5% a 8%) e merece destaque a presença de ilmenita (3,6% a 7%). A presença de Hyperstênio normativo (com ou sem quartzo e/ ou olivina) na maioria das amostras corrobora a afinidade predominantemente toleítica da série transicional, com duas amostras de basaltos alcalinos.

Tabela 7.2- Dados de norma CIPW (Cox *et al.* 1979) para as rochas metamáficas de Xambioá-Araguanã.

Amostra	XB-04	XB-10A	XB-14	XB-01	XB-12	XB-10B	XB-11	08-XB-12	XB-16	XB-18	XB-19	XB-20	XB-02	08-XB-04	XI-02	XI-09
Litotipo	Anfibolito					Metagabro										
Qz	0,00	0,00	0,00	0,00	1,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,13	1,50	1,29	0,00	14,46
Or	1,43	0,65	3,24	1,51	2,20	1,40	4,36	4,89	4,08	3,59	2,23	3,11	3,19	3,64	3,17	21,66
Ab	27,74	32,9	22,29	27,31	25,10	33,32	28,31	37,70	36,04	28,98	24,92	20,15	20,52	22,78	23,92	2,06
An	23,34	16,1	25,32	24,29	23,03	16,15	19,88	10,43	11,32	18,89	22,69	24,02	23,47	22,48	20,99	18,29
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,40	1,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di (wo)	9,86	2,80	12,16	11,38	10,52	11,12	11,75	11,87	10,91	11,96	11,71	10,85	10,42	9,62	10,58	5,61
Di (en)	5,36	1,38	7,59	6,83	4,79	6,51	6,48	5,34	4,58	5,53	5,41	5,73	5,11	4,74	5,22	3,86
Di (fs)	4,14	1,36	3,82	3,92	5,65	4,06	4,81	6,47	6,38	6,31	6,18	4,79	5,11	4,69	5,14	1,29
Hy (en)	4,48	11,0	5,76	4,85	7,84	0,00	0,00	1,87	0,20	0,94	3,76	10,99	10,70	9,77	9,03	9,11
Hy (fs)	3,46	10,8	2,90	2,79	9,24	0,00	0,00	2,26	0,28	1,07	4,30	9,18	10,70	9,66	8,88	3,04
OI (Fo)	5,67	3,64	4,84	4,73	0,00	7,07	4,05	2,84	5,43	5,56	4,25	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00
OI (fa)	4,84	3,94	2,69	3,00	0,00	4,86	3,32	3,79	8,36	6,99	5,36	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00
Mt	5,20	7,50	5,09	5,10	5,59	5,42	7,88	6,45	6,34	5,44	5,04	4,98	5,06	5,09	6,45	13,86
Il	3,95	6,98	3,78	3,78	4,39	4,17	7,44	5,47	5,42	4,25	3,71	3,65	3,78	3,80	4,61	5,99
Ap	0,53	0,87	0,53	0,51	0,47	0,54	0,60	0,62	0,64	0,49	0,42	0,42	0,44	0,42	0,68	0,78

Os valores da Tabela 7.2, quando plotadas no tetraedro normativo de classificação para basaltos (Yoder & Tilley 1962), ressaltam a concentração no campo de olivina toleíticos e, subordinadamente, na transição para o campo de toleíticos supersaturados e álcali-basaltos (Fig. 7.8).

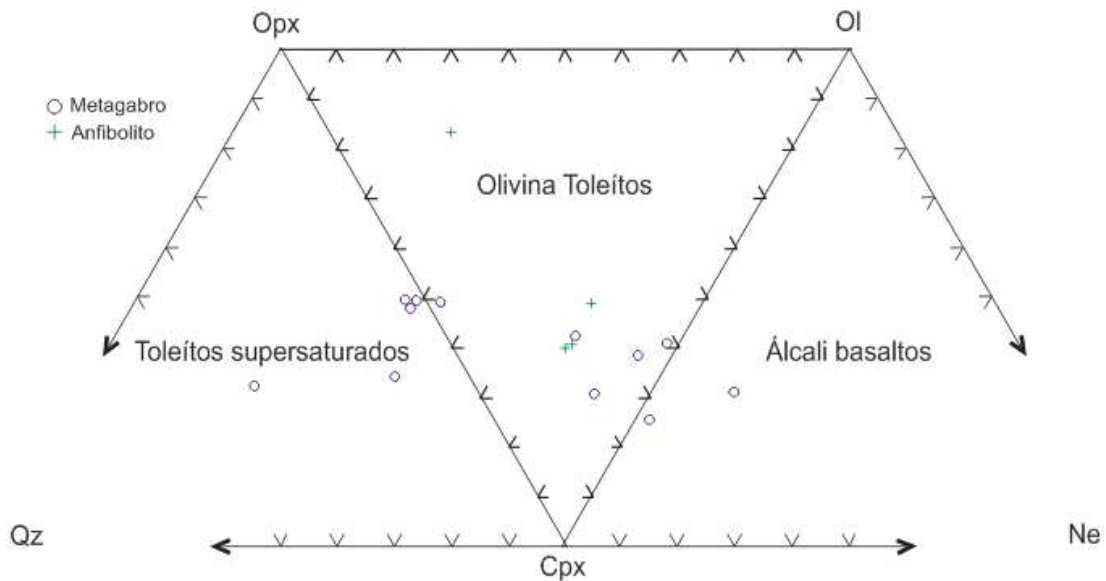


Figura 7.8 - Tetraedro de classificação normativa (CIPW) de basaltos para as rochas metamáficas de Xambioá-Araguanã (Yoder & Tilley 1962).

7.3 ELEMENTOS TRAÇO

Analisando as concentrações dos elementos-traços das dezesseis amostras de rochas metabásicas, verifica-se uma grande homogeneidade nos teores da maioria dos elementos, com exceção do Ba, Rb, Zr e V, que mostram certa dispersão nos diagramas de variação e nos diagramas de multielementos (Fig. 7.9), à semelhança do observado nos elementos maiores, o que sugere uma possível cogeneticidade entre os corpos estudados.

Quando tratamos do grupo de elementos de alto campo de força (HFSE), (Ta, Th, La, Nb, Zr, Yb), as metabásicas mostram na média, as seguintes razões: $Zr/Nb = 9,9$; $Th/La = 0,12$; $La/Nb = 1,2$; e $La/Ta = 12,5$ a $45,5$ (média).

Segundo Wood *et al.* (1979) a razão Zr/Nb serve como uma ferramenta útil para discriminar tipos de basaltos de assoalhos meso-oceânicos (MORB). As rochas metabásicas estudadas apresentam um valor médio da razão $Zr/Nb = 9,9$, semelhante ao de P-MORB (tipo pluma), que é próximo de 10, e que também é compatível com Toleítos de Ilhas Oceânicas.

Para a classificação e discriminação de ambientes tectônicos, foram utilizados elementos traço imóveis ou pouco móveis em condições metamórficas (Zr, Nb, Y, Hf, Th, Ta e Cr), mais os óxidos SiO_2 , TiO_2 , MnO e P_2O_5 .

Nos diagramas geoquímicos de discriminação de séries basálticas e classificação química como o de Floyd & Winchester (1975) e Winchester & Floyd (1977), as rochas plotam quase que exclusivamente no campo dos basaltos toleíticos e subalcalinos (Figs. 7.10, 7.11 e 7.12). Plotadas as amostras nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos (Fig. 7.13 e 7.14), elas se distribuem no campo dos basaltos intraplaca e MORB. Entretanto, devido ao teor relativamente elevado de TiO_2 , cinco amostras plotam acima do campo de MORB, sendo que no diagrama de Shervais (1982), que utiliza a razão Ti/V , as amostras plotam entre os intervalos de valores 20 e 50, que corresponde ao campo dos basaltos de assoalho oceânico (Fig. 7.15).

Nos diagramas triangulares de discriminação de ambientes tectônicos as amostras situam-se no campo dos basaltos tipo MORB e, subordinadamente, no campo de basaltos intraplaca, além de alguma dispersão ao campo dos basaltos alcalinos de ilhas oceânicas (Fig. 7.16). No diagrama de discriminação tectônica de Pearce (1975), as metabásicas plotam na sua totalidade no campo de basaltos de assoalho oceânico (Fig. 7.17).

No diagrama de multielementos (Fig. 7.18), os resultados das rochas metamáficas normalizados ao condrito C1, revelaram um padrão assimétrico com pronunciadas anomalias negativas de Rb e P, além de K, Sr e anomalias positivas de LFS (Ba, Th, Nb, La) além de Ti. Os ETRP (Tb, Yb e Lu) mostraram leve empobrecimento.

Basaltos N-MORB têm razão $\text{La/Nb} < 1$ e $\text{La/Yb} < 1$ (padrão ascendente da esquerda para a direita). Nem todos os basaltos têm anomalia positiva de Nb (os anfíbolitos têm, mas no caso dos metagabros há variação), mas todas as amostras mostram razão $\text{La/Yb} > 1$, descartando-se a geração exclusiva por fonte do tipo N-MORB. Neste contexto podemos concluir, preliminarmente que as razões La/Nb e La/Yb predominantemente maiores que a unidade indicam o envolvimento de uma fonte mantélica fértil (tipo pluma ou OIB) na geração da série basáltica transicional estudada.

Isto explica porque em diagramas geoquímicos de discriminação tectônica algumas amostras não plotam no campo N-MORB, mas sim, predominantemente nos campos P-MORB e WPB (basaltos continentais, mais relacionados à pluma, como em Paraná-Etendika, Deccan e Ravvou).

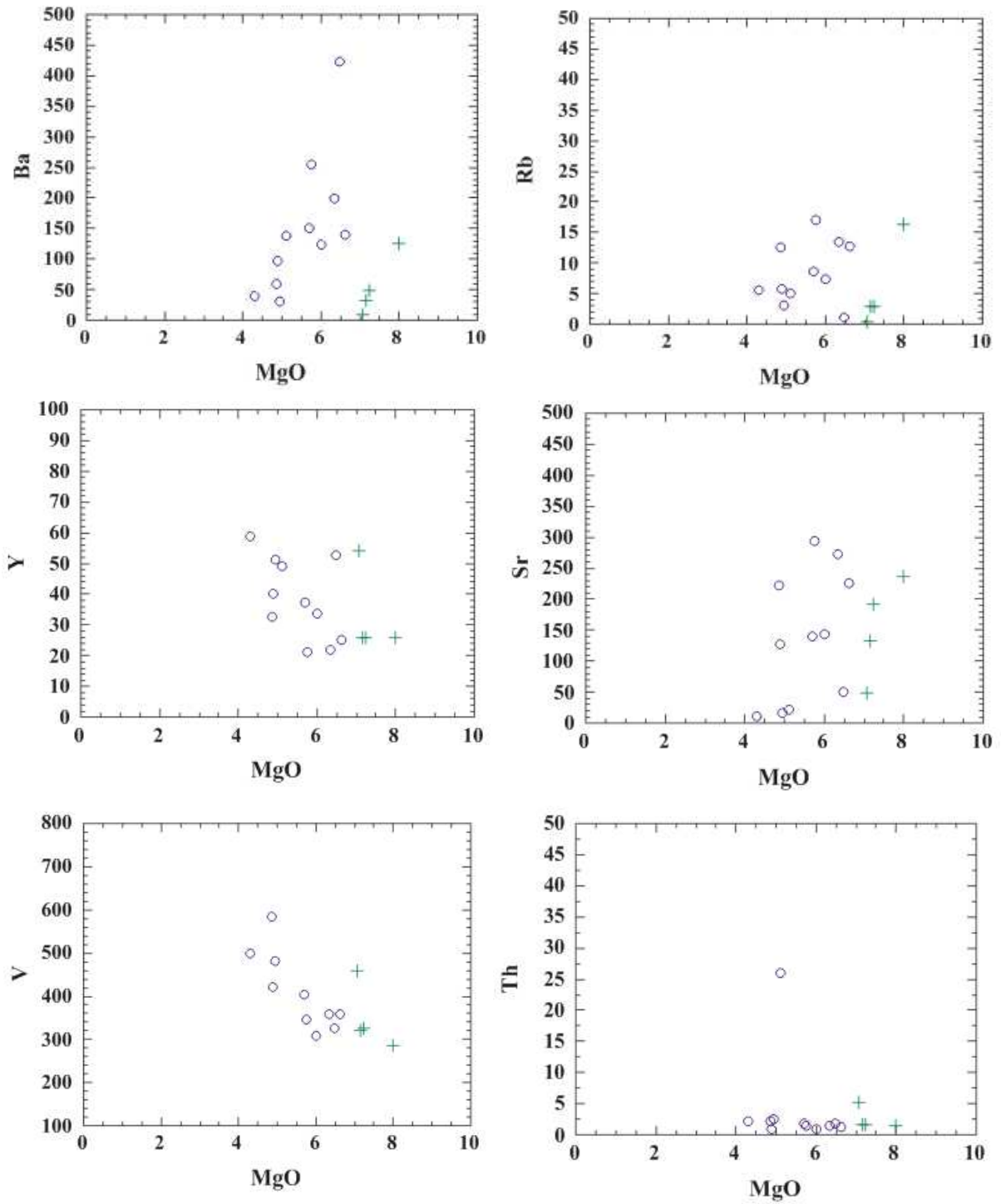


Figura 7.9A– Diagrama de variação de elementos-traços vs MgO para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.

