



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Estratigrafia dos grupos Canastra e Ibiá (Faixa Brasília Meridional)
na região de Ibiá, Minas Gerais: Caracterização e estudo de
proveniência sedimentar com base em estudos isotópicos U-Pb e
Sm-Nd.

Autor: Paulo Henrique Amorim Dias

Orientação: Antônio Carlos Pedrosa Soares e Carlos Mauricio Noce[†]

Co-orientação: Hildor José Seer

Nº 118

Belo Horizonte
Data: 05/08/2011

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Estratigrafia dos grupos Canastra e Ibiá (Faixa Brasília Meridional) na região de Ibiá, Minas Gerais: Caracterização e estudo de proveniência sedimentar com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm-Nd.

Autor: Paulo Henrique Amorim Dias

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de mestre.

Área de Concentração: Geologia Regional
Orientação: Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares

Agosto / 2011

D541e 2011 Dias, Paulo Henrique Amorim.
Estratigrafia dos grupos Canastra e Ibiá (Faixa Brasília Meridional) na região de Ibiá, Minas Gerais [manuscrito] : caracterização e estudo de proveniência sedimentar com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm-Nd. / Paulo Henrique Amorim Dias – 2011.
ii, 92 f.: il. (color.)

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2011.

Orientador: Antônio Carlos Pedrosa Soares.

Orientador: Carlos Mauricio Noce.

Co-Orientador: Hildor José Seer.

Bibliografia: f. 85-92.

Inclui anexos.

1. Geocronologia – Teses. 2. Datação por radiocarbono – Teses. 3. Quartzo – Teses. 4. Quartzito – Teses. I. Soares, Antônio Carlos Pedrosa. II. Noce, Carlos Mauricio. III. Seer, Hildor José. IV. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. V. Título.

CDU: 550.8

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus familiares que me apoiaram em todos os momentos.

Esta dissertação é uma homenagem ao orientador, amigo e companheiro de inúmeras e agradáveis jornadas, Carlos Maurício Noce, e à minha querida Tia Cris, hoje ambos em outra esfera do Universo.

Agradeço à CODEMIG, pelo contrato de mapeamento geológico para o Projeto Alto Paranaíba realizado pela UFMG (2009-2011), à CAPES pela bolsa de mestrado, ao apoio dado pelo pessoal dos laboratórios de geocronologia da Universidade de São Paulo (CPGeo) e Universidade Estadual do Rio de Janeiro (LAGIR), e ao CPMTc-UFMG.

Deixo um especial agradecimento ao Prof. e orientador de todas as horas Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares do IGC-CPMTc-UFMG pelo convite em fazer o mestrado e pelo apoio e suportes prestados nesses últimos anos.

Por fim, deixo meus agradecimentos também aos colegas professores e estudantes de graduação e pós-graduação da UFMG que ajudaram de diversas maneiras e pelas valiosas discussões durante os trabalhos.

SUMÁRIO

Resumo.....	i
Abstract.....	ii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Localização e Acesso.....	1
1.3 Trabalhos Anteriores.....	2
1.4 Objetivo.....	6
1.5 Metodologia de trabalho.....	5
CAPÍTULO 2 - ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO.....	9
2.1 Contexto Geológico.....	9
2.2 Estratigrafia Regional.....	9
2.2.1 Maciço de Goiás.....	12
2.2.2 Arco Magmático de Goiás.....	13
2.2.3 Faixa Brasília	14
Grupo Paranoá.....	14
Grupo Vazante.....	14
Grupo Canastra.....	15
Grupo Ibiá.....	18
Grupo Araxá e granitos-gnaisses associados.....	19
2.2.4 Coberturas Cratônicas.....	21
Grupo Bambuí.....	21
Grupo Areado.....	22
Grupo Mata da Corda.....	22
2.3 Aspectos estruturais da Faixa Brasília Meridional.....	23
2.4 Evolução Tectônica.....	24

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL.....	26
3.1 Grupo Canastra.....	27
3.1.1 Formação Paracatu.....	28
3.1.2 Formação Serra da Batalha.....	30
Unidade Inferior.....	31
Unidade Superior.....	32
3.2 Grupo Ibiá.....	33
3.2.1 Formação Cubatão.....	33
3.2.2 Formação Rio Verde.....	34
3.3 Grupo Araxá.....	36
3.4 Grupo Bambuí.....	38
3.4.1 Formação Lagoa Formosa.....	38
Pelitos.....	38
Diamctitos.....	40
3.4.2 Formação Serra da Saudade.....	40
3.5 Grupo Areado Indiviso.....	42
3.6 Grupo Mata da Corda Indiviso.....	43
3.7 Cobertura Detrítico-Laterítica.....	44
3.8 Integração das unidades litoestratigráficas com os mapas geofísicos.....	45
CAPÍTULO 4 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO.....	48
4.1 Domínio 1 – Domínio Cratônico.....	49
4.2 Domínio 2 – Domínio da Faixa Brasília (grupos Canastra e Ibiá).....	49
4.2.1 Caracterização dos elementos geométricos.....	51
4.3 Domínio 2b – Domínio da Faixa Brasília (Grupo Araxá).....	59
4.4 Evolução Estrutural.....	59
CAPÍTULO 5 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA.....	61
5.1 Introdução.....	61

5.2 Amostragem.....	61
5.3 Preparação das amostras.....	61
5.4 Procedimentos Analíticos.....	64
5.4.1 Sm-Nd (ID-TIMS).....	64
5.4.2 U-Pb (LA-MC-ICP-MS).....	64
5.5 Dados geocronológicos anteriores.....	69
5.5.1 Grupo Canastra.....	69
5.5.2 Grupo Canastra.....	69
5.6 Resultados obtidos.....	71
5.7 Discussão.....	77
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES.....	82
6.1 Grupo Canastra.....	82
6.2 Grupo Ibiá.....	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da área de estudo em Minas Gerais.....	2
Figura 1.2 - Mapa geológico regional com localização das áreas de trabalhos anteriores.	4
Figura 1.3 - Localização da área estudada no levantamento geofísico da área 7.....	7
Figura 2.1. - Esboço tectônico do Brasil Central com destaque para a Província Tocantins. (modificado por Valeriano <i>et al.</i> , 2004a, de Almeida <i>et al.</i> , 1981).....	9
Figura 2.2 - Mapa tectônico da Província Tocantins com divisões dos compartimentos geotectônicos, (Valeriano <i>et al.</i> , 2008).....	11
Figura 2.3 - Correlação das colunas estratigráficas para os grupos Canastra e Ibiá.....	17
Figura 2.4 - O Sistema de nappes da porção meridional da Faixa Brasília e limite com a Faixa Ribeira, área estudada em vermelho (Valeriano <i>et al.</i> , 2008).....	23
Figura 3.1 - Mapa Geológico simplificado, mostrando a distribuição geográfica das unidades litoestratigráficas.....	26
Figura 3.2 - Coluna Estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá na região de Ibiá.....	27
Figura 3.3 - Prancha com fotos de testemunhos da porção basal da Formação Paracatu do Grupo Canastra.	28
Figura 3.4- Prancha com fotos de afloramento dos filitos da Formação Paracatu do Grupo Canastra.....	29
Figura 3.5 - Prancha com fotos de quartzitos da Formação Paracatu do Grupo Canastra.	30
Figura 3.6 - Prancha com fotos dos quartzitos da unidade inferior da Formação Serra da Batalha (Grupo Canastra).....	31
Figura 3.7- Prancha com fotos dos litotipos unidade superior da Formação Serra da Batalha (Grupo Canastra).....	32
Figura 3.8 – Prancha com fotos do metaconglomerado matriz-suportado do Grupo Ibiá.	34
Figura 3.9 - Prancha com fotos dos litotipos da Formação Rio Verde.....	35
Figura 3.10 - Prancha com fotos dos litotipos do Grupo Araxá e granitos associados...37	
Figura 3.11 - Prancha com fotos mostrando aspectos diversos dos siltitos e argilitos da Formação Lagoa Formosa.	39

Figura 3.12 - Prancha com fotos mostrando aspectos diversos dos diamictitos da Formação Lagoa Formosa.	40
Figura 3.13 - Prancha com fotos mostrando os principais aspectos dos verdetes da Formação Serra da Saudade.	41
Figura 3.14 - Sucessão de arenitos, siltitos e lamitos do Grupo Areado, com acamamento horizontalizado (WSG182).	43
Figura 3.15- Prancha mostrando (a) afloramento das rochas piroclásticas do Grupo Mata da Corda a noroeste da área (WSG180), com (b) detalhe dos fragmentos líticos angulosos das rochas piroclásticas nesse mesmo local.....	44
Figura 3.16 - Mapas gamaespectométricos com domínios, de contagem total (topo), percentagem de potássio (K), canal de tório (Th) e canal de urânio (U).....	45
Figura 3.17 - Mapas magnetométricos (a-Sinal Analítico; b-Campo Magnético Total), mostrando os principais lineamentos geofísicos da área.....	47
Figura 4.1 - O Sistema de nappes de Araxá na porção sul da Faixa Brasília com destaque para a Sinforma de Araxá área estudada em vermelho (Seer 1999).....	48
Figura 4.2 - (a) Diagrama dos pontos polares das medidas de acamamento (n=102); (b) Diagrama de densidades das medidas de polo de acamamentos (máximo em 260/46).....	49
Figura 4.3 - a- Acamamento das rochas do Grupo Canastra transposto na zona de cisalhamento basal da nappe. b- Foto do filito com veios de quartzo brechados.....	50
Figura 4.4 Pelito Bambuí com acamamento afetado pela deformação da zona de cisalhamento 1.....	50
Figura 4.5a. Quartzito (Grupo Canastra) com cristais de quartzo orientados e marcando a foliação S2.....	51
Figura 4.5b. Fotomicrografia (nicóis cruzados) de xisto do Grupo Ibiá (WSG53), exibindo o bandamento composicional paralelo à foliação (S1 e S2).....	51
Figura 4.6a e b - Quartzito com cristais de quartzo orientados e com cauda de recristalização, marcando a foliação S2 (Grupo Canastra).....	52
Figura 4.6c e d - Cristais e veios de quartzo mostrando recristalização dinâmica.....	52
Figura 4.7 - (a) Diagrama de polos da foliação principal (n=235); (b); Diagrama de densidades de polos da foliação principal (máximos em 268/25 e 225/30).....	52
Figura 4.8 (a, b, c, d)- Dobras isoclinais encontradas nas rochas do Grupo Canastra....	53
Figura 4.9 - Diagrama de eixo das dobras isoclinais da (Lb(iso)).....	53