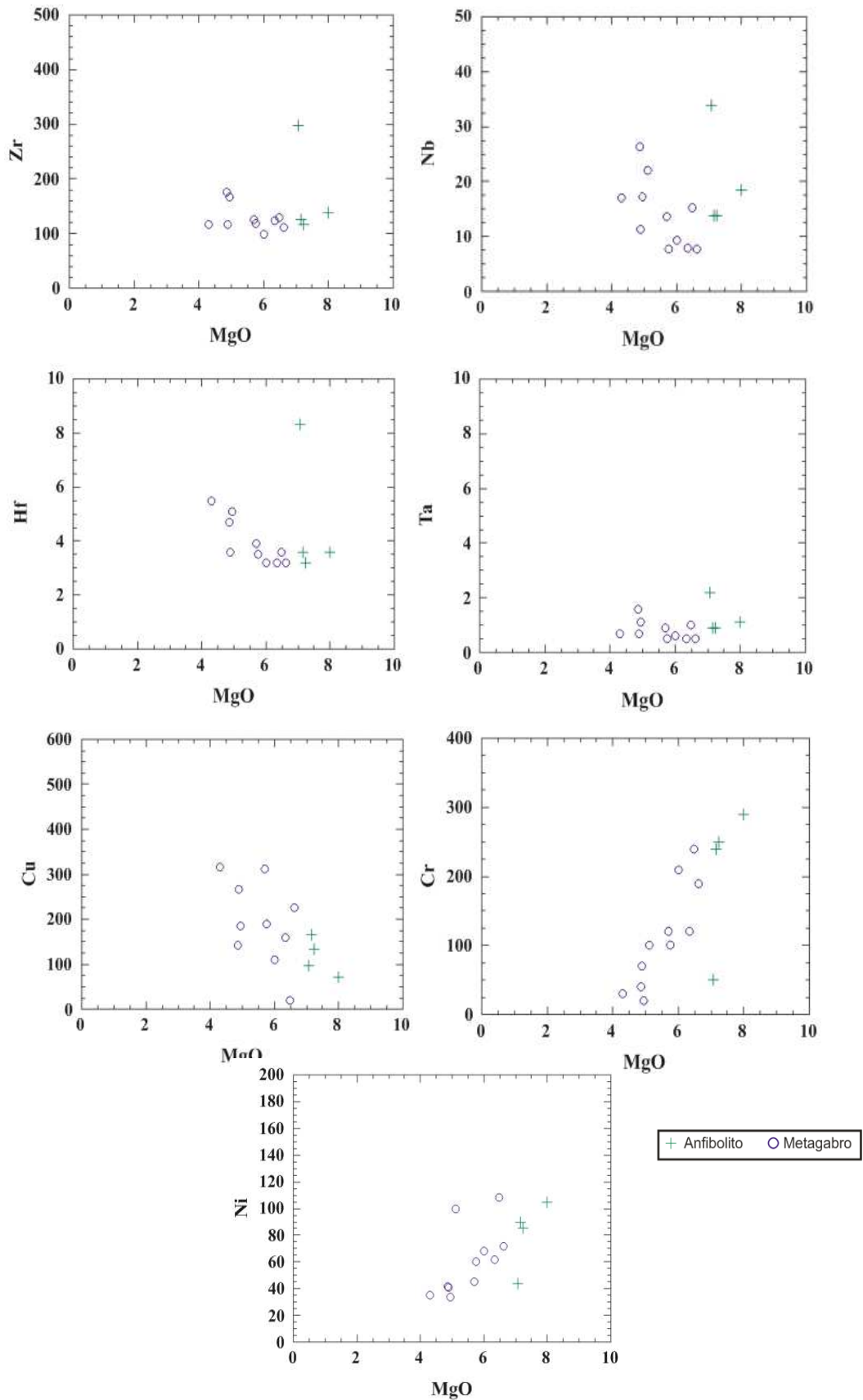


Figura 7.9B– Diagrama de variação de elementos-traços vs MgO para as rocha metabásicas estudadas.

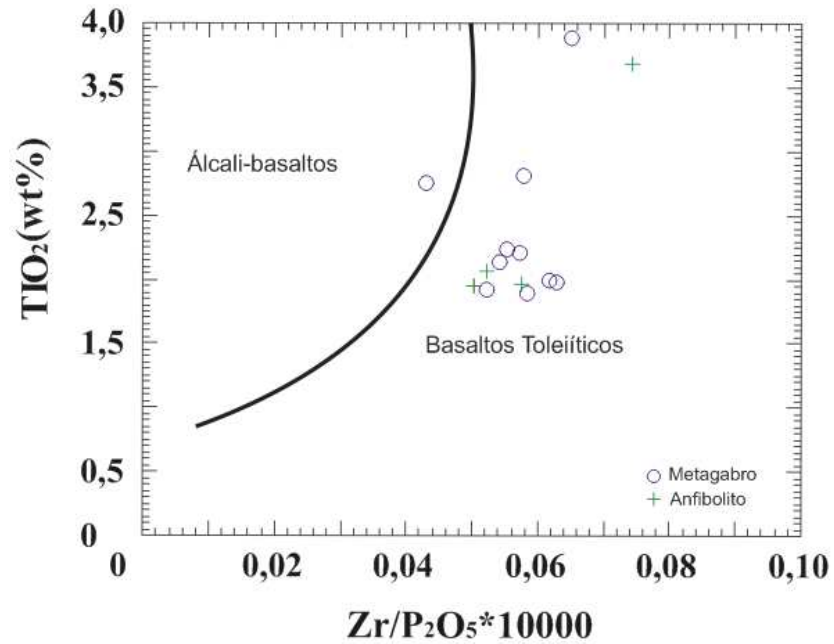


Figura 7.10 – Diagrama de variação composicional Ti vs $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ (Floyd & Winchester 1975) para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.

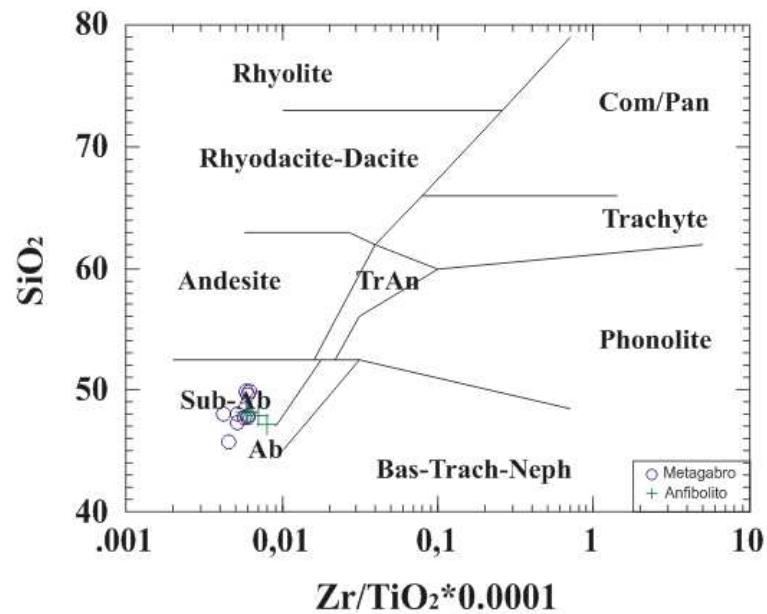


Figura 7.11 – Diagramas de variação composicional SiO_2 vs $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ de Winchester & Floyd (1977) para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.

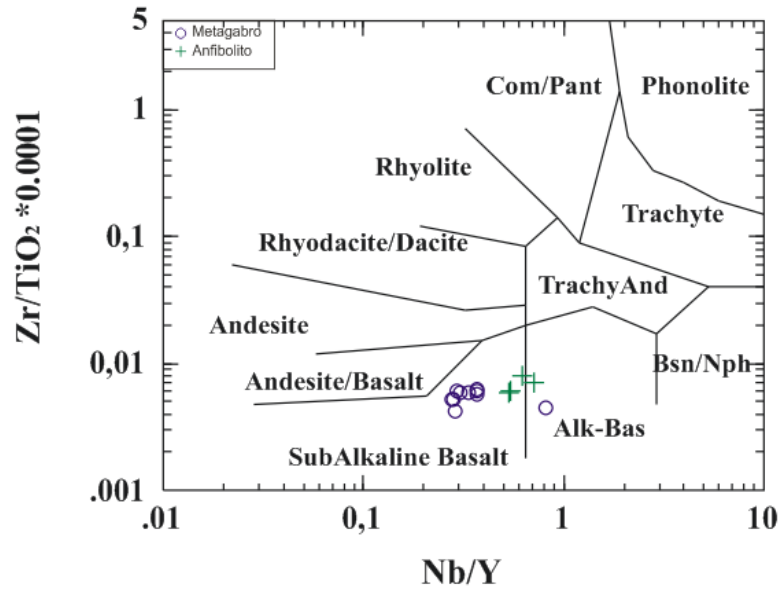


Figura 7.12 – Diagramas de variação composicional Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Winchester & Floyd (1977) para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.

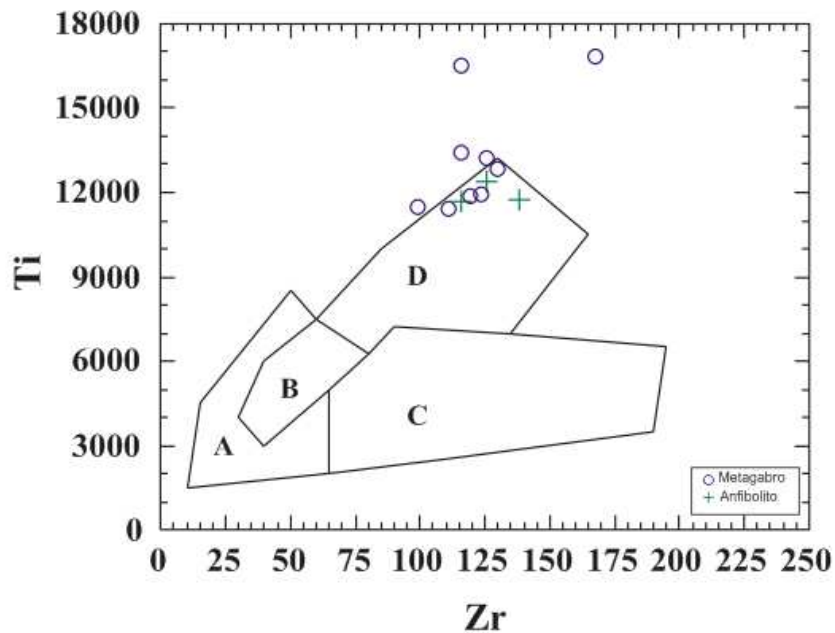


Figura 7.13 – Diagramas de discriminação tectônica Ti vs Zr (Pearce & Cann 1973) para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.

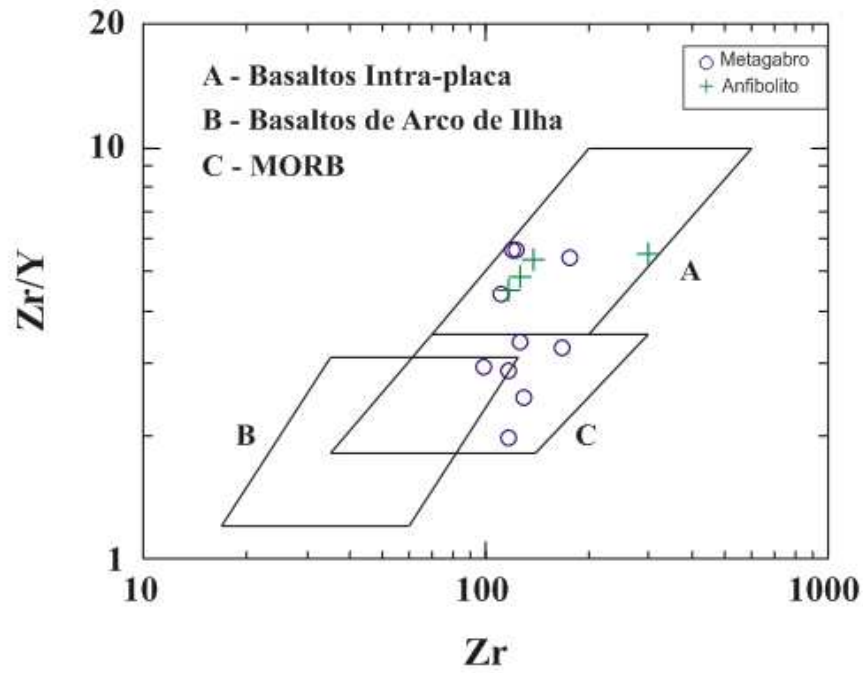


Figura 7.14 – Diagramas de discriminação tectônica Zr vs Zr/Y (Pearce & Norry, 1979) para as metabásicas de Xambioá-Araguanã.

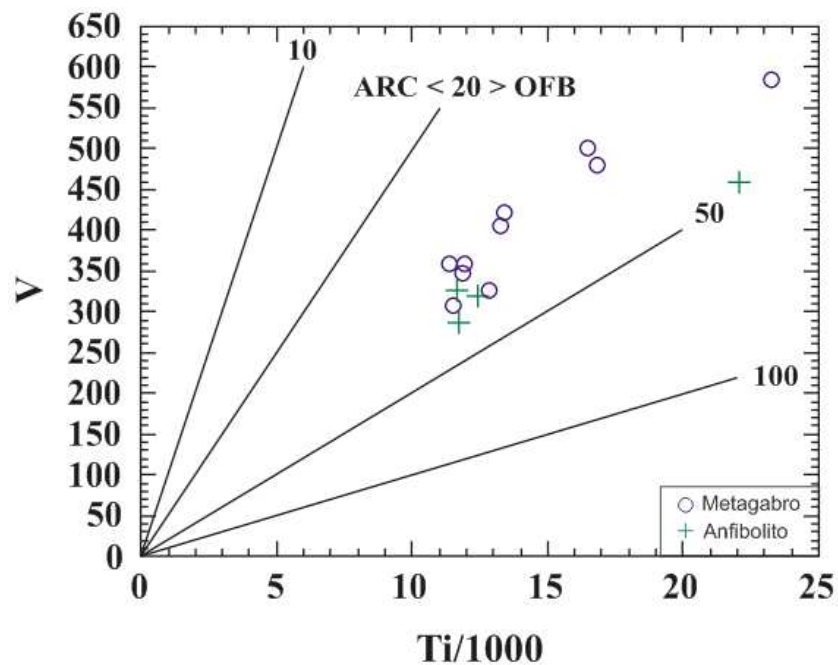


Figura 7.15– Diagramas de discriminação tectônica Ti/1000 vs V (Shervais 1982) para as rochas metabásicas de Xambioá-Araguanã.

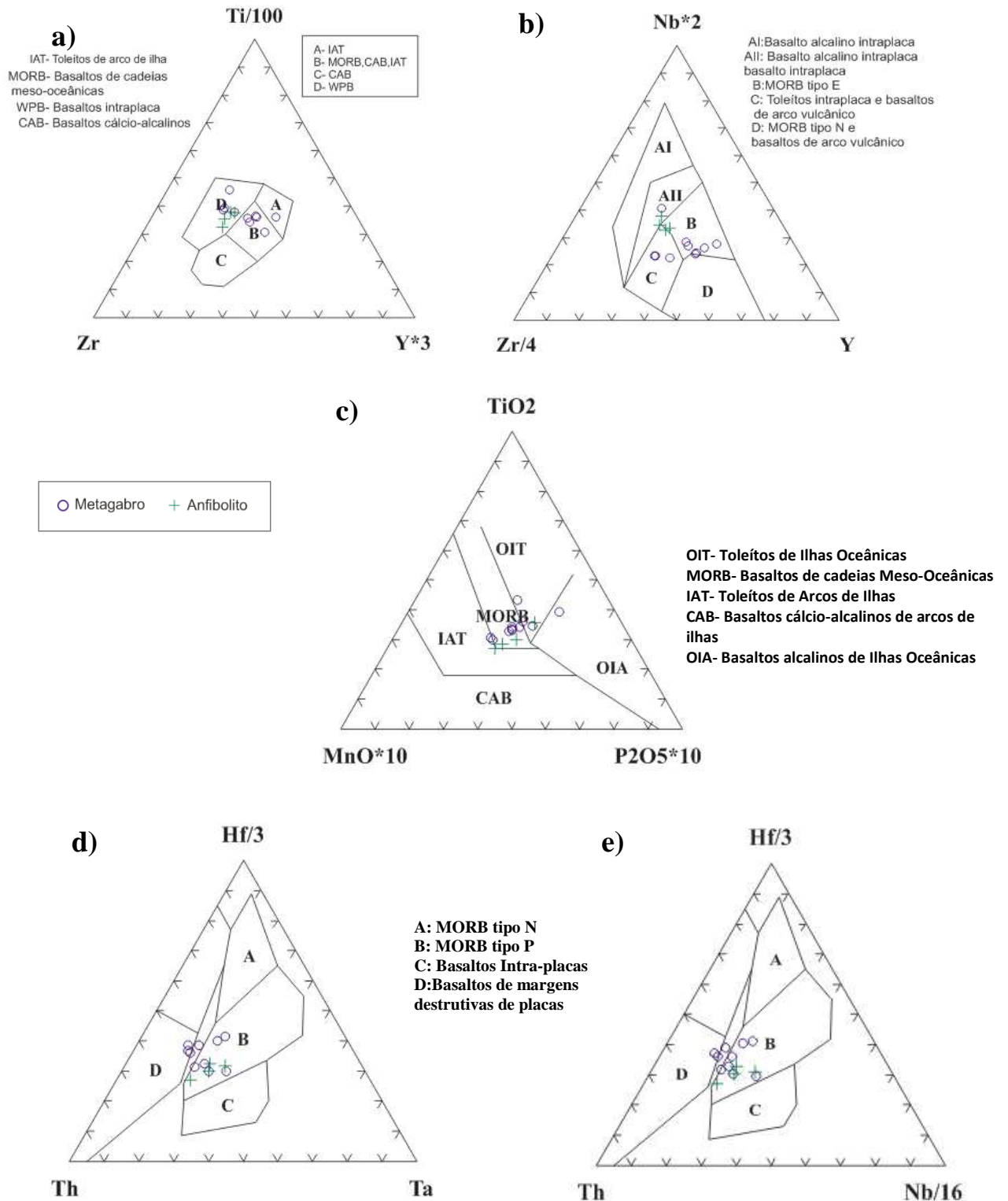


Figura 7.16 – Diagramas de discriminação tectônica: a) Ti-Zr-Y. (Pearce & Cann 1973); b) Nb-Zr-Y (Meschede 1986); c) TiO₂-MnO-P₂O₅ (Mullen 1983); d) Hf/3-Th-Ta; e) Hf-Th-Nb/16 (Wood et al. 1980).

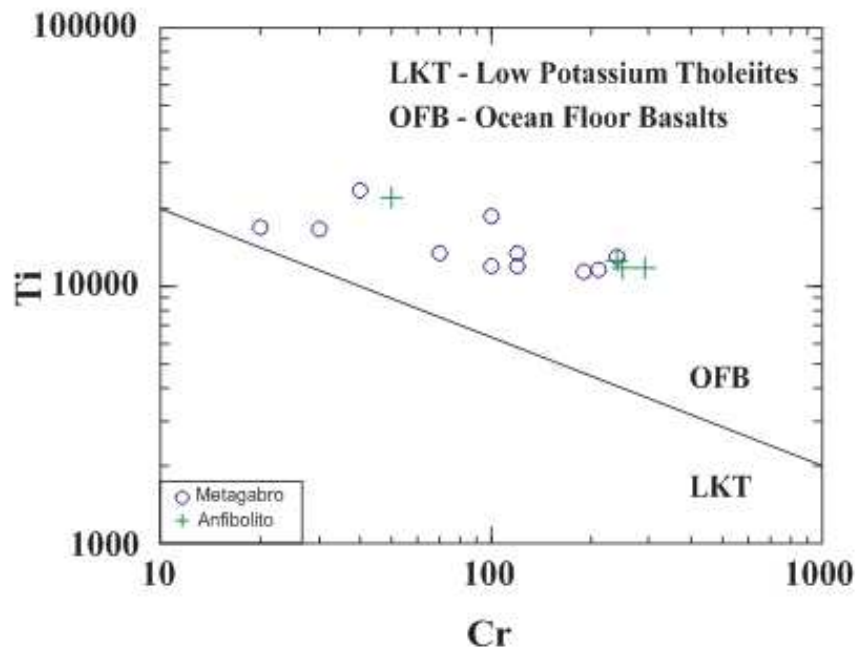


Figura 7.17- Diagrama de discriminação tectônica Ti vs.Cr (Pearce 1975) para as metabásicas de Xambioá-Araguanã.

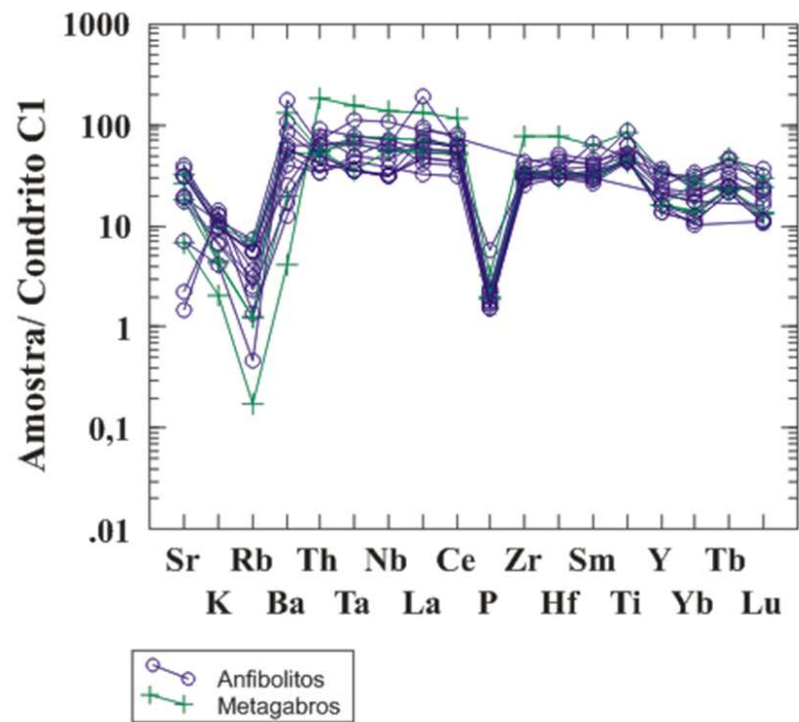


Figura 7.18 – Diagramas multielementos, normalizados aos valores do condrito C1 para as metabásicas de Xambioá-Araguanã.

7.4 ELEMENTOS TERRAS-RARAS

Os resultados analíticos de elementos terras raras das rochas metabásicas são apresentados na Tabela 7.1 e os seus padrões gerais, com a normalização ao condrito C1, são apresentados na figura 7.19. As rochas metabásicas, em geral, apresentam composições semelhantes com baixos valores de ETR cujo somatório (Σ_{ETR}) varia entre 69 e 202,5 (Tabela 7.1).

Observa-se, também, uma pequena variação entre as concentrações de cada elemento nas várias amostras, as quais definem padrão sub-horizontal, com leve enriquecimento em ETR leves, demonstrando baixo fracionamento, com razões $(La/Yb)_N$ variando de 1,5 a 7, e as anomalias de európio ($Eu^* = 0,3$ a $1,3$) muito baixas a nulas, tais comportamentos são comparáveis aos padrões de P-MORB e basaltos continentais, indicando o envolvimento de fontes férteis (tipo pluma), na geração da suíte basáltica transicional estudada. O envoltório é descendente da esquerda para a direita, descartando uma origem exclusivamente a partir de fonte mantélica do tipo N-MORB.

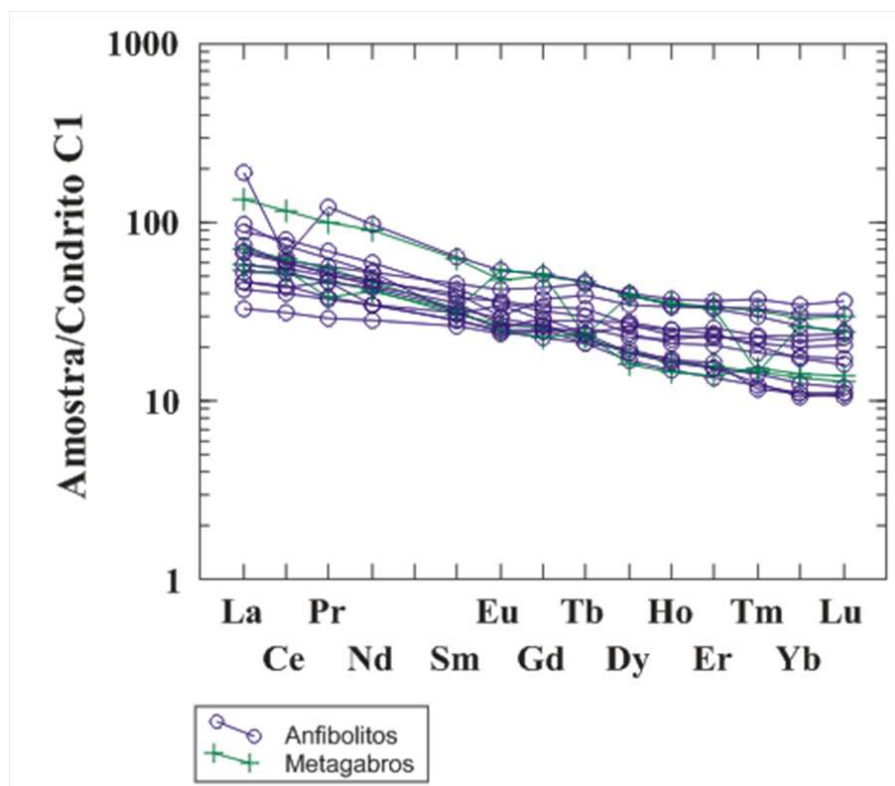


Figura 7.19 – Diagramas ETR normalizadas ao condrito C1 para as rochas metamórficas.

7.5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os estudos geoquímicos existentes na literatura sobre os metagabros da Suíte Gabróica Xambica do Cinturão Araguaia são ainda incompletos e, geralmente, os dados analíticos existentes na grande maioria dos corpos se limitam aos elementos maiores e alguns traços. O estudo geoquímico das metamáficas da região de Xambioá-Araguanã, realizado neste trabalho, envolveu a análise de elementos maiores, menores e traços incluindo os elementos terras raras.

Os dados de campo e o estudo petrográfico das metamáficas mostraram que, apesar das transformações metamórficas extensivas sofridas pelas rochas dos vários corpos estudados pode-se observar grande homogeneidade composicional evidenciada pelos dados geoquímicos, inclusive no que diz respeito aos elementos maiores, o que é caracterizado pela pequena variação em quase todos os óxidos (Fig. 7.1) definindo campos restritos nos diagramas geoquímicos.

Os dados plotados nos diagramas de classificação de Cox *et al.* (1979), Myashiro, (1974) e Irvine & Baragar (1971) reforçam a caracterização dos protólitos magmáticos como sendo de natureza basáltica. Estes corpos são ainda classificados como predominantemente subalcalinos com filiação toleítica, sendo evidenciadas pelas baixas razões álcalis/sílica, enriquecimento de Fe (FeO_T) em relação a A (Na_2O+K_2O) e M (MgO) e podem corresponder a olivina toleitos e tipos toleíticos supersaturados no diagrama normativo Qz-Opx-Cpx-Ol-Ne (Fig. 7.8).

No que diz respeito aos elementos traços, as rochas metamáficas também se comportam homogeneamente, com pequenas variações nos elementos Ba, Rb, Zr e V. O estudo dos ETR mostraram que a razão La/Ce com valores entre 1 e 3 e a razão La/Yb com valor médio de 3,4 demonstram o baixo grau de fracionamento de ETR destas rochas.

Os elementos-traços e ETR revelaram ainda similaridades no seu padrão de distribuição, reforçando a hipótese de cogeneticidade desses metagabros para a maioria dos corpos estudados. Os ETR mostraram assinaturas geoquímicas com leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e razão Eu/Eu* com valores entre 0,8 e 1,3 são quase nulos, cujas características geoquímicas são comparáveis aos do P-MORB e basaltos continentais, indicando envolvimento de fontes mantélicas férteis na geração da suíte transicional estudada.

Os dados dos diagramas geoquímicos de discriminação de ambientes tectônicos demonstram que as amostras de rochas metamáficas plotam, na sua maioria, nos campos correspondentes aos basaltos intraplaca e P-MORB o que permite concluir que o alojamento destes corpos no Cinturão Araguaia está relacionado a um importante evento de magmatismo basáltico toleítico que aconteceu no Neoproterozóico, possivelmente relacionado a um evento de tectônica extensional durante os estágios precoces do estabelecimento da Bacia Araguaia.

8 GEOCROLOGIA

Neste capítulo são descritas as várias etapas e resultados analíticos do estudo geocronológico realizado em metagabros em que foi utilizado o método geocronológico U-Pb em zircão por *laser ablation* (LA-ICP-MS) que teve como objetivo obter a idade de cristalização de zircão e, conseqüentemente, dos protólitos magmáticos das rochas metamáficas da região de Xambioá-Araguanã. Para este estudo foram escolhidas quatro amostras representativas de metagabros, as quais correspondem aos pontos 2007/XL-02, 2007/XB-19, 2007/XB-12 e 2007/XL-09 no mapa da Figura 3.1.

8.1 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

As análises isotópicas U-Pb em zircão foram realizadas no Laboratório de Geodinâmica e Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) seguindo-se os procedimentos analíticos descritos por Buhn *et al.* (2009).

Os concentrados de zircão foram extraídos de cerca de 60 kg de cada amostra usando técnicas de britagem, com redução a granulometria apropriada ($< 0,5$ mm), seguido de deslamagem em água corrente para a eliminação da fração argila e peneiramento via úmida para a separação em frações granulométricas inferiores a 0,250 mm (peneiras de malha 0,250 mm, 0,177 mm, 0,125 mm e 0,066 mm) sendo que as primeira e última frações foram descartadas do processo por serem muito grossa e fina respectivamente. Dentre estes, o intervalo granulométrico ideal para a análise foi situado entre 0,177 e 0,125 mm.