Figura 4.10 - Diagrama das lineações minerais e de estiramento (Lm).....	54
Figura 4.11 - Prancha com fotos de dobras em chevron encontradas na região: quartzitos Grupo Canastra (b, e); Xistos Grupo Ibiá (a, c, d, f, g).....	54
Figura 4.12 - Fotos de afloramento e fotomicrografia mostrando a clivagem de crenulação (S3) separada por microdobramentos das micas (microlitons).....	56
Figura 4.13 - (a) Diagrama de polos da Clivagem de Crenulação S3 (n=69); (b) Diagrama de densidade da Clivagem de Crenulação S3 (com máximos em 265/80 e 85/75).....	56
Figura 4.14 - Fotos da lineação de crenulação marcada pela interseção da foliação principal (S0//S1//S2) com a foliação (S3).....	57
Figura 4.15 - (a) Diagrama da lineação de crenulação Lint (n=69).....	57
Figura 4.16 - Diagrama da lineação das dobras suaves (n=13).....	58
Figura 4.17 - Fotos de afloramento mostrando xisto da Formação Rio Verde com figuras de interferências de dobras.....	58
Figura 4.18 - Evolução deformacional do sistema de nappes e correlação com a geração dos elementos geométricos-estruturais.....	59
Figura 4.19 - Desenho esquemático da evolução deformacional da região.....	60
Figura 5.1 - Planilha com informações das amostras analisadas.....	61
Figura 5.2 - Mounts com zircões analisados e padrão GJ-1.....	63
Figura 5.3 - Condições de operação do Laser e MC-ICP-MS. As leituras dos diversos picos, das diferentes massas, foram efetuadas simultaneamente em 50 ciclos de 1,049 s de tempo de integração. O valor do ^{204}Pb foi corrigido para a presença do ^{204}Hg , assumindo-se que a razão de $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ é igual a 4,31.....	65
Figura 5.4 - Conjunto de medidas de dois padrões GJ-1 e 8 análises pontuais de zircão de um tufo (amostra AB-06). Exemplo utilizado foi executado com LA-MC-ICPMS do LGI/UFRGS. a) Diagrama com as razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas do padrão de zircão GJ-1; b) Sumário dos resultados calculados das medidas no padrão; c) Diagramas com as razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas em 8 zircões gerados simultaneamente (zircões do tufo AB-06) nas mesmas condições analíticas que as do zircão do padrão GJ-1; d) Idade concórdia dos zircões analisados em diagrama Tera-Wasserburg por <i>Chemale et al.</i> (2009).....	68
Figura 5.5 Mapa com a distribuição geográfica das datações na porção sul da Faixa Brasília.....	70

Figura 5.6 - Diagrama de probabilidade relativa de idades para os quartzitos da Fm. Paracatu do Grupo Canastra (amostra WSG 266).....	71
Figura 5.7 – Diagrama de probabilidade relativa de idades para os quartzitos da Fm. Serra da Batalha do Grupo Canastra (amostra WSG 23).....	72
Figura 5.8 - Diagrama de probabilidade relativa de idades para o metaconglomerado da Formação Cubatão, Grupo Ibiá (amostra WSG 62).....	73
Figura 5.9 - Diagrama de probabilidade relativa de idades para o xisto da Fm. Rio Verde do Grupo Ibiá (amostra CA 06).....	74
Figura 5.10 - Tabela de dados isotópicos Sm-Nd da Formação Rio Verde.....	75
Figura 5.11 - Análise litoquímica (Elementos Maiores) do xisto da Formação Rio Verde.....	75
Figura 5.12. Dados litoquímicos de amostras do Xisto Ibiá em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. AIO, arco de ilha intra-oceânico, AIM, arco de ilha maduro, MCA, margem continental ativa, e MP, margem continental passiva.....	76
Figura 5.13 - Morfologia e idades dos zircões do Grupo Canastra, da Formação Cubatão e da Formação Rio Verde.....	77
Figura 5.14 - Gráfico ϵ_{Nd} X Tempo das amostras do Grupo Canastra e da Formação Cubatão (AMG-Arco Magmático de Goiás, CSF-Cráton do São Francisco).....	79
Figura 5.15 - Gráfico ϵ_{Nd} X Tempo das amostras da Formação Rio Verde (GA-Rochas do Grupo Araxá, GSC-Granitos Sincolisionais, CSF-Cráton do São Francisco).....	80
Figura 5.16 - Linhas de densidade relativa de idades para as rochas dos grupos Ibiá e Canastra.....	81
Figura 5.17 - Gráfico ϵ_{Nd} X Tempo das formações do Grupo Ibiá.....	81

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1 - Mapas geológico 1:150.000

Anexo 2 - Mapa de pontos 1:150.000

Anexo 3 - Tabela com os dados isotópicos U-Pb

Anexo 4 - Dias *et al.*, 2011 - Artigo publicado na GEONOMOS Ed. Especial 2011 n° 02 (90-99) (<http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/20112/Dias-et-al.pdf>)

Resumo

As sucessões de margem continental passiva da Faixa Brasília Meridional, associadas a unidades relacionadas a arco magmático intra-oceânico e ofiolitos constituem o segmento sudeste da Província Tocantins. A Faixa Brasília Meridional é caracterizada por um sistema de nappes que causaram o empilhamento tectônico de sequências siliciclásticas. A presente dissertação focaliza o sistema de nappes da região de Araxá, o qual inclui as unidades estratigráficas denominadas, de oeste para leste, como grupos Araxá, Ibiá e Canastra. As rochas magmáticas mais jovens são granitóides intrusivos no Grupo Araxá, datados entre 640 e 620 Ma. O metaconglomerado suportado pela matriz com intercalações de quartzito e quartzo filito (Formação Cubatão) forma lentes esparsas que repousam, em discordância erosiva, à sucessão de quartzitos e filitos do Grupo Canastra. A maioria dos clastos deste conglomerado são seixos de quartzito e quartzo provenientes, muito provavelmente, do Grupo Canastra. Os dados isotópicos U-Pb de grãos de zircão detrítico do Conglomerado Cubatão e do Quartzito Canastra mostram espectros de idades muito semelhantes e, em ambos os casos, os grãos são bem arredondados e os zircões mais jovens têm idades em torno de 1000 Ma. As lentes de Conglomerado Cubatão, bem como as rochas do Grupo Canastra, mostram contatos abruptos com a Formação Rio Verde do Grupo Ibiá. Esta formação é constituída por um extenso pacote de clorita-muscovita-quartzo xisto laminado com conteúdo variável de carbonato. Os dados isotópicos U-Pb para essa formação são contrastantes tanto em relação ao Grupo Canastra quanto à Formação Cubatão, e mostram um espectro de idades bimodal, com a maioria dos valores entre 640 Ma e 1050 Ma, e os demais entre 1800 e 2200 Ma. O grupo mais jovem de grãos mostra frequentes cristais de zircão euédricos. Os dados isotópicos Sm-Nd do Xisto Rio Verde apresenta idades-modelo em torno de 1,2 Ga e $\epsilon_{Nd}(T=640 \text{ Ma})$ com valores negativos a ligeiramente positivos. Os dados analíticos e a composição do Xisto Rio Verde (rico em muscovita, clorita e feldspato detrítico) sugerem sedimentos provenientes de fontes ricas em rochas pelíticas e rochas ígneas máficas a intermediárias, como as contidas no Grupo Araxá e no arco magmático de Goiás. No entanto, o zircão mais jovem (ca. 640 Ma) da Formação Rio Verde sugere contribuição dos granitos colisionais intrusivos no Grupo Araxá. Assim a Formação Rio Verde pode ser relacionada a uma bacia colisional (tipo *flysch*) associada as frentes de empurrão da Faixa Brasília. Neste cenário, o tempo entre a sedimentação e a inversão tectônica na bacia do Rio Verde seria relativamente curto, i.e., cerca de 20 Ma, entre 640 Ma e 620 Ma. Por outro lado, o Grupo Canastra registra a sedimentação plataformal toniana ao longo da margem passiva ocidental do Paleocontinente São Francisco. Embora nenhuma evidência sólida de sedimentação glaciogênica jamais ter sido encontrada na Formação Cubatão (além do fato de se tratar de um diamictito), essa unidade poderia registrar uma glaciação neoproterozóica mais jovem do que 1000 Ma. Alternativamente, esta formação poderia representar depósitos de leques aluviais relacionados às frentes de empurrão que afetaram a parte distal do Grupo Canastra, os quais foram recobertos pelo *flysch* Rio Verde.