A seguir foi realizada a concentração dos minerais pesados com a técnica de bateamento e separação magnética (ímã de mão e Frantz), além de separação gravimétrica utilizando bromofórmio no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG/ UFPA. As frações minerais foram separadas em lupa binocular marca ZEISS no Laboratório de Petrografia do PPGG, obedecendo a critérios de forma, tamanho, cor e similaridade dos grãos de zircão.

Para as análises no espectrômetro LA-ICP-MS, os grãos de zircão escolhidos foram montados em moldes cilíndricos de 9 mm de diâmetro preenchidos por resina epoxy e posteriormente polidos com lixas apropriadas de $3\mu\text{m}$ e $1\mu\text{m}$ e pasta diamantada de modo a obter uma superfície lisa e espelhada dos cristais que a seguir foram metalizados para posterior imageamento por catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura (MEV) do LABMEV do Instituto de Geociências da UFPA com o objetivo de investigar a

estrutura interna dos cristais de zircão, e escolher os melhores pontos de cada cristal para a análise geocronológica.

No Laboratório de Geodinâmica e Geocronologia da UnB foram realizadas as análises isotópicas de U e Pb, porém antes do procedimento analítico no ICP-MS, cada molde foi limpo com HNO₃ (a 3%) e água destilada e após secagem foi acoplada em soquete próprio com três lugares especialmente montados para comportar mais duas amostras contendo os padrões. Para isto utilizou-se o espectrômetro Thermo Finnigan Neptune acoplado a um laser (LA-ICP-MS) UP213 Nd: YAG com comprimento de onda $\lambda = 213$ nm. Foi criada uma atmosfera de Hélio para carregar e misturar com gás argônio antes de entrar no espectrômetro. O diâmetro do feixe do laser foi mantido no intervalo de 30-40 μm . O ponto de incidência (*spot*) foi propalado durante 40 segundos numa frequência de 10 Hz e 34% de energia disponível.

Foi utilizada a normalização do zircão padrão GJ-1 (Jackson et al. 2004) e análise de branco. O fator resultante da correção para cada análise de amostra leva em consideração a posição relativa de cada análise dentro de uma sequência de quatro amostras seguidas por dois padrões e dois brancos cada, de acordo com os procedimentos de Albarède et al. (2004). A configuração instrumental e outros detalhes do método analítico aplicado está sumarizados em Buhn et al. (2009).

As massas 204, 206 e 207 foram medidas com um contador de íons, e o isótopo ²³⁸U foi analisado em taça de Faraday. O sinal do ²⁰²Hg foi monitorado em um contador de íon para cada correção da interferência isobárica entre ²⁰⁴Hg e ²⁰⁴Pb. Os sinais durante a ablação são de 40 ciclos por segundo. Para a avaliação dos dados, somente intervalos coerentes de sinal respondido foram considerados.

A redução dos dados foi realizada em planilha eletrônica. A correção para Pb comum foi aplicada para zircões com razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb com contagem inferior a 1000, aplicando ao modelo de chumbo comum, segundo Stacey e Kramers (1975). A geração dos diagramas U-Pb foram realizados pelo programa Isoplot v.3 (Ludwing, 2003) e os erros para as razões isotópicas são apresentados no nível de 2 σ (desvio padrão). Os resultados das análises realizadas nos cristais de zircões nos metagabros estão sumarizados na Tabela 8.6.

8.1.1 Morfologia do Zircão

Os grãos de zircão na amostra 2007/XB-12 ocorrem sob duas formas principais: a) Aproximadamente 80% dos cristais são de dimensões reduzidas (diâmetro < 50 μm),

incolores e alongados (relação largura/comprimento 4-6). A maioria dos zircões é subédrica e com inclusões; b) Os outros 20 % dos cristais tem formas achatadas, subédricas, de coloração acastanhada e bastante fraturados. Nas análises cátodo-luminescência no MEV os cristais de zircão mostraram raros e discretos zoneamentos concêntrico ou localizado em bandas do cristal.

Na amostra 2007/XB-19 os cristais de zircão são incolores, com leve coloração amarelada, são subédricos, porém na sua maioria são fragmentos de cristais com suas faces razoavelmente bem formadas. Alguns cristais apresentavam-se parcialmente metamitizados e com algumas inclusões. Na análise de cátodo-luminescência em MEV mostraram com zoneamento.

Os cristais de zircão da amostra 2007/XL-09 são na sua maioria incolores, com terminações levemente arredondadas e fraturados além de apresentarem baixa luminescência em MEV e ausência de zoneamento.

No caso da amostra 2007/XL-02 os cristais de zircão analisados apresentam coloração amarela, formas prismáticas e fraturados, alguns com leve metamitização, com fraca luminescência em MEV e zoneamento discreto.

8.2 RESULTADOS ANALÍTICOS

Devido ao erro analítico elevado causado por perda de Pb ou complexidade geológica não foi possível, em um primeiro momento, a representação das idades no diagrama U-Pb Concórdia e, por isso, foi realizado outro procedimento de modo a diminuir o erro analítico e selecionar apenas os grãos de zircão concordantes e menos contaminados por Pb comum. Foram eliminados, primeiramente, os grãos cujas razões Pb^{206}/Pb^{204} apresentavam valores inferiores a 10.000 e, posteriormente, selecionaram-se somente os grãos cujos erros analíticos (2σ) se sobrepunham nos três cronômetros conhecidos ($^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$). A partir daí, os cristais selecionados foram novamente tratados em cada amostra e tiveram os valores de suas razões $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$ lançados no Diagrama U-Pb Concórdia no *software* Isoplot v. 3 (Ludwing 2003), ancorando as idades a um valor conhecido (no caso a zero), forçando a passagem da reta na origem, pois nos diagramas os pontos acima da concórdia refletem a complexidade geológica do ambiente a qual as rochas estão inseridas ou relacionadas possivelmente problemas analíticos.

Para a amostra XB-19 foram realizadas um total de 39 análises pontuais com o diâmetro do feixe de laser entre 30-40 μm e, após o tratamento dos dados (explicado acima), obteve-se uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 878 ± 22 Ma, com $\text{MSWD} = 0,45$ para 6 zircões concordantes (Fig. 8.1, Fig. 8.4, Tab. 8.1) considerada como indicativo de idade mínima de cristalização para o metagabro. Em um dos cristais de zircão, foi analisada a zona de borda, tendo-se obtido a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 554 ± 19 Ma, que possivelmente corresponde a sobrecrecimento metamórfico. Este valor é comparável às idades de metamorfismo do Cinturão Araguaia

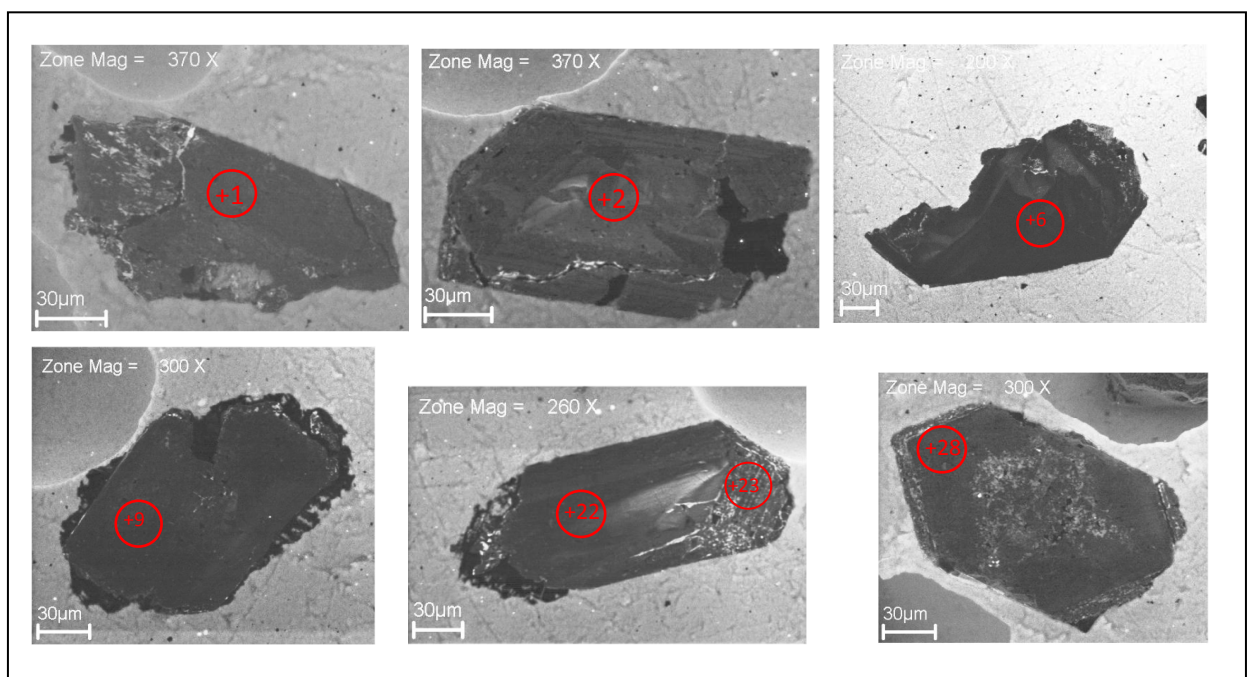


Figura 8.1- Imagens de catodo-luminescência, com os cristais de zircão de escapolita metagabro da amostra 2007/XB-19 com os locais de análise isotópica (*círculos vermelhos*).

Tabela 8.1- Sumário de dados isotópicos obtidos por LA-ICP-MS para o escapolita metagabro (amostra 2007/XB-19).

Spot	Razões Isotópicas			Idades										
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	Rho
1	21347	0,06842	1,05523	0,1089	0,94136	1,0277	1,41	881	21,8	667	5,96	717,78	7,28	0,64
2	213417	0,06886	1,07236	0,1427	1,11200	1,3549	1,54	895	22,1	860	8,95	869,69	9,03	0,71
3	584	0,08261	3,72593	0,09353904	3,30370	1,065413815	4,98	1260	72,8	576	18,22	736,49	26,08	0,66
4	29572	0,06472	1,84225	0,14162166	1,61628	1,263697841	2,45	765	38,8	854	12,93	829,57	13,89	0,71
5	105	0,17002	1,72900	0,126202797	1,81366	2,958516271	2,51	2558	28,9	766	13,10	1397,03	19,02	0,72
6	39660	0,06826	1,36112	0,142181869	1,15125	1,338217906	1,78	877	28,2	857	9,24	862,46	10,36	0,63
7	6743	0,07612	1,63127	0,102724007	1,27543	1,078197458	2,07	1098	32,6	630	7,66	742,75	10,91	0,60
8	239102	0,06651	1,38061	0,12477492	1,46492	1,144320121	2,01	823	28,8	758	10,48	774,56	10,91	0,72
9	13514	0,06879	1,63275	0,103221517	1,51110	0,978977674	2,22	892	33,7	633	9,11	693,08	11,17	0,67
10	896	0,08605	2,46540	0,127931625	1,52754	1,517934071	2,90	1339	47,6	776	11,17	937,64	17,75	0,64
11	446	0,13137	1,99197	0,110732501	1,45767	2,005713515	2,47	2116	34,9	677	9,37	1117,44	16,72	0,58
12	5421	0,06663	3,91625	0,088792108	1,68498	0,815690681	4,26	826	81,7	548	8,86	605,64	19,45	0,39
13	296	0,13575	2,22471	0,100962478	2,26285	1,88974756	3,17	2174	38,8	620	13,38	1077,49	21,07	0,71
14	555	0,08586	3,29490	0,104131064	2,20708	1,232731073	3,97	1335	63,7	639	13,42	815,58	22,23	0,72
15	445	0,06693	1,70403	0,104881168	1,69789	0,967847343	2,41	836	35,5	643	10,39	687,35	12,01	0,70
16	2400	0,07091	2,09434	0,08469244	3,14680	0,828015551	3,78	955	42,8	524	15,84	612,51	17,39	0,83
17	2234	0,08854	2,56353	0,110040014	1,70947	1,343407441	3,08	1394	49,2	673	10,92	864,71	17,94	0,68
18	14499	0,07093	1,17937	0,121353785	1,21565	1,186765824	1,69	955	24,1	738	8,48	794,46	9,33	0,71
19	360	0,08011	1,46684	0,143162272	1,53605	1,581234881	2,12	1200	28,9	863	12,40	962,86	13,21	0,72
20	3681	0,07338	1,55834	0,10715375	1,60710	1,084081174	2,24	1024	31,5	656	10,03	745,62	11,82	0,71
21	804	0,07488	3,61207	0,09114004	1,86774	0,940941237	4,07	1065	72,6	562	10,06	673,37	20,02	0,64
22	14408	0,07074	2,19355	0,130354816	2,21074	1,271461123	3,11	950	44,9	790	16,43	833,04	17,70	0,71
23	16387	0,06727	1,39287	0,089778737	1,71437	0,832680514	2,21	846	29,0	554	9,10	615,10	10,19	0,77
24	2481	0,07943	6,34137	0,097952075	1,90443	0,72711452	6,62	1183	125,3	602	10,95	740,07	34,79	0,48
25	556	0,09380	1,16370	0,111033972	1,12160	1,436058752	1,62	1504	22,0	679	7,23	904,08	9,67	0,68
26	2853	0,10374	1,19621	0,10389522	1,21185	1,486097126	1,70	1692	22,1	637	7,35	924,72	10,34	0,70
27	5339	0,07697	1,80281	0,096487208	1,55206	1,024042236	2,38	1121	36,0	594	8,80	715,94	12,22	0,64
28	11649	0,06765	2,73560	0,106074302	2,29374	0,989432181	3,57	858	56,8	650	14,18	698,43	18,03	0,77
29	323	0,09726	1,33461	0,115383588	2,00120	1,547297831	2,41	1572	25,0	704	13,35	949,42	14,84	0,83
30	12194	0,07117	1,61616	0,123900942	1,53040	1,21583814	2,23	962	33,0	753	10,88	807,87	12,40	0,68
31	637	0,08123	1,81564	0,099643856	1,68586	1,115958755	2,48	1227	35,7	612	9,85	761,04	13,27	0,73
32	6823	0,07263	1,73899	0,16000946	2,63283	1,602394178	3,16	1004	35,3	957	23,41	971,14	19,73	0,83
33	9512	0,07586	2,77746	0,09039504	3,02574	0,945468146	4,11	1091	55,6	558	16,17	675,74	20,27	0,73
34	9964	0,07148	1,77834	0,111331883	2,17521	1,097268316	2,81	971	36,3	680	14,05	752,03	14,93	0,77
35	4039	0,07429	3,80430	0,098335723	2,06268	1,007323401	4,33	1049	76,7	605	11,90	707,52	22,05	0,66
36	9422	0,08302	1,96490	0,151551441	1,63092	1,734788204	2,55	1270	38,3	910	13,84	1021,53	16,45	0,63
37	3700	0,09255	2,33373	0,092667252	1,84106	1,182558743	2,97	1479	44,2	571	10,07	792,50	16,35	0,61
38	1017	0,11389	2,75413	0,115980978	1,85213	1,821277074	3,32	1862	49,7	707	12,41	1053,14	21,76	0,55
39	5940	0,07610	2,88316	0,100320539	2,22429	1,052690949	3,64	1098	57,7	616	13,07	730,21	18,96	0,75

No escapolita metagabro da amostra 2007/XL-09 foram realizadas 13 análises pontuais em 11 cristais de zircão com o diâmetro do feixe de 30 μm , e após o tratamento dos dados obteve-se em um grupo de cristais de zircão concordantes (Fig. 8.2) uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 752 ± 23 Ma com $\text{MSWD} = 1,9$ para este metagabro (Fig. 8.4, Tab. 8.2).

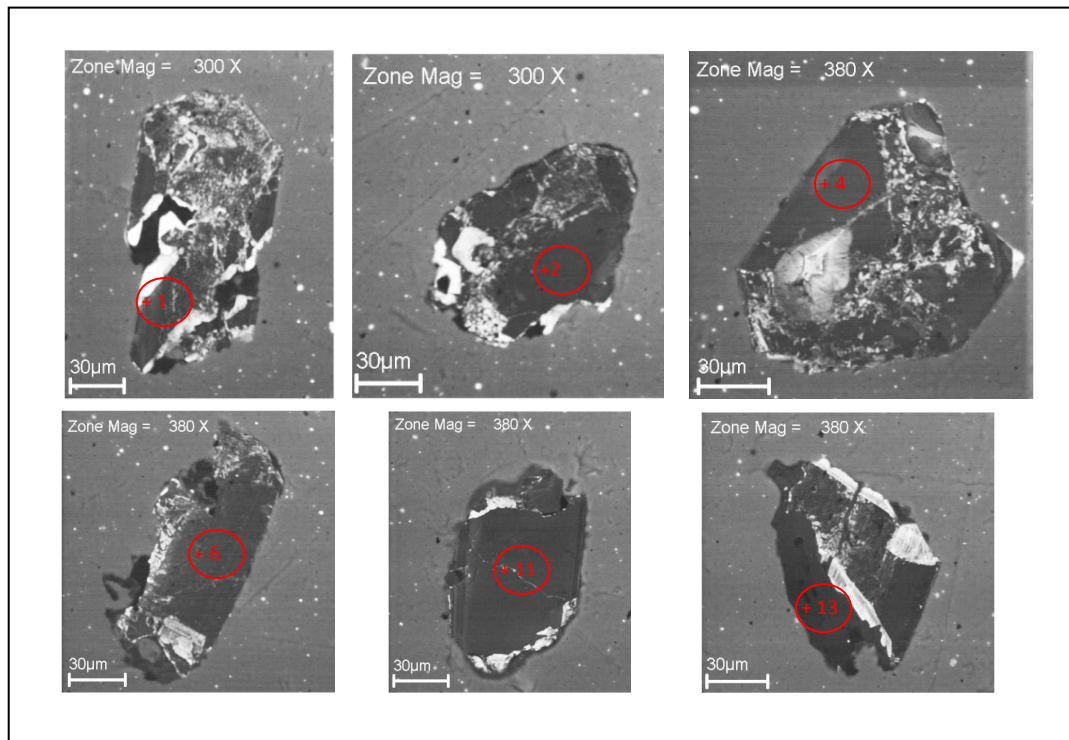


Figura 8.2- Imagens de cátodo-luminescência, com os 06 (seis) cristais de zircão do escapolita metagabro da amostra 2007/XL-09, com os locais de análise isotópica (*spots*).

Tabela 8.2- Sumário de dados geocronológicos obtidos por LA-ICP-MS para a amostra 2007/XL-09.

Spot	Razões Isotópicas						Idades							
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	Rho
1	23787	0,06748	1,43827	0,13655	1,49	1,27043	2,07	852,5	29,9	825,1	11,6	832,6	11,8	0,71
2	12369	0,06498	1,31568	0,14433	1,18	1,29303	1,77	773,6	27,7	869,1	9,6	842,6	10,1	0,65
3	29856	0,06182	1,52363	0,10260	1,51	0,87462	2,14	668,0	32,6	629,6	9,0	638,07	10,15	0,70
4	25368	0,06374	1,98110	0,13589	1,52	1,19415	2,50	732,9	42,0	821,4	11,7	797,88	13,80	0,67
5	24735	0,06660	1,35554	0,12712	1,24	1,16730	1,84	825,2	28,3	771,4	9,0	785,38	10,06	0,66
6	12271	0,06431	1,22471	0,14524	1,12	1,28788	1,66	751,9	25,9	874,2	9,2	840,36	9,50	0,66
7	23194	0,06218	1,49207	0,11516	2,28	0,98737	2,73	680,4	31,9	702,7	15,2	697,38	13,76	0,83
8	42014	0,06269	1,90335	0,14181	1,56	1,22582	2,46	697,8	40,5	854,9	12,5	812,43	13,77	0,69
9	9129	0,05835	1,47819	0,09244	1,29	0,74376	1,96	543,0	32,3	570,0	7,1	564,60	8,51	0,65
10	28104	0,06441	1,47833	0,14699	1,53	1,30535	2,13	755,0	31,2	884,1	12,7	848,08	12,24	0,71
11	18275	0,06394	2,86794	0,13955	1,62	1,23027	3,29	739,6	60,7	842,1	12,8	814,46	18,45	0,63
12	11429	0,06558	1,82524	0,12212	2,33	1,10430	2,96	793,1	38,3	742,8	16,4	755,43	15,78	0,78
13	17815	0,06314	1,49488	0,10997	1,25	0,95745	1,95	713,0	31,8	672,6	8,0	681,98	9,66	0,63

Na amostra XL-02 foram feitas 40 análises pontuais em 21 cristais de zircão com diâmetro do feixe de laser com 30 μm e o resultado estão representados na Tabela 8.3. Após o tratamento dos dados, e utilizando 03 (três) cristais de zircão (Fig. 8.3) foi obtido uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 804 ± 35 Ma com $\text{MSWD} = 0,88$ considerada como indicativo de idade de cristalização mínima para este Escapolita metagabro (Fig. 8.6).

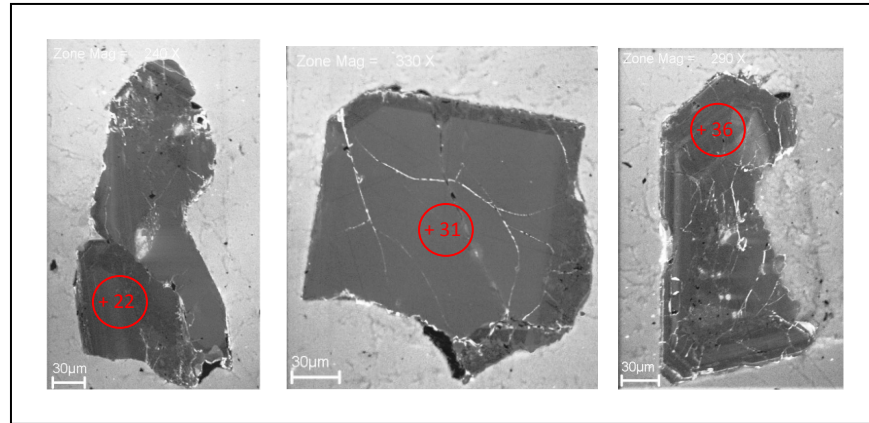


Figura 8.3- Imagens de cátodo-luminescência de 03 (três) cristais de zircão de escapolita metagabro (amostra 2007/XL-02) com os locais de análise (*spots*) por LA-ICP-MS.

Tabela 8.3- Sumário de dados geocronológicos dos cristais de zircão obtidos por LA-ICP-MS para a amostra 2007/XL-02.

Spot	Razões Isotópicas			Idades										
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	Rho
1	134	0,16162	4,85529	0,11508	3,49688	2,5644	5,98348	2472,7	82,0	702,2	23,3	1290,5	43,7	0,58
2	334	0,07368	1,62562	0,15373	2,29024	1,56164	2,80853	1032,6	32,9	921,8	19,7	955,1	17,4	0,81
3	9272	0,07254	1,43118	0,125875329	2,81774	1,258948084	3,16037	1001,1	29,1	764,3	20,3	827,4	17,9	0,89
4	549	0,11189	11,51611	0,137989763	3,99513	2,128781547	12,18941	1830,3	208,7	833,3	31,2	1158,2	84,2	0,56
5	11370	0,07423	1,43856	0,141786952	2,83516	1,451159462	3,17925	1047,7	29,0	854,8	22,7	910,4	19,1	0,89
6	6553	0,07654	1,53649	0,147669642	2,22991	1,558386821	2,70800	1109,2	30,7	887,9	18,5	953,8	16,7	0,82
7	5567	0,07712	1,82617	0,15360	2,53865	1,633222216	3,12724	1124,2	36,4	921,1	21,8	983,1	19,7	0,81
8	158	0,13505	3,63908	0,127769458	2,77773	2,379067954	4,57806	2164,6	63,5	775,1	20,3	1236,3	32,7	0,78
9	1630	0,07015	1,73541	0,144862357	1,20828	1,401165525	2,11461	932,8	35,6	872,1	9,9	889,4	12,5	0,56
10	79	0,07023	21,84673	0,089272456	5,24401	0,864509464	22,46729	935,2	448,1	551,2	27,7	632,6	105,8	0,23
11	332	0,07546	3,47893	0,101548119	2,63326	1,056593413	4,36314	1080,9	69,8	623,5	15,6	732,1	22,8	0,60
12	281	0,09064	7,52120	0,12040	2,31119	1,504725671	7,86829	1439,1	143,4	732,9	16,0	932,3	48,0	0,50
13	230	0,12515	3,57217	0,141009698	3,31570	2,433283302	4,87383	2031,0	63,2	850,4	26,4	1252,5	35,1	0,68
14	94	0,08844	1,59316	0,141930843	1,53688	1,730742577	2,21363	1392,1	30,6	855,6	12,3	1020,0	14,2	0,69
15	168	0,12972	1,25599	0,114605	1,36122	2,049834968	1,85214	2094,2	22,1	699,4	9,0	1132,2	12,6	0,73
16	205	0,12088	1,90713	0,110137281	1,76909	1,835694179	2,60132	1969,3	34,0	673,5	11,3	1058,3	17,1	0,74
17	6119	0,07057	1,67972	0,141628299	1,75077	1,378138838	2,42624	945,1	34,4	853,9	14,0	879,6	14,3	0,72
18	76	0,09902	14,99570	0,137878219	3,86343	1,8824413	15,48538	1605,7	279,6	832,7	30,2	1074,9	102,7	0,25
19	393	0,10410	2,24846	0,126159435	1,61949	1,810848594	2,70998	1698,5	41,4	765,9	11,7	1049,4	18,1	0,58
20	6190	0,08278	2,21783	0,106484935	2,06186	1,215422769	3,02821	1264,1	43,3	652,3	12,8	807,7	16,9	0,76
21	12978	0,07169	1,35574	0,143874051	1,39552	1,422155769	1,94564	977,2	27,6	866,5	11,3	898,3	11,6	0,71
22	14878	0,06630	1,19370	0,145921827	1,26463	1,33385	1,73903	815,7	24,9	878,1	10,4	860,6	10,1	0,72
23	450	0,08253	3,74322	0,121913316	1,68657	1,387300866	4,10563	1258,2	73,2	741,6	11,8	883,5	24,2	0,40
24	10390	0,07334	6,41693	0,1442841	1,73163	1,458987404	6,64647	1023,3	129,9	868,8	14,1	913,6	40,0	0,44
25	35623	0,07496	1,83190	0,134932872	1,25080	1,394566393	2,21819	1067,4	36,8	815,9	9,6	886,6	13,1	0,55
26	1385	0,08126	1,56048	0,128090383	1,56498	1,43514977	2,21003	1227,8	30,6	777,0	11,5	903,7	13,2	0,70
27	1050	0,07764	10,08714	0,138157961	3,77304	1,478960643	10,76969	1137,6	200,7	834,2	29,5	921,8	65,2	0,59
28	10829	0,06778	1,25809	0,134978014	1,57067	1,261391668	2,01241	861,8	26,1	816,2	12,0	828,5	11,4	0,77
29	3803	0,10076	3,12170	0,146618566	1,43217	2,036843383	3,43455	1638,1	58,0	882,0	11,8	1127,9	23,4	0,41
30	100	0,17794	1,55813	0,121881055	1,91230	2,990270333	2,46671	2633,8	25,9	741,4	13,4	1405,1	18,8	0,77
31	16841	0,06470	2,13901	0,142786938	1,55452	1,273737547	2,64422	764,5	45,1	860,4	12,5	834,1	15,0	0,68
32	2117	0,06996	2,84476	0,124156153	1,38224	1,197621645	3,16279	927,2	58,4	754,4	9,8	799,5	17,5	0,43
33	150	0,12349	3,64048	0,111811164	1,11612	1,903825781	3,80773	2007,3	64,6	683,3	7,2	1082,4	25,3	0,28
34	12876	0,06687	1,27234	0,151965524	1,33154	1,401078404	1,84170	833,7	26,5	912,0	11,3	889,4	10,9	0,71
35	7638	0,07602	1,46337	0,144581385	1,48186	1,515535717	2,08264	1095,7	29,3	870,5	12,1	936,7	12,7	0,70
36	17021	0,06647	2,11319	0,14810	1,52981	1,357370321	2,60881	821,3	44,1	890,3	12,7	870,7	15,3	0,67
37	311	0,10567	1,57101	0,120464202	1,26222	1,755154331	2,01526	1726,0	28,8	733,2	8,7	1029,1	13,0	0,61
38	1553	0,07923	1,05546	0,144208152	1,28298	1,575329233	1,66133	1177,8	20,9	868,4	10,4	960,5	10,3	0,76
39	5628	0,06665	1,59230	0,146923873	1,79821	1,350228144	2,40187	826,9	33,2	883,7	14,8	867,7	14,0	0,74
40	17743	0,06283	3,13404	0,145728669	2,25453	1,262505393	3,86071	702,6	66,7	877,0	18,5	829,0	21,9	0,74

Na amostra 2007/XB-12 de um escapolita metagabro, dos 12 cristais de zircão selecionados apenas 5 foram analisados, tendo-se obtido um total de 10 análises pontuais com o diâmetro do feixe de laser mantido em 30 μ m.