Abstract

The Southern Brasília Belt (SBB) represents the southeastern branch of the Tocantins Province, which also includes intra-oceanic magmatic arcs and ophiolites. Nappe systems characterize the SBB and show tectonically stacked packages dominated by siliciclastic rocks. This dissertation focuses on the Araxá nappe and related stratigraphic units called, from west to east, Araxá, Ibiá and Canastra groups. The youngest magmatic rocks are granitoids dated from 640 Ma to 620 Ma. Systematic field studies show that a matrix-supported metaconglomerate with intercalations of quartz metapelite and quartzite (Cubatão Formation) form sparse lenses that overlie local erosional unconformities on the top of the metapelite-quartzite succession of the Canastra Group. Most clasts of this conglomerate are pebbles to boulders of quartzite and quartz that could be provided by the Canastra Group. In fact, U-Pb ages of detrital zircon grains from the Cubatão conglomerate and Canastra quartzite show similar large age spectra and, in both cases, the grains are well-rounded and the youngest zircons have ages around 1000 Ma. The Cubatão Formation lenses, as well as the Canastra Group, show sharp contacts with the overlying Rio Verde Formation (Ibiá Group). This formation consists of an extensive package of laminated chlorite-muscovite metapelite with variable quartz and carbonate contents, and a few quartzite lenses to the top. Contrasting to both the Canastra Group and Cubatão Formation, U-Pb data from detrital zircon grains of the Rio Verde schist show a bimodal age spectra, with most values ranging from 640 Ma to 1050 Ma, and a minor group from 1800 Ma to 2200 Ma. The youngest group of grains often show poorly rounded to euhedral zircon crystals, some of them of volcanic origin. On the contrary, the oldest group of grains shows well-rounded shapes, akin to those of the Canastra and Cubatão samples. The Sm-Nd isotopic data for the Rio Verde metapelite yielded T_{DM} model ages around 1.2 Ga and negative to slightly positive epsilon $Nd_{(640\text{ Ma})}$ values. The analytical data together with the composition of the Rio Verde metapelite (rich in muscovite and chlorite) suggest provenance from sources rich in pelitic rocks and mafic to intermediate igneous (volcanic) rocks, like the Araxá Group, ophiolites and magmatic arcs. However, the youngest zircons (ca. 640 Ma) suggest contribution from the collisional granites, so that the Rio Verde Formation can be related to a collisional flysch-type basin associated with thrust fronts. In this scenario, the timing from sedimentation to tectonic inversion in the Rio Verde basin would be relatively short, between ca. 640 Ma (age of the youngest detrital zircons) to 620 Ma (age of the youngest collisional granitoids). On the other hand, the Canastra Group records Tonian shelf sedimentation along the western passive margin of the São Francisco paleocontinent. Although no solid evidence of glaciation has ever been found in the Cubatão Formation, it may record a Neoproterozoic glacial event younger than ca. 1000 Ma. Alternatively, this formation could represent fan conglomerate deposits formed by local erosion, mainly of the Canastra Group, along thrust fronts and subsequently covered by the Rio Verde flysch.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A região estudada insere-se no contexto geológico da porção meridional da Faixa Brasília (Província Tocantins), abrangendo as rochas metassedimentares dos grupos Canastra, Ibiá e Araxá, na borda norte da Sinforma de Araxá e os sedimentos do Grupo Bambuí, cobertura do Cráton do São Francisco. A Província Tocantins, que inclui a Faixa Brasília, é uma das entidades geológicas mais completas do Brasil, incluindo praticamente todos os compartimentos tectônicos referentes a um ou mais ciclos orogênicos.

As investigações geológicas de campo e sua cartografia são as principais ferramentas para o conhecimento geológico. As técnicas laboratoriais, principalmente os estudos geoquímicos e isotópicos, são de grande importância para completar os estudos de mapeamento e contribuir para o entendimento da evolução geotectônica.

Atualmente, com o crescente número de laboratórios geocronológicos nas universidades brasileiras e melhorias naqueles já existentes, os estudos de proveniência sedimentar baseados em dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd, entre outros, têm sido de grande importância para o conhecimento da evolução da Faixa Brasília e todos os outros compartimentos geotectônicos.

Os grupos Canastra e Ibiá foram alvo de poucos, mas significantes estudos realizados principalmente nos últimos vinte anos. Os mapeamentos geológicos realizados (*eg.* Campos-Neto, 1984, Pereira, 1992 e Seer, 1999, Valeriano *et. al.* 2004, Valeriano *et. al.*, 2007) contribuíram para o estabelecimento das principais colunas estratigráficas dessas unidades. Em contrapartida, os estudos isotópicos e geoquímicos (*eg.* Pimentel *et al.* 2001; Seer 1999; Valeriano *et. al.* 2004; Rodrigues 2008; Klein 2008) contribuíram muito para o entendimento da história geológica dessa região.

Focado no estudo integrado dos dados de mapeamento geológico, de levantamentos geofísico, estruturais, geoquímicos e isotópicos (U-Pb e Sm-Nd), o presente trabalho procura contribuir para o entendimento da estratigrafia, da proveniência e do ambiente tectônico de formação dos grupos Ibiá e Canastra, além de fornecer dados à evolução da Faixa Brasília.

1.2. Localização e Acesso

A área escolhida para a realização da dissertação localiza-se a cerca de 300 km a oeste de Belo Horizonte, compreendendo os municípios mineiros de Ibiá, Campos Altos, Serra do Salitre,

São Gotardo e Rio Paranaíba. O principal acesso à região se dá pela BR-262, partindo de Belo Horizonte no sentido de Uberaba (Fig. 1.1).

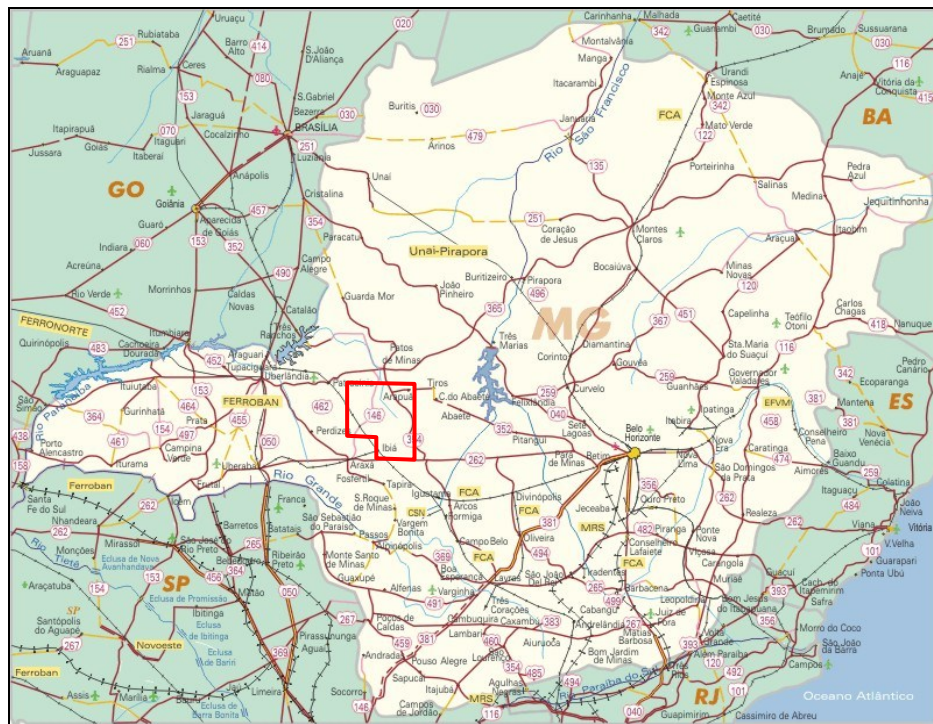


Figura 1.1 - Localização da área de estudo em Minas Gerais.

1.3. Trabalhos Anteriores

Em relação aos trabalhos de âmbito geotectônico da Faixa Brasília, o primeiro artigo é de Almeida (1968) que apresentou uma proposta de evolução tectônica do Proterozóico Superior, baseado na teoria geossinclinal, no centro-oeste brasileiro, separando a região em três compartimentos geotectônicos: o Maciço Mediano de Goiás, incluindo a Série Araxá, de Barbosa (1955), a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia e a Faixa Dobramentos Brasília.

Em Marini *et al.* (1981) são reavaliados os dados geológicos disponíveis e utilizados os novos conceitos da Tectônica de Placas, propondo assim uma revisão da evolução geotectônica da Faixa Brasília. Nessa nova análise, foram discriminados o Maciço Mediano de Goiás, a Faixa Uruaçu e a Faixa Brasília como as grandes unidades geotectônicas da região.

Fuck *et al.* (1993), em estudos sobre as faixas marginais do Cráton do São Francisco, consideram a hipótese que se contrapõe ao modelo de duas faixas, onde apenas um único ciclo tectônico seria responsável pela arquitetura das estruturas de dobramentos na borda oeste do Cráton do São Francisco. Nessa hipótese, é apresentada uma evolução deformacional progressiva do

orógeno, que inclui a Faixa Uruaçu - representando a porção interna - e a Faixa Brasília, a porção externa.

Suita & Chemale Jr. (1995), ao elaborarem uma revisão dos dados à época sobre a evolução das províncias São Francisco e Tocantins, sugerem que o chamado “Ciclo Uruaçuano” não representaria uma orogênese e, sim, um evento magmático-hidrotermal local. Esta conclusão está apoiada em dados geocronológicos de diversos trabalhos (eg. Pimentel *et al.* 1992 e 1993).

Pimentel *et al.* (1991, 1992, 1993, 1994, 1996, 1997, 1998a e b, 2000 e 2001) e Pimentel & Fuck (1992), utilizando análises isotópicas das rochas do Maciço Mediano de Goiás, do Arco Magmático e da Faixa Brasília, acrescentam importantes informações sobre a evolução do Orogênese Brasileira. Em Pimentel *et al.* (2001), são apresentadas as assinaturas isotópicas (Nd) dos metassedimentos detríticos finos de diversas unidades, buscando a idade de residência crustal média das áreas fontes e o significado geotectônico dessas unidades.