Os resultados estão representados na Tabela 8.4. As idades obtidas apresentam valores diferentes entre si e constatou-se que idades individuais obtidas para os cristais desta amostra foram as que se mostraram os valores mais e as idades são 1.098 ± 25 Ma, 2693 ± 118 Ma e 2772 ± 98 Ma. Elas devem ser interpretadas como idades de zircões herdados neoarqueanas e mesoproterozóicas (Fig. 8.7). Devido ao erro analítico muito alto, e a pouca quantidades de análises, não foi possível utilizar o diagrama concórdia U-Pb para representação da idade para esta amostra.

Tabela 8.4- Sumário de dados geocronológicos obtidos por LA-ICP-MS para a amostra 2007/XB-12.

Spot	Razões Isotópicas			Idades										
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	Rho
1	43101	0,07427	1,02301	0,1857	1,289	1,9016	1,65	1048,9	20,6	1098	13,0	1081,6	10,9	0,77
2	234	0,79693	2,92771	-8,3393	55,971	-916,3266	56,05	4916,3	41,7	-	4099,8	-	569,7	1,00
3	6178	0,06641	2,46120	0,086147407	1,924	0,788779703	3,12	819,2	51,4	533	9,8	590,5	13,9	0,61
4	3815	0,06648	3,84542	0,083809325	2,885	0,768251153	4,81	821,6	80,3	519	14,4	578,8	21,2	0,79
5	103	0,84615	0,97947	0,298796509	1239,457	34,85988818	1239,46	5001,5	13,9	1685	18381,6	3634,7	12234,3	1,00
6	7949	0,06789	1,19988	0,14387972	1,818	1,346832731	2,18	865,2	24,9	867	14,7	866,2	12,7	0,83
7	23884	0,19625	1,30646	0,518645669	2,700	14,03416844	3,00	2795,3	21,4	2693	59,4	2752,1	28,4	0,90
8	61938	0,23513	4,86153	0,537160533	2,206	17,41433946	5,34	3087,3	77,6	2772	49,7	2958	51,3	0,63

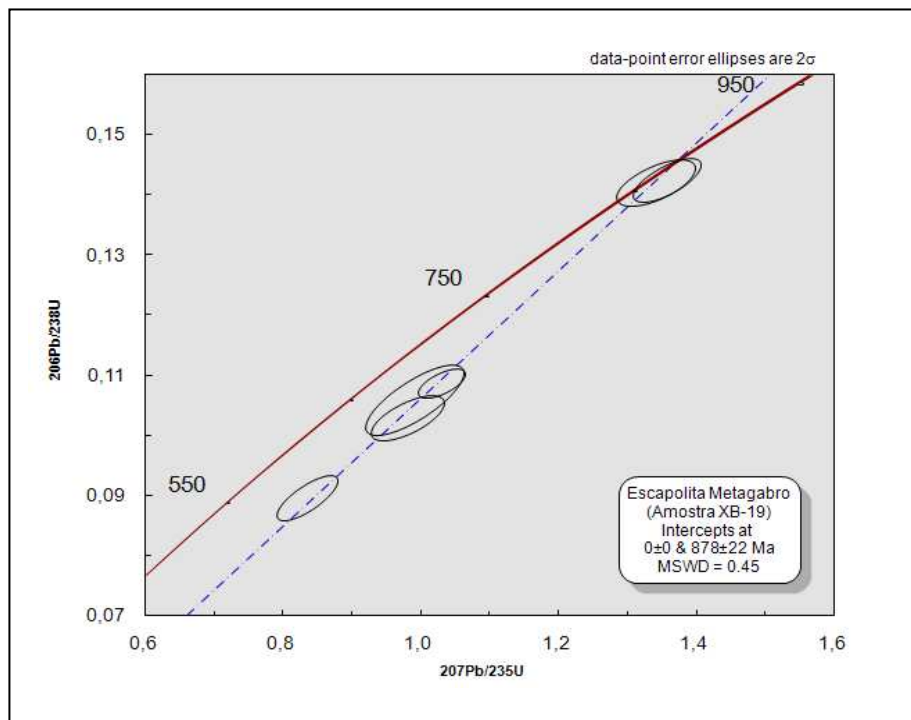


Figura 8.4- Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas por LA-ICP-MS de grãos de zircão do Escapolita Metagabro da amostra 2007/XB-19.

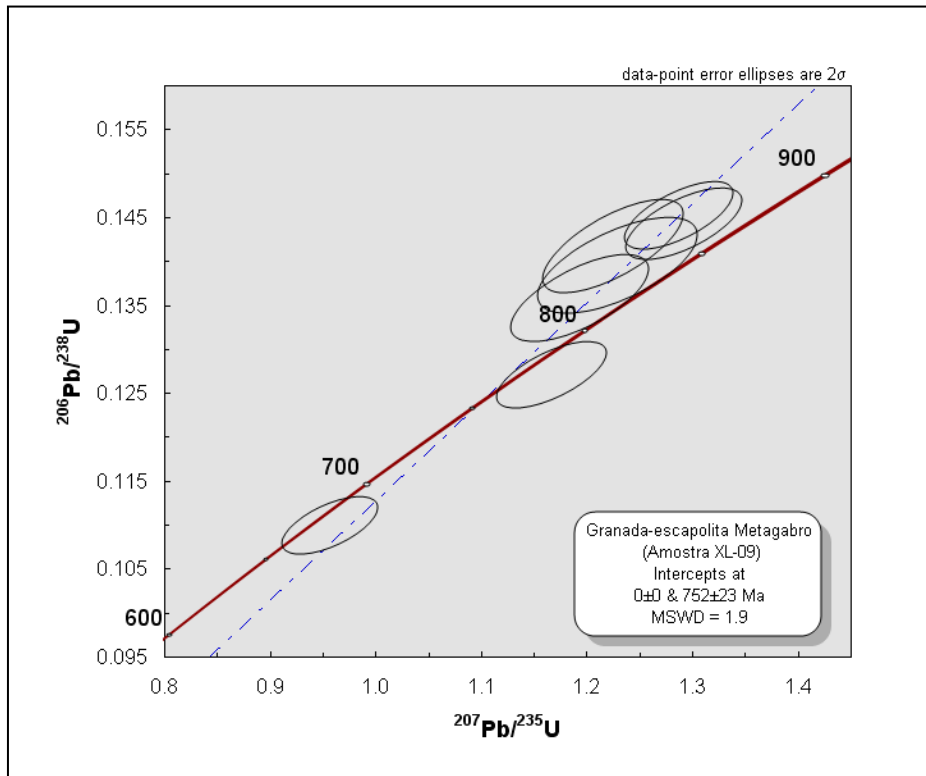


Figura 8.5- Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas por LA-ICP-MS dos grãos dos zircões do Escapolita Metagabro da amostra 2007/XL-09.

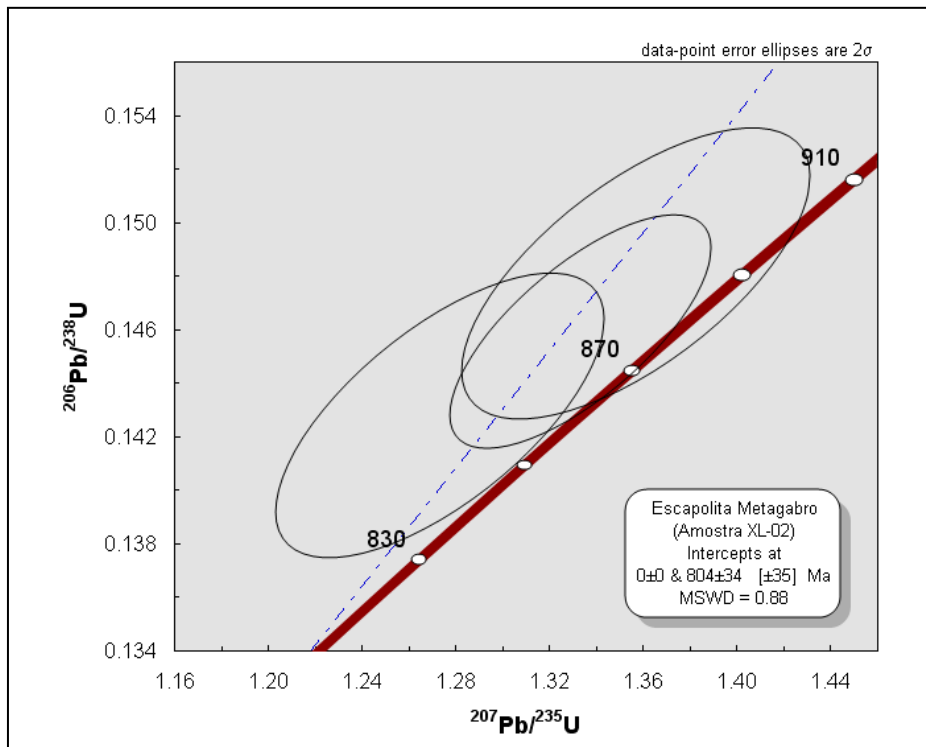
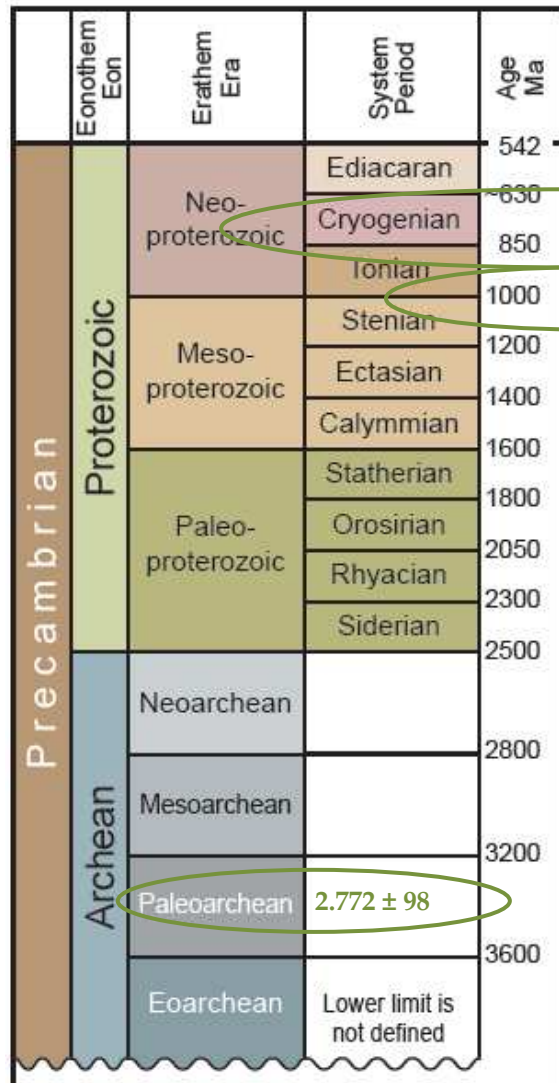


Figura 8.6- Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas por LA-ICP-MS dos grãos dos zircões do Escapolita Metagabro da amostra 2007/XL-02.

Tabela 8.5 - Resumo das idades U-Pb para os metagabros da Suíte Gabroica Xambica.

Amostra	Litotipo	Idade de cristalização (Ma)	Idade Metamórfica (Ma)
2007-XB-19	Escapolita Metagabro	878 ± 22	554 ± 18
2007/XL-09	Granada-escapolita Metagabro	752 ± 23	—
2007/XL-02	Escapolita Metagabro	804 ± 35	—
2007-XB-12	Escapolita Metagabro foliado	$1.098 \pm 25 / 2.772 \pm 98$	—

Figura 8.7- Extrato de coluna estratigráfica proposta pela IUGS (Grandstein *et al.* 2004) em que se sobrepõem as idades obtidas para os metagabros da Suíte Xambica.

8.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos no estudo geocronológico pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS revelaram diferentes grupos de idades, quais sejam: um grupo com valores de idade Arqueana e outro do Neoproterozóico. As idades arqueanas (2,69 e 2,77 Ga), obtidas em cristais individuais de zircão, representam grãos herdados, provavelmente dos gnaisses do Complexo Colméia, do embasamento do Cinturão Araguaia. Considerando os erros analíticos os valores calculados situam-se no intervalo entre 2,81 a 2,87 Ga, o que é muito próximo aos valores de idade obtidos no Complexo Colméia de 2,85 Ga (Moura & Gaudette, 1993). A idade 1,1 Ga, obtida em grão isolado de zircão, é semelhante às encontradas em rochas alcalinas da Suíte Monte Santo (Arcanjo & Moura, 2000). Idades semelhantes a estas foram encontradas por Alves (2006) em zircão no Granito Ramal do Lontra, nesta mesma região, o que vem fortalecer a hipótese de tratarem-se de cristais herdados de rochas mais antigas.

No caso das outras idades situadas no Neoproterozóico foram obtidos três grupos de valores: 0,83 - 0,80 Ga; 0,75 - 0,6 Ga e 0,57 - 0,55 Ga. Os valores do primeiro grupo correspondem a idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas em cristais de zircão concordantes dentro do erro analítico de 2 sigma (2σ) e as idades no intervalo entre 0,80 e 0,83 Ga seria o que melhor representaria a idade mínima de cristalização dos metagabros, e corresponde a única datação realizada em metagabro da região de Xambioá-Araguanã pelo método Pb-Pb em zircão com valor de 819 ± 5 Ma (Gorayeb *et al.* 2004).

A outra idade obtida de 0,75 Ga pode indicar a existência de mais de um pulso no processo magmáticos, deste evento de plutonismo maior na região estudada.

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ variando de 576 a 524 Ma também foram obtidas na amostra 2007/XB-19 (granada-escapolita metagabro), porém, uma delas foi obtida na zona de sobrecrecimento na borda de um cristal mais antigo de zircão, revelando a idade 554 ± 18 Ma. Este valor de idade é semelhante àquelas obtidas pelo método K-Ar em biotita de micaxistos (553 ± 16 Ma) e em hornblenda de anfibolito (565 ± 20 Ma) do Grupo Estrondo, por Macambira (1983) e também pelo método Pb-Pb em zircão (550 Ma) no Granito Ramal do Lontra (Alves 2006), que tem sido interpretadas como idades mínimas para o evento tectono-termal relacionado à implantação do Cinturão Araguaia.