Valeriano *et al.* (2004, 2008) apresentam uma síntese atualizada da evolução tectônica da Faixa Brasília com base na cartografia e dados geocronológicos disponíveis. Esses autores consideram que o contexto tectônico da Faixa Brasília envolve a Tafrogênese Toniana (ca. 900-800 Ma.), seguida por uma etapa de convergência com episódios colisionais sucessivos, relacionados à aglutinação de Gondwana Ocidental. Entretanto, ainda nesse trabalho, é considerada a possível existência de um episódio de rifteamento mais antigo (1,3-1,1 Ga).

Em relação às investigações litoestratigráficas, os trabalhos de Barbosa (1955) e Barbosa *et al.* (1970) foram os pioneiros como estudos geológicos da região que denominaram o grupo de metamorfitos expostos na Serra da Canastra, incluindo quartzitos e filitos, de Grupo Canastra. Além disso, esses autores definiram a Formação Ibiá, referindo-se aos calcixistos aflorantes ao longo do Rio Quebra-Anzol, nas imediações da cidade de Ibiá.

Durante décadas, a literatura geológica apontou para a íntima relação dos grupos Canastra e Araxá. Os trabalhos de detalhe realizados na área em questão (Campos-Netos 1984, Pereira 1992, Seer 1999, Seer & Moraes 2011, Dias *et al.* 2011, Lima & Morato 2006) estão ilustrados na Figura 1.2.

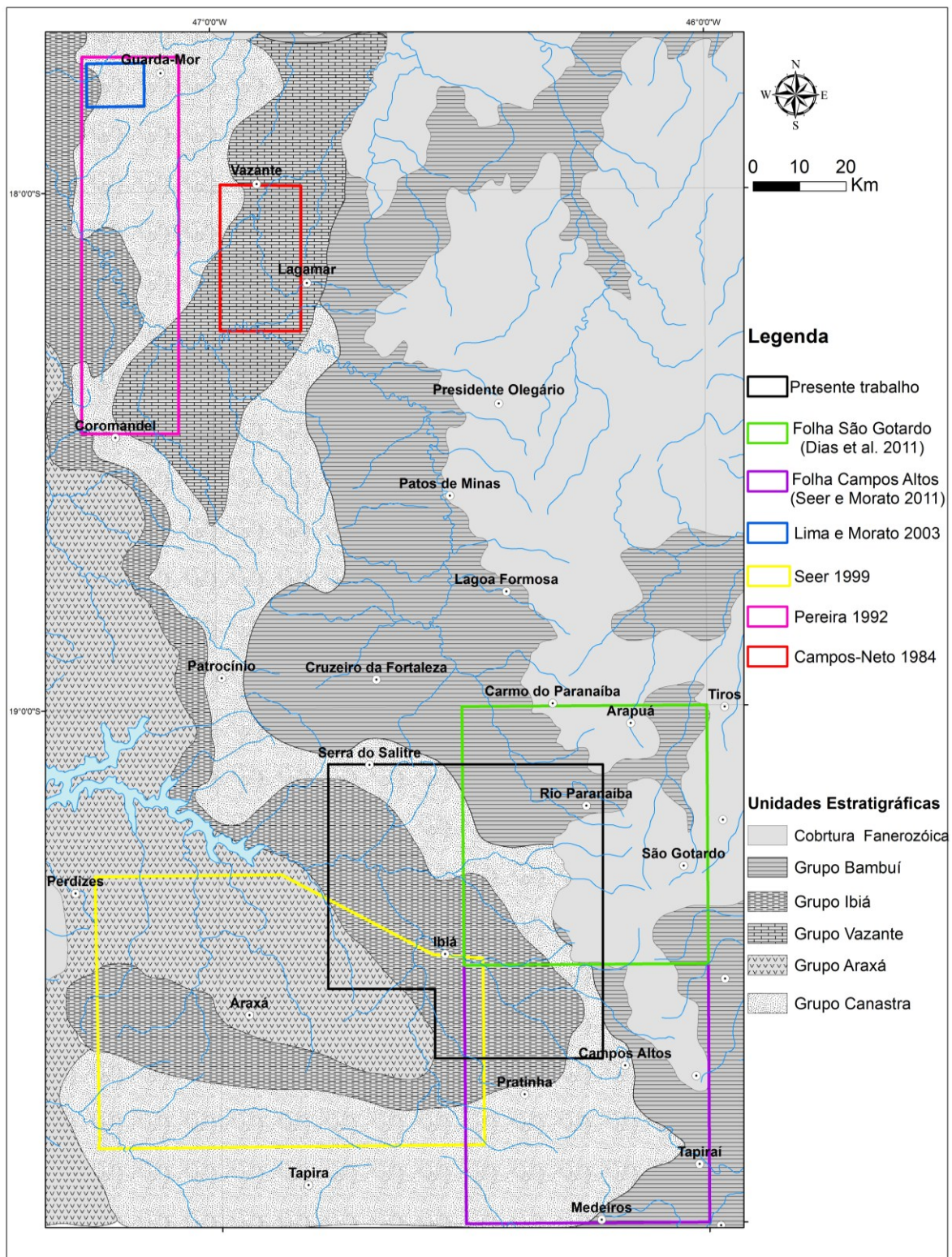


Figura 1.2 - Mapa geológico regional com localização das áreas de trabalhos anteriores.

Campos-Neto (1984) apresenta um estudo na região de Vazante-Lagamar, sobre as relações estratigráficas dos grupos Canastra e Paranoá e considera o Grupo Ibiá como uma unidade flyschóide.

Pereira (1992) e Pereira *et al.* (1994) estudaram as unidades Ibiá e Canastra nas localidades de Coromandel e Guarda-Mor. Ainda nesses trabalhos, os autores elevaram a Formação Ibiá ao *status* de grupo, dividido em duas formações: Formação Cubatão e Formação Rio Verde.

Uma proposta de ordenamento estratigráfico para o Grupo Canastra, com base principalmente nos trabalhos citados (*eg.* Campos-Neto 1984, Pereira 1992), encontra-se em Freitas-Silva & Dardenne (1994). Estes autores propõem uma coluna estratigráfica aplicável ao Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás.

Os trabalhos realizados por Seer *et al.* (1998, 2000, 2001 e 2005) e Seer (1999), são de grande importância nas investigações sobre a *Nappe* de Araxá e na definição dos grupos Araxá e Ibiá e suas relações com o Grupo Canastra.

Lima & Morato 2003 realizaram um mapeamento geológico na região de Guarda-Mor, focando nas unidades do Grupo Ibiá.

Rodrigues (2008), em sua tese de doutoramento, utilizando datações em zircões detríticos (U-Pb) e idades modelos Sm-Nd, buscou investigar a proveniência de sedimentos dos grupos Canastra e Ibiá, entre outros.

Em um projeto referente ao Convenio CODEMIG/UFMG foram realizados mapeamentos geológicos na escala 1:100.000 das folhas São Gotardo e Campos Altos (Dias *et al.* 2011, Seer & Morato 2011 respectivamente).

1.4. Objetivos

Objetiva-se com a realização do presente trabalho contribuir para o conhecimento geológico da Faixa Brasília. Assim, estão listados a seguir os objetivos específicos deste trabalho:

- Investigação geológica, em escala adequada para as corretas individualizações das unidades e definição de suas inter-relações.
- Estabelecer a coluna estratigráfica dos grupos Ibiá e Canastra, na região de Ibiá (Sinforma de Araxá), e a correlação com as colunas já existentes para essas unidades. Examinar a proveniência e o ambiente tectônico dos metassedimentos dos grupos Ibiá e Canastra utilizando mapeamento geológico e análises isotópicas (U-Pb e Sm-Nd).
- Fornecer à literatura dados isotópicos (U-Pb e Sm-Nd) dos grupos Ibiá e Canastra.

1.5. Metodologia de trabalho

Estudos bibliográficos sobre as unidades Grupo Canastra, Ibiá e Araxá, e a geologia da Faixa Brasília, ambos listados nas referências bibliográficas desta dissertação.

Trabalho de campo e Mapas confeccionados:

- Para a realização desta dissertação, em busca dos objetivos citados, foram desenvolvidas diversas etapas de campo, distribuídas nos anos de 2009 e 2010, totalizando mais de sessenta dias de trabalho de campo.

- As campanhas iniciais de campo buscaram o mapeamento em escala 1:100.000, da porção oeste da Folha São Gotardo. Durante esse mapeamento foram marcadas 500 estações de campo. Assim, foi confeccionado o mapa Geológico da Folha São Gotardo.

- As campanhas seguintes foram realizadas para a coleta das amostras destinadas às análises isotópicas.

- Realizado investigações de detalhe dos contatos entre as rochas dos grupos Canastra e Ibiá, totalizando 678 estações de campo.

- Os dados coletados nessas campanhas foram integrados em um mapa regional de escala 1:150.000 (anexo 01), principalmente compilado o mapa geológico da Folha Campos Altos (Seer & Moraes 2010), utilizando as imagens e os mapas geofísicos disponíveis pela CODEMIG.

→ Análise de Imagens de Sensoriamento Remoto

- As interpretações das imagens foram realizadas a partir das imagens de satélite, imagem GEOCOVER – SRTM, fornecidas pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, bem como ortofotos, em escala 1:60.000, fornecidos pela CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais. Utilizaram-se os dados SRTM com resolução espacial de 90 m para gerar dois mapas: um com o modelo digital do terreno e, outro, do relevo sombreado. Essas imagens possibilitaram as análises das feições geomorfológicas, os lineamentos estruturais e a fotointerpretação das unidades.

→ Análise dos mapas geofísicos

- Os dados geofísicos utilizados referem-se ao Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Programa 2005/2006, CODEMIG - Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais e correspondente à área sete (Figura 1.3). A área sete cobre uma superfície de 69.127 km², onde estão localizados 123 municípios do sudoeste mineiro. As regiões foram sobrevoadas em

linhas de vôo N-S e linhas de controle E-W a 100m de altitude, com espaçamento entre as linhas de voo de 400m e 8km, respectivamente. O intervalo de aquisição dos dados foi de 0,1s (magnetômetro) e 1,0s (espectrômetro) e a velocidade aproximada de voo de 270 km/h. A utilização desses mapas foi efetuada em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG) com as imagens exportadas no formato *geotiff* para o programa *ArcView 9.3* (ESRI), onde os mapas utilizados foram produzidos.

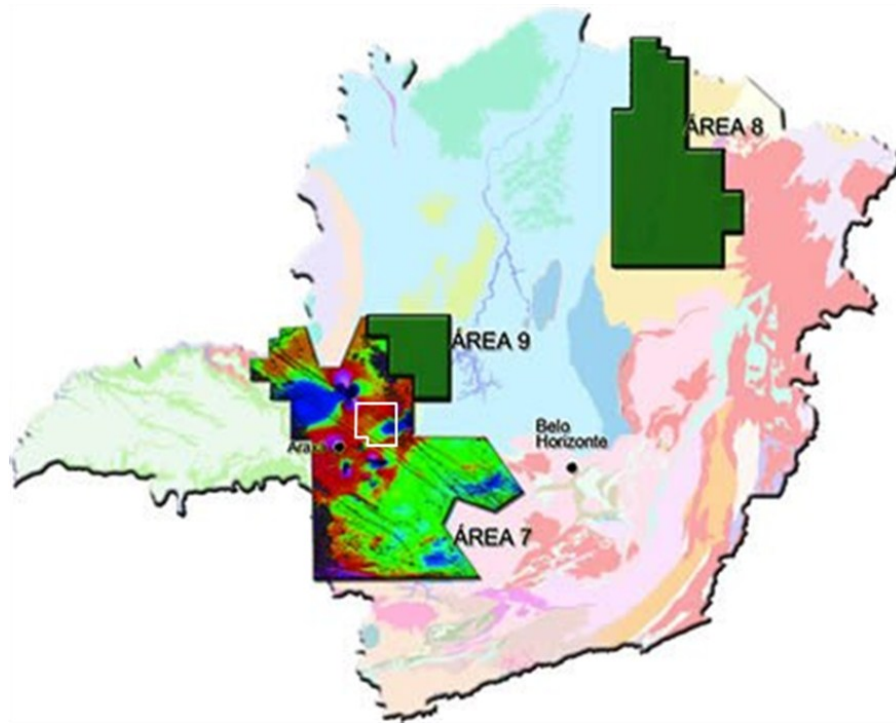


Figura 1.3 - localização da área estudada no levantamento geofísico da área sete.

- Os mapas geofísicos utilizados são Magnetométricos (Campo Total, Sinal Analítico e Derivada Vertical) e Gamaespectrométricos (contagem total (K + U + Th), canal de K, Th e de U). Na interpretação desses dados buscou-se a elaboração de um mapa de domínios geofísicos qualitativos e de lineamentos. Esses mapas foram integrados aos mapas de unidades geológicas e estruturas mapeadas. Os mapas gamaespectrométricos funcionaram como uma ótima ferramenta para uma delimitação dos contatos das unidades litoestratigráficas.

Magnetometria (Sinal Analítico, Derivada Vertical e Campo Total)

A magnetometria, ferramenta utilizada neste trabalho, consiste na medição de pequenas variações do campo magnético terrestre, em consequência da distribuição heterogênea das rochas magnetizadas. Com isso, é possível delimitar os principais lineamentos e fontes com minerais ferromagnéticos, aflorantes ou subaflorantes.

O mapa de Primeira Derivada Vertical é uma técnica de realce das altas frequências do sinal magnético, na qual a anomalia magnética (T) é transformada linearmente, por meio da derivada primeira da componente vertical z do campo magnético anômalo. Na verdade, a derivada vertical mede a taxa de variação do campo magnético anômalo à medida que se distancia ou se aproxima, verticalmente, da fonte causativa (Blakely, 1996). A imagem da primeira derivada vertical permite visualizar mais nitidamente os contrastes entre os diferentes domínios magnéticos, identificados a partir da imagem do campo magnético anômalo.

Gamaespectrometria

O método de gamaespectrometria corresponde à detecção de radiação eletromagnética, provocada por determinados isótopos instáveis. As fontes de radiação observadas correspondem aos isótopos de Potássio⁴⁰, de Urânio²³⁸ e de Tório²³², presentes nas rochas ou nos solos. Os mapas gamaespectrométricos utilizados são de Contagem Total (K + U + Th), Percentagem de K, Canal de Th e Canal U. Esses mapas, apesar de representarem anomalias superficiais, revelaram importantes controles quando comparados com as unidades geológicas mapeadas, possibilitando a divisão de cinco grandes domínios, com características gamaespectrométricas distintas.

→ Análises Petrográficas

- Confecção e descrição de 45 lâminas delgadas. Os principais objetivos das análises petrográficas realizadas foram: caracterização do conteúdo mineralógico e textural dos litotipos; análise comparativa do grau de maturidade composicional e do grau metamórfico dos metassedimentos de distintas porções da área; e análise estrutural de seções delgadas, com o intuito de determinar critérios cinemáticos e feições deformacionais microscópicas.

→ Litoquímica e Geocronologia

- Foram coletadas 15 amostras para datação (U-Pb e Sm-Nd), das quais apenas quatro foram selecionadas para análise. A metodologia, os procedimentos e as análises estão descritas no capítulo 6 deste trabalho.

CAPÍTULO 2 - ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

2.1 Contexto Geológico

A Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977) é uma província estrutural resultante da convergência de três grandes blocos continentais (Fig. 2.1): o Amazônico, o São Francisco e o Bloco Paraná (Cráton Paranapanema), que foi coberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Pimentel *et al.*, 2001). Atualmente, a divisão mais aceita da Província Tocantins envolve cinco compartimentos tectônicos (Fuck *et al.*, 1993 e Fuck, 1994): Faixa Brasília meridional e setentrional, incluindo o Maciço de Goiás e Arco Magmático do oeste de Goiás e as Faixas Paraguai e Araguaia.

A Faixa Brasília é um cinturão de dobramentos e empurrões, neoproterozóico, de direção N-S (Almeida, 1967), que se prolonga por mais de 1000 km na região central do Brasil, abrangendo parte dos estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins e do Distrito Federal. Situada na porção leste da Província Tocantins, essa faixa é limitada, a leste, pelo Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), a sudoeste, recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e, a norte, pela Bacia do Parnaíba (Fig. 2.1).

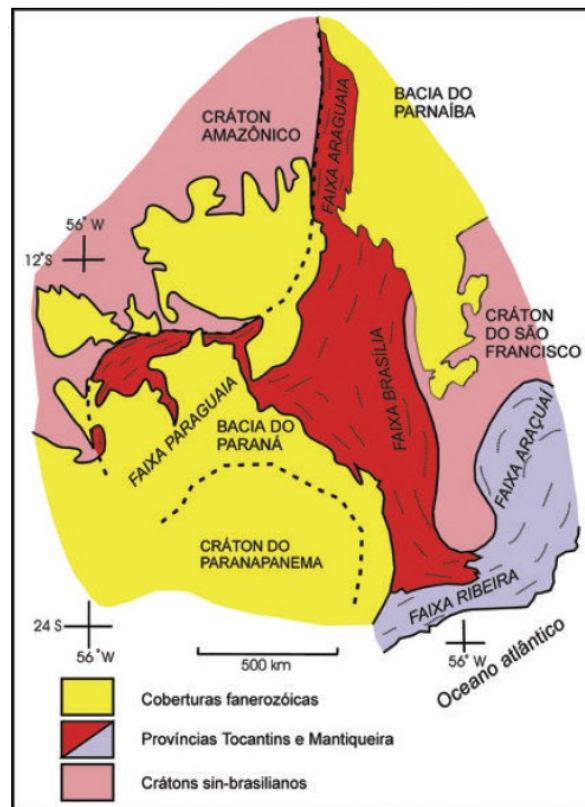


Figura 2.1. - Esboço tectônico do Brasil Central com destaque para a Província Tocantins. (modificado por Valeriano *et al.* 2004a, de Almeida *et al.* 1981).

Essa faixa é caracterizada por associações de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares, deformadas em regime progressivo durante a colagem brasileira (Freitas-Silva, 1996; Fonseca *et al.*, 1995). Ocorrem diferenças estruturais, tectônicas, metalogenéticas e estratigráficas entre a porção meridional da Faixa Brasília, de direção SE-NW, e a setentrional, de direção NE-SW. Essas porções são limitadas por uma feição estrutural marcante, na altura do paralelo de Brasília (DF), denominada Inflexão de Pirineus (Costa & Angeiras, 1971).

A arquitetura da Faixa Brasília Setentrional é marcada pela existência de vários terrenos tectônicos estratigráficos nos quais variam, substancialmente, os materiais envolvidos, o grau de metamorfismo, além dos estilos estruturais. O Arco Magmático do Oeste de Goiás e o Maciço de Goiás limitam, a faixa, a oeste, por meio de uma estrutura de escala regional, denominada Sistema de Falhas Rio Maranhão (Fonseca, 1996). Essa estrutura, reconhecida inicialmente por Barbosa *et al.*, (1969), constitui-se num expressivo cavalgamento. Tal estrutura alça tanto frações do embasamento como terrenos de idade paleoproterozóica sobre metassedimentos do Grupo Paranoá. A Faixa Brasília Setentrional contém os grupos Paranoá, Araí, Serra da Mesa e seu embasamento.