Avaliando possíveis correlações com outros eventos magmáticos da Província Tocantins há coincidência entre as idades obtidas com um dos grupos de idade de rochas

magmáticas do Arco Magmático de Goiás, situado a sul desta região, particularmente se for considerado o intervalo de idade entre 804 e 890 Ma. Valor semelhante (757 ± 49 Ma) também foi obtido em isócrona Sm-Nd por Paixão *et al.* (2008) para diques gabróicos do complexo ofiolítico Quatipuru, o que abre perspectivas para continuidade de pesquisas correlativas.

A análise integrada dos dados de campo, geocronológicos, petrográficos e litoquímicos nos permite relacionar o grupo de idades de 0,75 a 0,6 Ga a pulsos mais novos, tardios, no processo intrusivo maior.

A idade de 0,55 Ga obtida em bordas sobrecrescidas de zircão antigos pode ser interpretada como indicativo do evento metamórfico regional que atingiu na região condições da fácies anfibolito médio, e que foi o responsável pelas transformações dos gabros e diabásios e as sucessões sedimentares originalmente do Grupo Estrondo bem como do substrato arqueno na qual se intrudiram, no intervalo de 0,87 a 0,80 Ga.

9 CONCLUSÕES

Entre as ocorrências de rochas máficas da Suíte Gabróica Xambica, o estudo petrológico identificou diversidade tipológica/composicional, cujas variações existentes refletem a presença do mineral escapolita tanto em metagabro quanto anfibolito, tipo de textura, intensidade de deformação, proporcionalidade granada vs. escapolita e hornblenda vs. processos de uralitização. Estes corpos foram classificados petrograficamente como: Metagabros com feições reliquiares, Escapolita Metagabro, Granada Metagabro e Granada-Escapolita Metagabro, Anfibolito, Escapolita Anfibolito, Granada-Escapolita Anfibolito, Granada Anfibolito e mais raramente Cianita-Granada-Escapolita Anfibolito.

As associações metamórficas em equilíbrio identificadas destacam-se: a) Nos metagabros reliquiares - hornblenda + biotita \pm escapolita (plagioclásio e clinopiroxênio reliquiares); b) Nos metagabros - hornblenda + escapolita \pm granada + biotita + titanita; c) Nos anfibolitos - hornblenda + plagioclásio \pm escapolita \pm granada \pm cianita. A análise dessas paragêneses revelam estabilidade metamórfica na fácies anfibolito média em condições de temperatura de 550 a 580 °C sob pressão de 6 a 7 kbar.

Todos os corpos estudados apresentaram transformações metamórficas em maior ou menor intensidade e as relações de campo, os estudos petrográficos e litoquímicos revelaram tratar-se de protólitos ortoderivados, que representam rochas plutônicas gabróicas e suas ramificações subvulcânicas (diques, sills) que se alojaram tanto no embasamento (Complexo Colméia) quanto na sequência supracrustal (Grupo Estrondo). Este alojamento se deu em níveis mais profundos na interface embasamento/supracrustal, na base da bacia Araguaia, antes da atuação do metamorfismo regional.

Há diferenças texturais/estruturais e mineralógicas entre os corpos que se encontram encaixados nos gnaisses (no núcleo da estrutura braquianticlinal de Xambioá) daqueles

encaixados nos xistos, pois os primeiros ainda preservam textura e mineralogia magmática. Nestes casos as transformações tectono-metamórficas variam em intensidade, preservando, entretanto a isotropia dos gabros, com transformações parciais dos minerais primários, e somente na zona de borda dos corpos é onde se registram orientações de cristais prismáticos de hornblenda, compondo-se em sua grande maioria de rochas que resistiram à deformação (stress), mas não ao metamorfismo (temperatura).

A preservação das transformações tectono-metamórficas destes corpos no domínio do embasamento, é explicada também pela maior resistência à deformação dos gnaisses encaixantes e ao ambiente mais anidro em relação ao domínio supracrustal.

Nos corpos maiores como da Fazenda Bela Vista e Mirindiba, apesar das transformações mineralógicas extensivas somente nos bordos foram mais intensamente modificados e estruturados e transformados em anfibolitos. Esses corpos tiveram grande resistência preservando ainda seu núcleo isotrópico.

Os pequenos plútons alojados nos metassedimentos da Formação Xambioá, são fortemente anisotrópicos, com foliação penetrativa, e suas transformações se processaram de maneira mais intensa o que possibilitou modificação total da trama e mineralogia transformando-os em anfibolitos. Trata-se de corpos delgados de anfibolitos, na sua maioria lentiformes e budinados concordantes com os micaxistos encaixantes.

Os estudos litoquímicos permitiram classificar estas rochas quanto ao teor de sílica em tipos de composição básica, com teores próximos a 50%, possuindo valores destacados de MgO ($\approx 8\%$), TiO_2 ($\approx 4\%$), além de teores elevados de Sr, Ba e HFSE. Diagramas de classificação mostram que seus protólitos magmáticos caracterizam uma série basáltica transicional de afinidade toleítica e os padrões de multielementos e ETR revelam tratar-se de corpos na sua maioria cogenéticos e fracamente fracionados como atestado pelas baixas

razões La/Yb e *Eu/Eu quase nulas. As razões La/Nb e La/Yb predominantemente maiores que a unidades além de descartar a geração exclusiva por fonte tipo N-MORB, pode indicar o envolvimento de uma fonte mantélica fértil (tipo pluma ou OIB) na geração da série basáltica transicional estudada.

Os estudos geocronológicos pelo método U-Pb por ablação a laser nos cristais de zircão (ICP-MS-LA) em metagabros destacaram valores de idade de: 878 ± 22 Ma; 804 ± 35 Ma e 752 ± 23 Ma que são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos protólitos gabroides. Apesar dos valores não se superporem nos limites dos erros analíticos, esses valores podem ser interpretados como idades mínimas de cristalização desses cristais de zircão e de alojamento dos protólitos desses metagabros, no Neoproterozóico, e essas diferenças podem estar relacionadas a vários pulsos magmáticos.

Analisando os dados disponíveis podemos considerar que os metagabros e anfíbolitos estudados, representam corpos de natureza plutônica e subvulcânica (stocks, sills, diques) que foram intrudidos na sucessão sedimentar, anteriormente ao metamorfismo regional. Eles representam um importante evento de magmatismo basáltico toleítico que aconteceu no Neoproterozóico, provavelmente relacionado a um evento de tectônica extensional no período toniano-criogeniano, durante o estabelecimento da Bacia Araguaia.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M. 1978. Estratigrafia e evolução crustal do segmento setentrional da faixa de dobramentos Paraguaí-Araguaia. Dissertação de Mestrado -. NCGG/UFPA, Belém. 75 p.
- Abreu, F. A. M., Gorayeb, P.S.S., HASUI, Y.1994, Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. *In: 3 Simp. Geol. Amazônia, 1994, Belem-PA-Brasil. Anais do 3 Simpósio de Geologia da Amazônia. v. 1. p. 1-4.*
- Albaréde, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, a., Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple collector ICP-MS. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2725–2744.
- Almeida, F. F. M. 1965. Geossinclíneo Paraguaio. Porto Alegre, Sedeo. 1:87-101.
- Almeida, F. F. M. 1974. Antefossa do Alto Paraguaí. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Simpósio de Geologia Regional, Porto Alegre. V. 4. P. 05-09.*
- Alvarenga C. J. S., Moura C. A. V., Gorayeb P. S. S., Abreu F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. *In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; FILHO, A. T.; CAMPOS, D. A. (Ed.). Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-193.*
- Alves, C. L. 2003. *Transformações tectono-metamórficas do Cinturão Araguaia, impressas nos gnaisses arqueanos expostos no núcleo das estruturas de Xambioá e Lontra na região de Araganã e Xambioá-TO.* Monografia (TCC) – Geologia, Universidade Federal do Pará, 62 p.
- Alves, C. L. 2006. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO.* Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará. 132 p.
- Arcanjo, S. H. S., Moura, C. A. V. (2000). Geocronologia Pb-Pb em Zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências, Brasil*, v. 30, n. 4, p. 665-670.
- Arcanjo, S. H. S., Moura, C. A. V., Abreu, F. A. M., Gorayeb, P. S. S. (2000). Rio do coco Group: A exotic Terrain in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brazil. *In: Congresso Internacional de Geologia, 2000, Rio de Janeiro. XXXI International Congress of Geology, 2000.*
- Barbosa, O., Ramos, J. R. A. de., Gomes, F.A., Hembold, R. (1966). Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro. Bol. DGM/DNPM. 19:95 P.

- Barbosa A. A., Lafon J. M., Neves A. P., Vale A. G. (1995). Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7:147-164.
- Buhn B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E. E. 2009. High spatial analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:99-114.
- Costa, J. B. S. (1980). *Evolução Geológica da região de Colméia (GO)*. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará. Belém, 71 p.
- Costa, J.B.S. et al. (1983). Projeto Paraíso do Norte; Relatório Final. Belém, Dep. Nac. Prod. Min./UFPa. 125p.
- Costa, J.B.S.; Gorayeb, P.S.S.; Hasui, Y. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte – Gurupi - GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988, **Anais...** SBG, v. 5. p. 2187-2196, 1988.
- CPRM (1994). Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Carta Geológica na escala 1:250.000, folha Xambioá SB.22-Z-B.
- Cruz, V. L. & Gorayeb, P. S. S. 2007. *Caracterização dos basaltos do Morro do Agostinho-Cinturão Araguaia: microscopia eletrônica de varredura e geoquímica*. Iniciação Científica. (Graduando em Geologia) - Universidade Federal do Pará.
- Dall'agnol, R., Scailet, B., Pichavant, M. 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, Londres, v. 40, n. 11, p. 1673-1698.
- Dall'agnol, R., Souza, Z. S., ALTHOFF, F. J., BARROS, C. E. M., LEITE, A. A. S., JORGE JOÃO, X. S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. International. Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2. Salvador. Excursions Guide. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGRM. p.135-161.
- Dall'agnol, R., Teixeira, N. P., Bettencourt, J. S., Rämö, O. T., Macambira, M. J. B., 1999b. Contrasts between Paleoproterozoic, A-type granites of the Archean Carajas Province, southeastern Amazonian craton, Brazil: metallogenic and petrogenetic implications. In: BRGM (Editor), THE ORIGIN OF GRANITES AND RELATED ROCKS, IVTH

HUTTON SYMPOSIUM ABSTRACTS. Géologie régionale et générale, Clermont-Ferrand, France, p. 141.

- Dall'agnol, R., Teixeira, N. P., Macambira, M. J. B., Kotschoubey, B., Gorayeb, P. S. S., Santos, M. D. (1988). Petrologia dos Gnaisses e Micaxistos da Faixa de Dobramentos Araguaia. In: I Congresso Latinoamericano de Geologia, Belém-PA. v. 1. p. 1-19.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude R, Marchai M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.
- Fettes, D., Desmons J. 2008. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of terms*. Cambridge University Press. p.93.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S., Leeman, W. P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. In: Cox, K. G. & Menzies, M. A. (eds.). Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. *Journal of Petrology* – Special Volume. p. 109-138
- Gorayeb P.S.S., Alves C.L. 2003. Superposição tectono-metamórfica do Cinturão Araguaia no embasamento arqueano na região de Xambioá e Araguaia-TO. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, Bol. Resumos, p. 84-85.
- Gorayeb, P. S. S. 1981. *Evolução Geológica da região de Araguacema – Pequiizeiro (GO)*. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Pará. Belém, 100 p.
- Gorayeb, P. S. S. 1989. Corpos Serpentiníticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n. 1, p. 51-62.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. 2006. Granitogenesis events in the northern portion of the Tocantins Province, Brazil. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém. Abstracts volume and field trips guide. Belém: PRONEX-UFPA/SBG-NO, 2006. v. 1. p. 21-21.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., ARCANJO, S. H. S. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas-Paraiso do Tocantins region, Tocantins Province. In: 31st. International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. Abstracts. Rio de Janeiro: SBG. v. 1. p. 20-20.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, Região de Porto Nacional-TO. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2001, Belém. Boletim de resumos Expandidos. Belém: SBG-NO. v. 1.

- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Calado, W. M. 2004. Suite Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: SBG: Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geociências. Araxá v. 1. p. 35-35.
- Gorayeb, P. S. S.; Moura, C. A. V.; Abreu, F. A. M. 2008. Geologia do Parque Martírios-Andorinhas e região adjacente. In: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb. (Org.). *O Parque Martírios-Andorinhas: conhecimento, história e preservação*. 1 ed. Belém, EDUFPA, v. 1, p. 35-49.
- Gorton M.P., Schandl E.S. 2000. From continent to Island Arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate the volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38, p 1065-1073.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S., Abreu, F. A. M. 1984. Província Tocantins - Setor setentrional. In: F. F. M de Almeida; Y Hasui. (Org.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgard Blucher, p. 187-204.
- Herz, N., Hasui, Y., Costa, J. B. S., Matta, M. A. S. 1984. The Araguaia Fold Belt, Brazil: A Reactivated Brasiliano/Pan-african Cycle (550 Ma) Geosuture. *Precambrian Research*, New York, v. v. 42, p. 371-376.
- Hibbard, M.J. 1995, *Petrography to petrogenesis*. Prattice-Hall. Inc. P., New Jersey. p. 280.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sei.*, 8:523-548
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47–69.
- Juteau, T., Maury, R., 1997. *Geologie de la crôte océanique, Pétrologie et dynamique endogènes*. Masson, Paris.
- Kegel, W. 1965. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Bol. Div. Geol. Mineralogia, Rio de Janeiro. 47 p. (Boletim 227).
- Kotschoubey B. & Hieronimus B. 1996. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipurú-PA. In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 39., Salvador. *Anais...* Salvador, SBG. v. 6, p. 22-25.
- Kotschoubey, B., Hieronymus, B., Albuquerque, C. A. R. (2005). Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia Belt (Northern Brazil): remnants of a poorly evolved oceanic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, Holanda, v. 20, p. 211-230.