A Faixa Brasília Meridional estrutura-se como um empilhamento de extensas *nappes* sub-horizontais (Valeriano *et al.*, 2004a). Fuck *et al.* (1994) distinguiu dois compartimentos na Faixa Brasília: a zona Externa, bordejando o Cráton São Francisco e a zona interna, localizada a oeste e recobrimo tectonicamente a zona externa.

A zona externa é constituída por associação de rochas metassedimentares dos grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá, que cavalgam sobre as rochas sedimentares do Grupo Bambuí. A zona interna mais metamórfica compreende as rochas do Grupo Araxá e os granitos e gnaisses associados (Fuck *et al.*, 1994; Valeriano *et al.*, 2004a).

2.2 Estratigrafia Regional

Apresenta-se, a seguir, uma síntese dos conhecimentos sobre os principais compartimentos geotectônicos e as unidades estratigráficas relacionadas à evolução da Faixa Brasília, representados na Figura 2.2.

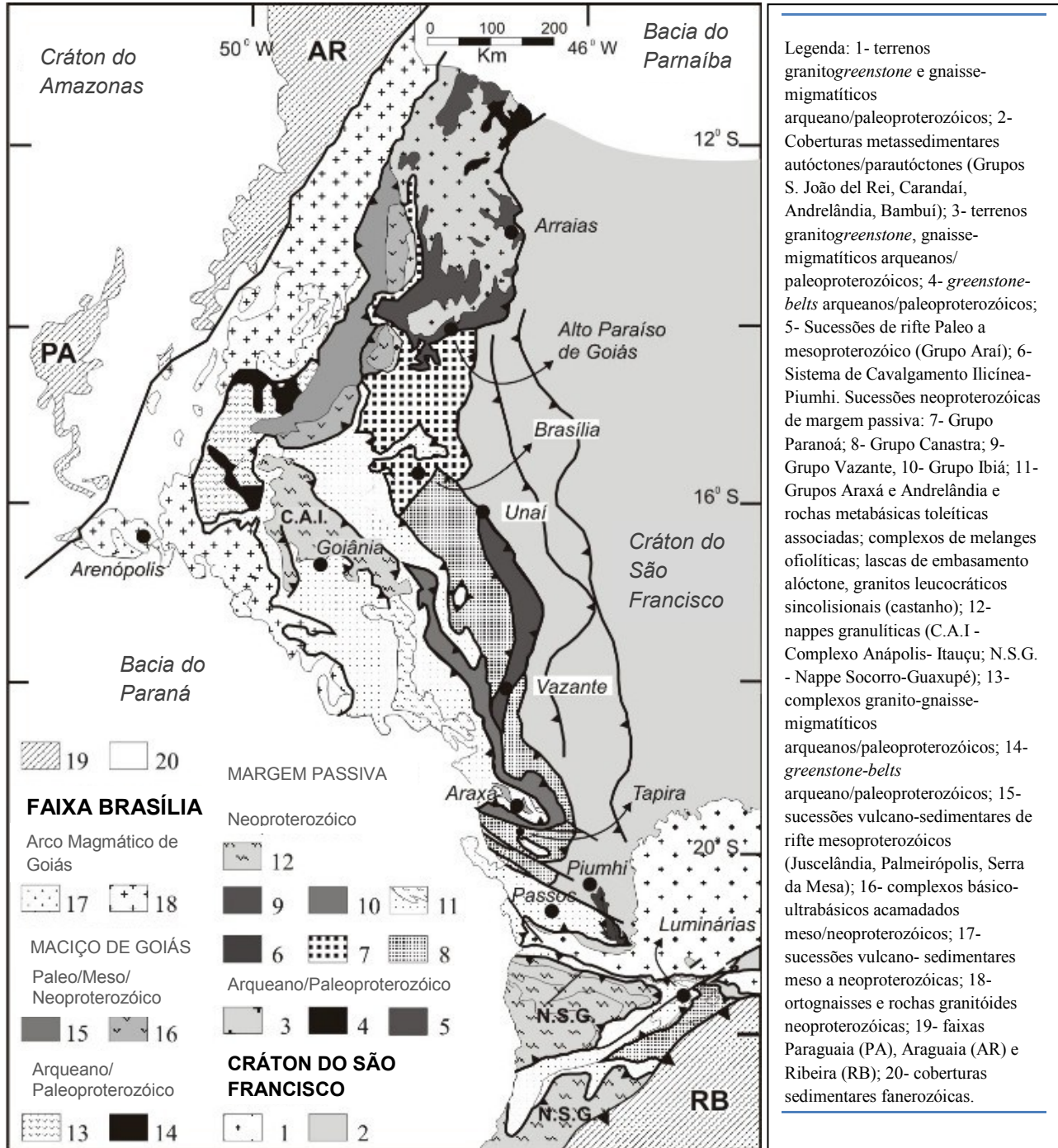


Figura 2.2 - Mapa tectônico da Província Tocantins com divisões dos compartimentos geotectônicos, Valeriano 2008.

2.2.1 *Maciço de Goiás*

Na região oeste de Goiás, estão expostas diversas suítes de rochas metavulcânicas e ortognáissicas, que constituem o embasamento metamórfico na região. Essas rochas representam um fragmento de crosta continental antiga, composto pelo embasamento granito-*greenstones*, incluindo complexos ortognáissicos, tonalíticos-granodioríticos e graníticos, supracrustais, tipo *greenstone belt* e sucessão vulcanossedimentares similares a *greenstone* (Dardenne, 2000a). Associados a esse embasamento, ocorrem formações proterozóicas e rochas neoproterozóicas juvenis do Arco Magmático de Goiás.

Na porção sul do Maciço de Goiás aflora o embasamento granito-*greenstone* com idades entre 2,8 e 2,6 Ga (Queiroz *et al.*, 1998), que aloja os *greenstone-belts* de Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos, entre outros menores. Essas rochas foram afetadas pelo Evento Transamazônico (*ca.* 2,2-2,0 Ga), produzindo magmatismo granitóide e sucessões supracrustais. No extremo sul é descrito o complexo granito-gnáissico Uvá, que apresenta dois domínios: um de gnaisses polideformados tonalíticos e granodioríticos derivados de batólitos e um diorítico de dimensões de *stock*; e outro de corpos tabulares de monzogranito e tonalito, que marginam os gnaisses do primeiro. A datação U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão de gnaisses tonalíticos do primeiro mostrou idades de 3.041 ± 8.3 Ma e 2.931 ± 32 Ma (Jost *et al.*, 2009).

Na porção norte do Maciço de Goiás, sucessões vulcanossedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis, Indaianópolis) em alto grau metamórfico contêm rochas metavulcânicas bimodais, com características geoquímicas anorogênicas, datadas em 1,3-1,25 Ga (Pimentel *et al.*, 2003). Essas rochas são o registro de um novo evento tafrogenético preservado no maciço, que pode estar relacionado à abertura precoce de um oceano (Pimentel *et al.*, 2003). Essas sequências supracrustais recobrem tectonicamente três volumosos complexos máfico-ultramáficos diferenciados em fácies granulito (Cana Brava, Barro Alto, Niquelândia). Esses complexos ultramáficos são citados por alguns autores (*eg.* Correia Filho *et al.*, 1996; Suita *et al.*, 1994; Nilson *et al.*, 1996), como desenvolvidos durante o *rifte* Araí. Apesar disso, essa unidade é cercada por controvérsias quanto à sua idade de cristalização. Recentemente, datações U-Pb (SHRIMP) em zircões (Pimentel *et al.*, 2003) forneceram idades de cristalização em 797 Ma e metamorfismo granulítico em *ca.* 770 Ma, - esse último confirmado por datações U-Pb (zircão) por Ferreira Filho *et al.* (1994).

O metamorfismo granulítico de *ca.* 770 Ma é indicativo de um evento orogenético neoproterozóico precoce, parcialmente preservado no Maciço de Goiás, porém geralmente obliterado pelos eventos metamórficos principais ocorridos entre 650-600 Ma, relacionados aos episódios colisionais que estruturaram toda a Faixa Brasília (Pimentel *et al.*, 2001 e 2003).

2.2.2 Arco Magmático de Goiás

Na região de Mara Rosa-Porangatu e Arenópolis-Piranhas, a oeste de Goiás, esse arco magmático é composto por rochas metaígneas e metassedimentares neoproterozóicas, apresentando-se como uma faixa metavulcanossedimentar, separada por ortognaisses. Os ortognaisses apresentam composição tonalítica a granodiorítica (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 1996) e representam uma crosta juvenil. Apresentam características geoquímicas e isotópicas semelhantes às de ambiente de arco de ilha intraoceânico imaturo que evoluiu para situação de arco magmático com características geoquímicas cordilheiranas e foi acrescido entre 930 Ma até depois da colisão, durante a subducção da litosfera oceânica (Pimentel *et al.*, 1991 e 2000; Fuck *et al.*, 1993; Pimentel, 1993; Pimentel & Fuck, 1992; Valeriano *et al.*, 2004a).

Os ortognaisses presentes na região de Mara Rosa são datados com idades desde 900 Ma a 860 Ma (Pimentel *et al.*, 1999). Associadas ao arco ocorrem intrusões graníticas tardi a pós-orogênicas, representadas por duas suítes graníticas: a cálcio-alcálica, contendo os granitos Rio Caiapó e Macacos, e outra mais jovem, não deformada e mais rica em álcalis, constituída pelos granitos Serra Negra, Iporá, Israelândia e Serra do Impertinente (Dardenne, 2000a).

Na região de Arenópolis, diversos autores (eg. Laux, 2004 e Pimentel *et al.*, 2000) caracterizam as rochas do Arco de Arenópolis, apresentando a seguinte compartimentação:

- Ortognaisses de composição predominantemente tonalítica e corpos menores de metagranito. Esses litotipos mostram dois períodos principais de cristalização dos protólitos: o primeiro entre 820 e 780 Ma e outro entre 670 e 600 Ma (Laux, 2004). As rochas datadas no período mais antigo são relacionadas a um evento dominado por magmatismo primitivo em ambiente de arco de ilhas e apresentando idades T_{dm} de 1,0 Ga e $e_{nd(t)}$ positivos. As rochas do período mais novo apresentam um grau variado de contaminação crustal, como indica a herança meso a neoproterozóica observada nos dados U-Pb (zircão) e idades-modelo (T_{DM}) variando de 1,0 a 1,4 Ga com algumas idades modelos de até 2,27 Ga. (Laux, 2004).

- Rochas máficas expostas na região de Anicuns, na porção leste do Arco Magmático de Goiás são representadas predominantemente por anfibólitos das sequências Anicuns-Itaberaí e Córrego da Boa Esperança. A associação litológica da sequência supracrustal de Anicuns é compatível com origem em ambiente oceânico ou de frente de arco (Laux, 2004). Essas unidades apresentam dados isotópicos U-Pb, que mostram cristalização em dois principais intervalos de tempo - entre 890 e 815 Ma e entre 630 e 600 Ma. Todas as rochas máficas analisadas apresentam idades-modelo (T_{DM}) de *ca.* 1,0 Ga, equivalentes às idades encontradas no Arco Magmático de Goiás (Laux, 2004).

2.2.3 *Faixa Brasília*

Grupo Paranoá

A seção tipo do Grupo Paranoá é descrita na região de Alto Paraíso de Goiás e ocorre em grande parte do Distrito Federal, onde são reconhecidos metassedimentos predominantemente siliciclásticos. A sucessão se inicia com um metaparaconglomerado (São Miguel) cobrindo, por discordância erosiva, as rochas do Grupo Araí e sobreposto por metapelitos e metarenitos com pequena contribuição carbonática. O topo dessa unidade é marcado pela discordância impressa nas rochas do Grupo Bambuí (Dardenne, 1978; Dardenne, 2000).

O metaparaconglomerado São Miguel é composto por seixos de quartzitos, siltitos calcíferos, calcários argilosos, numa matriz pelítico-carbonatada, de cor esverdeada. É sobreposto diretamente por metassedimentos rítmicos quartzosos, pelíticos e carbonatados, apresentando gretas de contração, níveis de evaporitos substituídos por carbonatos e moldes de cubos de sais (Dardenne 2000, Valeriano *et al.*, 2004a).

A identificação de estromatólitos colunares do tipo *Conophyton metula Kirichenko* (Dardenne *et al.*, 1976;) pode sugerir uma idade de sedimentação entre 1,2 e 0,9 Ga, correspondendo, de modo geral, ao intervalo existente entre a deposição dos grupos Araí e Bambuí.

Os estudos geológicos (Fuck *et al.*, 1988; Dardenne, 2000), geoquímicos (Guimarães, 1997) e isotópicos (Dardenne *et al.*, 2003; Pimentel *et al.*, 2001) indicam sedimentação em ambiente de margem passiva neoproterozóica para o Grupo Paranoá. Idades-modelo (Sm-Nd) dos ritmitos, folhelhos e filitos variam dentro do intervalo 1,9 a 2,3 Ga, sugerindo fontes crustais paleoproterozóicas do Cráton do São Francisco (Pimentel *et al.*, 2001).

Grupo Vazante

O Grupo Vazante ocorre como uma faixa de orientação N-S no noroeste do Estado de Minas Gerais, abrangendo as cidades de Coromandel, Vazante, Lagamar, Paracatu e Unaí. Os sedimentos dessa unidade representam uma espessa sequência marinha pelítica-dolomítica, constituída de filitos, ardósias, quartzitos, conglomerados, raros calcários e abundantes dolomitos de origem algal. Seus contatos dão-se por meio de falhas, tanto a oeste com o Grupo Canastra, quanto a leste com o Grupo Bambuí (Marini *et al.*, 1984).

As informações fornecidas pelos estromatólitos colunares do tipo *Conophyton* indicam um intervalo de tempo mais amplo (1.350 a 650 Ma), com concentração entre 1.350 e 950 Ma (Cloud & Dardenne, 1973: *in* Dardenne *et al.*, 1976), o que permitiria uma correlação com o Grupo Paranoá que apresenta estromatólitos do mesmo tipo.

As idades-modelo (T_{DM}) dos sedimentos detríticos do Grupo Vazante variam entre 1,7 e 2,1 Ga (Pimentel *et al.*, 2001), favorecendo a interpretação dessa seqüência como sedimentação de margem passiva neoproterozóica na borda do Cráton do São Francisco.

Em relação aos dados isotópicos U-Pb, os metassedimentos do Grupo Vazante apresentam idades paleo e mesoproterozóicas, apesar disso uma pequena população de zircões neoproterozóicos foi encontrada. Os zircões jovens foram identificados em amostras das formações basais. O grão mais jovem forneceu a idade concordante de 925 ± 19 Ma, que é tida como a idade máxima para a deposição para o grupo (Rodrigues, 2008).

Grupo Canastra

O Grupo Canastra é uma unidade estratigráfica de expressão regional, ocorrendo como uma faixa contínua desde as proximidades da cidade de Brasília (DF) até a região de Passos (MG). Essa unidade é constituída por uma sucessão de metassedimentos detríticos com quartzitos e filitos metamorfisados na fácies xisto verde, zona da clorita até granada (Valeriano *et al.*, 2004a). Durante diversas décadas, os trabalhos existentes indicavam que o Grupo Canastra teria íntima relação com o Grupo Araxá. Campos Neto (1984) concluiu que a deposição dos sedimentos do Grupo Canastra passava, lateralmente e transicionalmente, para parte dos sedimentos do Grupo Araxá, embora os referidos grupos conttenham características sedimentológicas distintas. O Grupo Canastra possui uma espessura de 2.000 metros e é sobreposto pelo Grupo Ibiá por discordância erosiva (Pereira, 1992 e Campos-Neto, 1984).

Campos-Neto (1984) subdivide o Grupo Canastra em três unidades litoestratigráficas:

- A unidade inferior representada por uma sucessão quartzítica com frequentes quartzos filitos e intercalações centimétricas de um filito cinza a hematita e de filito esverdeado.
- A unidade quartzítica intermediária é semelhante à anterior, mas possui uma sucessão metapelítica na base.
- A unidade superior é representada por um quartzo–muscovita-clorita xisto sobreposto por um filito negro, piritoso com grafita.

As duas unidades inferiores apresentam marcantes características de sistema regressivo.

Segundo Pereira (1992) e Pereira *et al.* (1994), o Grupo Canastra é individualizado em três subunidades mapeáveis, informalmente denominadas de formações inferior, intermediária e

superior. O contato basal da sucessão se faz por meio de falha de cavalgamento, posicionando o Grupo Canastra sobre as rochas metapelíticas das formações Vazante, Paracatu e do Grupo Bambuí. Toda a sucessão apresenta uma gradação lateral e vertical entre pacotes de filito e quartzito. Em Pereira (1992), a coluna litoestratigráfica para esta unidade é a seguinte:

- Formação inferior: inicia-se com filitos que passam gradativamente para sucessivas intercalações métricas de filitos e quartzo-filitos. Sobreposto a esses filitos, aparece um espesso pacote de quartzitos micáceos e ortoquartzitos maciços, recoberto por nova sucessão de filitos e quartzo-filitos intercalados.
- Formação intermediária: composta de quartzitos micáceos, com estruturas sedimentares do tipo *hummocky*, de 2 metros de comprimento e amplitudes decimétricas.
- Formação superior: engloba ortoquartzitos com diversas estruturas sedimentares. Esses quartzitos sustentam as escarpas das serras e os chapadões.

Em meados da década de noventa, Freitas-Silva & Dardenne (1994) propuseram um ordenamento estratigráfico para o grupo, com base, principalmente, nos trabalhos citados (eg. Campos-Neto, 1984, Pereira, 1992). A coluna estratigráfica estabelecida por Freitas-Silva & Dardenne (1994) é aplicável ao Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. Nesta coluna, são definidas quatro unidades:

- Unidade A (Formação Morro do Ouro). Referente às unidades Formação Paracatu (Almeida, 1967) e Fácies Morro do Ouro (Zini *et al.*, 1988). O litotipo principal dessa unidade é quartzo-sericita-clorita filito carbonoso bandado com níveis centimétricos a métricos, de ortoquartzito de grão fino a médio. Essa sucessão tem espessura de 500m.
- Unidade B (Formação Serra da Anta). Equivale à Fácies Serra da Anta (Zini *et al.*, 1988). É representada por um sericita-quartzo-clorita filito cinza prateado, com intercalações centimétricas a decimétricas de quartzitos finos e filitos carbonosos. A espessura pode atingir 2.250m.
- Unidade C (Formação Serra da Urucânia). Constituída por digitações de quartzo-sericita-clorita filito e quartzitos finos a médios maciços e estratificações cruzadas. O pacote possui espessura que atinge 1500 m.
- Unidade D (Serra da Batalha). Representada principalmente pelos ortoquartzitos estratificados com subordinadas intercalações de filitos. A espessura calculada é da ordem de 3200m.