- Krymsky R.S, Macambira M.J.B, Lafon J.M and Estumano G.S. 2007. Uranium-lead dating method at the Pará-Iso isotope geology laboratory, UFPA, Belém –Brazil. *An Acad. Bras Cienc.* 79: 115–128.
- Lamarão, C. N., Kotschoubey, B. 1996. Granitóides Santa Luzia: registro do Magmatismo Granítico Brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 26, n. 4, p. 277-288.
- Leat, P. T., Thompson, R. N., Morrinson, M. A., Hemdry, G. L., Dickin, A. P. 1988. Compositionally diverse Miocene-Recent rift-related magmatism in northwest Colorado: partial melting, and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources. In: Cox, K. G. & Menzies, M. A. (eds.). *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. Journal of Petrology – Special Volume.* p. 109-138.
- Ludwing, K.R., 2003, User's Manual for Isoplot/Ex v. 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 4, Berkeley, 71 pp.
- Macambira, J. B. 1983. Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO). Universidade Federal do Pará, Dissertação (Mestrado em Geologia), Belém, 108 p.
- Macambira, M. J. B. & Lafon, J. M. 1995. *Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios.* Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, Belém, (7): p. 263-287.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **16**:207-218.
- Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Jour. Geol.*, 83:249-281.
- Moraes Rego, L. F. de 1933. Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. Belém. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi. 9 : 271-288.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia belt, Brazil, IN: A.K. SINHA (Editor), *Basement Tectonic* 13, Kluwer Academic Publishers, p.155-178.
- Moura, C. A. V. (1992). *Geochronology and geochemistry of the Basement orthogneisses of the Araguaia Belt*, Brasil. New Hampshire, 236p. PhD Thesis – University of New Hampshire.
- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. (1993). Zircon ages of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, north-central Brazil. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Brasília. Resumos Expandidos. v.4. p. 232-235.

- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the Northern Segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: Sinha, A. K. (ed.) *Basement Tectonic*. 13. ed. Holanda, Kluwer Academic Publishers, 155-178.
- Moura, C. A. V., Souza C. S. (2002). Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no Granito Santa Luzia: implicações para a determinação da idade da granitogênese brasileira tardi-tectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais. João Pessoa. p.500.
- Moura, C. A. V., Souza, S. H. P. (1996). Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. Anais. v.39. p.31-34.
- Orville, P. M. 1969. A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. *American Journal of science*, 267:64-86.
- Pamplona L.L., Gorayeb P.S.S. 2010. O Metamorfismo no extremo Leste do Cinturão Araguaia, Região de Xambioá-Araguanã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém. 2010. Anais.CD-ROM.
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma génesis at active continental margins. In: CJ Hawkesworth and MJ Norry (ed.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram - a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sei. Letters*, 24:419-42
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. ed. *Andesites*. New York, Wiley & Sons. p. 525-548.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions in Mineralogy and Petrology* 69, 33-47.
- Pearce, JA. & Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:290-300.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram - a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sei. Letters*, 24:419-42.
- Pimentel, M.M. & Machado, N. (1994). Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38., Camboriú, 1988. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG. p. 390-391.

- Phillipotts, A.R., 2002. *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*. Waveland Press Inc. Illinois, 178p.
- Puty, C. O. F., Martins, R. C., Montalvão, R. M. G., João, X. S. J., Carreira, J. M., Silva, G. H., Neves, A. P., Giffoni, L. E., Lourenço, R. S., Frizzo, S. J. 1972. Projeto Marabá. Belém, DNPM/ CPRM.
- Rodrigues E. M. S., Lafon J. M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37., São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo, SBG. v. 2, p. 183-184.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Zimbabwe, 344p.
- Santos, M. D., Macambira, J. B., Kotschoubey, B. 1984. Uma Proposta para a Origem das Braquianticlinais de Xambioá e Lontra (GO), Possíveis Domos Gnáissicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. Anais, 1984. v. 7. p. 3400-3413.
- Santos, M.D. 1983. *Geologia e Ocorrências Mineraias da braquianticlinal de Xambioá-GO*. Universidade Federal do Pará, Dissertação (Mestrado em Geologia), Belém, 124 p.
- Saunders, A.J. & Tarney, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **43**:555-572.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- Silva J.M.R. 1980. *Metamorfismo das Rochas pelíticas do segmento setentrional da faixa Paraguai-Araguaia*. Universidade Federal do Pará, Dissertação (Mestrado em Geologia), NCGG/UFPA.48p.
- Silva, J.M.R. & Hasui, Y. 1978. *Evolução Metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.1, p.435-443.
- Souza, S. H. P. de, Moura, C. A. V. (1995). Idades Pb-Pb em zircão das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Gramado. Boletim de Resumos Expandidos, p. 95-97.
- Souza, S. H. P. de. (1996). Geologia e Geocronologia da região a sul de Paraíso de Tocantins (TO). Universidade Federal do Pará, Dissertação (Mestrado em Geologia), Belém, 127 p.

- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207–221.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, London. p. 313-345.
- Thompson, R.J.; Morrison, M.A.; Hendry, G.L.; Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil Transp. R. Soc. London*, **A310**:549-550.
- Villas, R. N, Lima A. D. P. DE, Kotschoubey B., Neves M. P., & Osborne G. A. (2007). Contexto geológico e origem da mineralização sulfetada estratiforme de São Martim, SW do Cinturão Araguaia, Pará. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, v. 37, n. 2, p.305-323.
- Winchester J.A., Park R.G., Holland J.G. 1980. The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. *ScottJour. Geol.*, 16:165-179.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Winkler, H. G. F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks: anatexis, formation of migmatites, and origin of granitic magmas*. New York, Springer Verlag. p. 283-339.
- Wood, DA. 1979. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**:11-30.
- Wood, DA.; Joron, J.L.; Treujl, M. 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci Lett.*, **45**:326-336.
- Yardley, B. W. D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. Brasília, DF, Ed. Universidade de Brasília. 340p.
- Yoder H.S. & Tilley C.E. 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, 3:342-532.
- Wilson, M. 1989. *Ígneos petrogenesis – a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London, 446 p.

Anexo A -Lista de amostras estudadas com suas respectivas coordenadas e classificação.

Siglas	Coordenadas UTM	Tipo de Rocha
2007/XB-04	777481 E/9271479 N	Anfibolito
2007/XB-05	787199 E/9273512 N	Metabásica alterada.
2007/XB-10 A	757046 E/9285302 N	Escapolita metagabro
2007/XB-10 B	757046 E/9285302 N	Granada-escapolita anfibolito
2007/XB-11	771087 E/9280425 N	Escapolita anfibolito
2007/XB-12	769020 E/9277197 N	Escapolita metagabro
2007/XB-13	773842 E/9273454 N	Ensteatito
2007/XB-14	773057 E/9279893 N	Metagabro
2007/XB-16	762400 E/9266890N	Anfibolito
2007/XB-17	762514 E/9266473 N	Anfibolito
2007/XB-18	763272 E/9266637N	Anfibolito maciço
2007/XB-19	774488 E/9279310N	Escapolita metagabro
2007/XB-20 A	775903 E/9286180N	Metagabro reliquiar
2007/XB-20 B	775903 E/9286180N	Anfibolito
2007/XL-01	789178 E/9272127 N	Anfibolito
2007/XL-02	773000 E/9278000 N	Escapolita metagabro
2007/XL-06	777898 E/9284000 N	Metagabro com textura reliquiar
2007/XL-09	763100 E/9266890 N	Granada-escapolita metagabro
2007/XL-10	763780 E/9267971 N	Granada-escapolita metagabro
2008/XB-01	788732 E/9272215	Anfibolito
2008/XB-02	777848 E/9284880 N	Metagabro com textura reliquiar
2008/XB-03	775845 E/9286099 N	Metagabro com textura reliquiar
2008/XB-04	775780 E/9283602 N	Metagabro com textura reliquiar
2008/XB-05	775647 E/9279044 N	Escapolita anfibolito
2008/XB-06	767548 E/ 9285955 N	Escapolita metagabro
2008/XB-08	775157 E/9278915 N	Escapolita metagabro
2008/XB-09	-----	Granada anfibolito
2008/XB-11	767456 E/9285840 N	Anfibolito
2008/XB-12	766371 E/9285934N	Granada-Escapolita-Anfibolito
2008/XB-13	762394 E/9266619 N	Anfibolito maciço
2008/XB-14	763310 E/9267258 N	Escapolita metagabro

2008/XB-15	763219 E/9266612 N	Escapolita metagabro
2008/XB-16	762890 E/ 9265179 N	Talco xistos
2008/XB-17	778389 E/ 9265179 N	Anfibólio xisto
2008/XB-19	772878 E/9280685 N	Escapolita metagabro
2008/XB-20	773226 E/9278654N	Escapolita metagabro
EA-I-19a	767777 E/ 9281375 N	Escapolita granada anfibolito
EA-I-34 A	767672 E/ 9283862 N	Anfibolito
EA-I-40 a	772403 E/ 9282905 N	Escapolita anfibolito
EA-I-43 A	771208 E/9281028 N	Escapolita meta gabro
EA-II-18	777850 E/9284925 N	Meta Gabro com textura reliquiar
EA-II-29	773717 E/9279947 N	Meta Gabro com textura reliquiar
EA-II-42	775816 E/9286359 N	Metagabro com textura reliquiar
EA-II-42	775816 E/9286359 N	Meta Gabro com textura reliquiar
EA-IV-29-B	775553 E/ 9279060 N	Escapolita anfibolito
EA-IV-31	775355 E/ 9278594 N	Escapolita meta gabro
EA-V-40	764346 E/ 9268760 N	Escapolita metagabro
EA-VII-25-A	762805 E/ 9263035 N	Escapolita anfibolito
EA-VII-26	762149 E/ 9263934 N	Escapolita anfibolito
EXA-I-2	775913 E/9286035 N	Metagabro com textura reliquiar
EXA-I-27	777840 E/9284933 N	Metagabro com textura reliquiar
EXA-II-98	775553 E/ 9279025 N	Escapolita metagabro
EXA-II-98	Sem coordenada	Escapolita meta gabro
EXA-IV-2	762414 E/ 9266904 N	Escapolita metagabro
EXA-IV-2	762414 E/ 9266904 N	Escapolita meta gabro
EXA-IV-22b	765950 E/ 9274632 N	Escapolita meta gabro
EXA-IV-22-B	765950 E/ 9274632 N	Escapolita metagabro
EXA-VI-11	782967 E/ 9278273 N	Anfibolito
EXA-VI-11	-----	Anfibolito
PAR-II-33A	781048 E/9284215 N	Meta Gabro com textura reliquiar
PAR-II-33-A	781048 E/9284215 N	Metagabro com textura reliquiar
PAR-IV-21	765760 E/ 9274653 N	Escapolita metagabro
PAR-IV-31	771168 E/ 9279433 N	Escapolita metagabro
PAR-IV-36	765850 E/ 9272200 N	Granada-escapolita anfibolito c/cianita

PAR-IV-36	765850 E/ 9272200 N	Granada-escapolita anfibolito c/ cianita
PAR-V-24	775553 E/9279025 N	Escapolita anfibolito
PAR-VI-2	778785 E/ 9272222 N	Anfibolito
PAR-VII-?	Sem coordenada	Escapolita meta gabro
PAR-VII-62	762142 E/9265274 N	Granada-escapolita metagabro
PAR-VIII-36-A	776855 E/ 9266233 N	Escapolita anfibolito
PAR-VIII-36-B	776855 E/ 9266233 N	Escapolita metagabro
PAR-VIII-37-A	777014 E/ 9266128 N	Granada-escapolita anfibolito
ESGX-VII-03	77787 E/ 9284000 N	Microgabro
ESGX-VII-05	778375 E/ 9284775 N	Microgabro
ESGX-VII-14	780895 E/9286365 N	Microgabro
ESGX-VII-15	781003 E/9285716 N	Microgabro
ESGX-VII-16	780413 E/9286459 N	Microgabro
ESGX-VII-20	778740 E/9287504 N	Microgabro
ESGX-VII-22	779900 E/9266699 N	Microgabro
EAX-V-01	775500 E/9279000 N	Metagabro
EAX-V-03	773160 E/9276623 N	Metagabro
EAX-V-05	773298 E/9277922 N	Anfibolito
EAX-V-06	773202 E/9278021 N	Anfibolito
EAX-V-09	773228 E/9279136 N	Metagabro
EAX-V-11	773045 E/9279136 N	Metagabro
EAX-V-14	773118 E/9279815 N	Metagabro
EAX-V-18	772850 E/9280537 N	Metagabro
EAX-V-19	775610 E/9279009 N	Metagabro
EAX-V-23	775152 E/ 9278898 N	Metagabro
EAX-V-24	774984 E/9279032 N	Metagabro
EAX-V-25	775827 E/9278129 N	Metagabro
EAX-V-31	775864 E/9277086 N	Metagabro
EAX-V-35	775678 E/9278079 N	Metagabro
EAX-V-56	772500 E/9279300 N	Metagabro
EAX-V-59	772256 E/9278705 N	Metagabro
EAX-V-62	774996 E/9278968 N	Metagabro
EAX-V-63	774879 E/9278820 N	Metagabro

EAX-V-70	774932 E/9277811 N	Metagabro
EAX-V-71	774211 E/9278033 N	Metagabro
EAX-V-73	774353 E/9277846 N	Metagabro
EAX-V-77	771433 E/9275473 N	Anfibolito
EXB-V-02	782967 E/9278273 N	Anfibolito
EXB-V-03	782813 E/9278455 N	Anfibolito
EXB-V-07	782079 E/9279499 N	Anfibolito
EXB-V-10	781783 E/9280505 N	Anfibolito
EXB-V-15	777574 E/9282966 N	Anfibolito
EXB-V-25	776089 E/9285837 N	Anfibolito
EXB-V-53	777840 E/9284880 N	Anfibolito
EXB-V-54 a	777744 E/9284772 N	Anfibolito
EXB-VI-11	774800 E/9277673 N	Metagabro
EXB-VI-13	775304 E/9278556 N	Metagabro
EXB-VI-15	775547 E/9278853 N	Metagabro
EXB-VI-16	774650 E/9279586 N	Metagabro
EXB-VI-23	781765 E/9280550 N	Anfibolito
EXB-VI-26	782091 E/9279476 N	Anfibolito
EXB-VI-27	782957 E/9278302 N	Anfibolito
EXB-VI-44	776237 E/9278610 N	Metagabro
EXB-VI-47	775602 E/9278974 N	Metagabro
EXB-VI-73	784948 E/9273906 N	Metagabro
EXB-VI-77	773209 E/9277791 N	Metagabro
EXB-VI-80	773224 E/9278612 N	Metagabro
EXB-VI-81	773158 E/9278723 N	Metagabro
EXB-VI-87	772988 E/9279851 N	Metagabro
EXB-VI-89	772700 E/9280682 N	Metagabro
EXB-VI-98	774820 E/9279138 N	Metagabro