Freitas-Silva & Dardenne (1994) sugerem que as unidades inferiores (A e B) sejam agrupadas no Subgrupo Paracatu, enquanto que as unidades superiores deveriam ser agrupadas no Subgrupo Serra dos Pilões.

Em um trabalho revisão dos conhecimentos sobre a Faixa Brasília, Dardenne (2000) elabora uma coluna com descrições semelhantes às citadas. A figura seguinte (Fig. 2.3) mostra a correlação das colunas e suas divisões de diversos trabalhos para os grupos Canastra e Ibiá.

Presente Trabalho		Campos-Neto (1984)		Pereira et al. (1994)		Freita-Silva & Dardenne (1994)			Dardenne (2000)		Rodrigues (2008)	
Grupo Ibiá	Formação Rio Verde	Fm. Ibiá	Meta-grauvaca	Grupo Ibiá	Fm. Rio Verde	Grupo Ibiá			Grupo Ibiá	Fm. Rio Verde	Grupo Ibiá	Fm. Rio Verde
	Formação Cubatão		Meta- para conglomerado		Fm. Cubatão					Fm. Cubatão		
Grupo Canastra	Fm. Serra da Batalha (Superior)	Grupo Canastra	Unid. Psamo-Pelítica Superior	Grupo Canastra	Fm. Superior	Subgrupo Cahapada dos Pilões	Fm. Serra da Batalha	Grupo Canastra	Fm. Serra da Batalha	Grupo Canastra	Fm. Chapada dos Pilões	
	Fm. Serra da Batalha (inferior)		Unid. Quartzítica Intermediária		Fm. Intermediária		Fm. Serra da Urucânia		Fm. Serra da Urucânia			
	Fm. Paracatu		Unid. Quartzítica Inferior		Fm. Inferior	Subgrupo Paracatu	Fm. Serra da Anta		Fm. Paracatu			Fm. Paracatu
						Fm. Morro do Ouro			Fm. Serra do Landim		Fm. Serra do Landim	

Figura 2.3 - Correlação das colunas estratigráficas para os grupos Canastra e Ibiá.

Os trabalhos publicados por Seer *et al.* (2000, 2001 e 2005), baseados principalmente na sua tese de doutoramento (Seer 1999), são importantes nas investigações sobre a *Nappe* de Araxá e na definição das unidades Grupo Araxá e Grupo Ibiá e suas relações com o Grupo Canastra. Nos arredores de Araxá, Seer (1999) descreve o Grupo Canastra como sendo a escama inferior da *nappe* de Araxá, e constituída de uma sucessão de sedimentos detríticos compostos por ortoquartzitos, quartzitos micáceos, filitos sericíticos, filitos carbonosos, grafita xistos, cloritóide-grafita xistos, granada-grafita xistos e, subordinadamente, por metamargas e clorita xistos com foliação bem desenvolvida. Para esta escama, nenhuma estrutura sedimentar foi descrita, exceto as estratificações composicionais e gradações granulométricas. A presença de corpos de quartzitos com grande distribuição lateral, intercalados constantemente às demais litologias metapelíticas, sugere deposição em ambiente plataforma continental.

Em relação aos dados geocronológicos existentes na bibliografia, o Grupo Canastra apresenta idades-modelo (T_{DM}), variando de 1,5 a 2,3 Ga e ϵ_{NdT} muito negativo (Seer, 1999;

Pimentel *et al.*, 2001; Rodrigues *et al.*, 2010). Em relação às idades U-Pb em zircão detrítico, essa unidade apresenta fontes primárias com idades ~2,1 Ga, secundárias de 1,8 Ga e sua idade máxima de deposição ~1,03 Ga fornecida por zircões mais novos (Valeriano *et al.*, 2004^a, Rodrigues *et al.*, 2010). A hipótese de que os sedimentos do Grupo Canastra foram depositados ao longo da margem sudoeste do antigo continente São Francisco-Congo é bem aceita na literatura. Os valores muito negativos de épsilon neodímio e as idades-modelo sugerem que os sedimentos do Grupo Canastra provêm de áreas-fonte antigas, com elevado tempo de residência crustal e indicando retrabalhamento sedimentar (Seer, 1999).

Grupo Ibiá

O Grupo Ibiá também tem expressão regional e estende-se desde as proximidades de Anápolis (GO) até a região de Araxá (MG).

Segundo Campos-Neto (1984), a Formação Ibiá corresponderia à sequência *flyschóide*, marcando a base de uma superfície de erosão, que se inicia com um metaparaconglomerado descontínuo e é sobreposto por uma espessa sucessão rítmica de metagrauvaca.

Segundo Pereira (1992) e Pereira *et al.* (1994), essa formação é elevada ao *status* de Grupo Ibiá por ser dividida em duas formações Cubatão e Rio Verde adiante descritos:

- A Formação Cubatão está diretamente sobreposta aos ritmitos de filitos e quartzitos do Grupo Canastra, com marcada discordância erosiva, onde repousam os metaparaconglomerados da base do Grupo Ibiá. A espessura máxima aparente, estimada, é de algumas centenas de metros. Essa unidade é descrita como um paraconglomerado com matriz composta por metapelito carbonatado. Nessa matriz, encontra-se seixos de diferentes tamanhos, constituídos principalmente por quartzo e quartzito, mas em alguns locais encontra-se clastos derivados de rocha granítica, rocha básica, filito, calcário, *chert* e formação ferrífera. A passagem é gradacional para a unidade superior.

- A Formação Rio Verde apresenta um extenso e monótono pacote de calcifilitos, formados por bandas rítmicas, quartzosas e micáceas, com clastos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e calcita. A espessura estimada dentro dos limites da área é superior a 1.000m.

O Grupo Ibiá aparece como a escama intermediária da Sinforma de Araxá, onde são reconhecidos os paraconglomerados basais. Nessa região, o Grupo Ibiá é descrito como uma espessa sucessão de metassedimentos finos metamorfisados em fácies xisto verde e com foliação bem desenvolvida (Seer *et al.*, 2000).

Grupo Araxá e granitos-gnaisses associados

Seer (1999) apresenta o Grupo Araxá, escama superior da sinforma de Araxá, como um conjunto metavulcanossedimentar, intrudido por corpos de granitóides ricos em pegmatitos. O contato dessa unidade com as demais unidades é sempre descrito como tectônico (Seer & Dardenne, 2000; Seer *et al.*, 2001).

Suas rochas compreendem micaxisto, quartzo-mica xisto, quartzito, quartzito micáceo, quartzito granatífero, granada mica xisto, granada mica xistos feldspáticos, mica xistos feldspáticos e cloritóide-granada mica xistos. Intercalações de anfibolitos de granulometria fina são esporádicas, ocorrendo na forma de lentes alongadas, circundadas pelos metassedimentos. Esses anfibolitos são descritos como oriundos de protólitos gabróicos e basálticos do tipo toleítico de alto teor de FeO (Seer & Dardenne, 2000; Seer *et al.*, 2001).

As rochas metassedimentares do Grupo Araxá na Região de Ipameri compreendem quartzo-mica xistos, mica xistos, granada quartzo mica xisto, granada cloritóide quartzo mica xisto e quartzitos micáceos. As rochas metassedimentares do Grupo Araxá apresentam idades modelo entre 1,8 e 2,0 Ga com $\epsilon_{Nd(T)}$ negativos, indicando a proveniência de fonte continental (Klein, 2008).

Nos arredores da região de Araxá, ocorrem diversos corpos de rochas granitóides intrusivas nos mica xistos e rochas metabásicas do Grupo Araxá. Estes corpos também são registrados no sudeste de Goiás, nas regiões de Ipameri e Pires do Rio, onde foram descritos alguns corpos granitóides alojados sin-cinematicamente em metassedimentos do Grupo Araxá (Pimentel *et al.*, 1999 e Klein 2008).

Os granitos de Araxá (Quebra Anzol, Serra Velha, Galheirinhos e Tamanduá) constituem dois tipos petrográficos: biotita granito e biotita-muscovita granito (granito a duas mica). Ambos são leucogranitos, predominantemente cinza claro, mais raramente, rosados (Seer *et al.*, 2005). O granito Serra Velha, datado pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão e monazita ígneos, apresenta idades de 639 ± 2 e 635 ± 2 Ma (Valeriano *et al.*, 2004). Os granitos Tamanduá e Galheirinhos mostram idades U-Pb de 623 ± 41 e 631 ± 3 Ma (Seer *et al.*, 2010).

Na região de Ipameri-Catalão (GO) ocorrem compartimentos litoestratigráficos separados por importantes zonas de cavalgamento com vergência para o cráton. Dentre esses compartimentos são descritos os calcixisto, hematita xisto e quartzitos do Grupo Araxá; metarriolito, anfibolito e xisto da sucessão Maratá; xisto feldspático, anfibolito e mármore da sucessão Veríssimo; e granitos sin a tardi tectônicos (Klein 2008).

A sucessão Maratá ocorre em meio aos matapelitos do Grupo Araxá e apresenta rochas metavulcânicas representadas por granada-muscovita-biotita-quartzo xisto feldspático e biotita-

plagioclásio-quartzo xisto. Essa sucessão vulcanossedimentar tem idade de sedimentação máxima de 791 Ma. E os dados das rochas metavulcânicas ácidas indicam composição dacítica e riolítica de ambiente extensional, com idades entre 720 e 800 Ma (Klein 2008).

A sucessão Veríssimo dispõe-se em faixas N-S estreitas na base do Grupo Araxá. Essa sucessão é composta por um conjunto vulcanossedimentar representado por clorita xisto, com alguns porfiroclastos de granada, e sobreposto por sericita filitos e quartzitos. Acima, ainda ocorrem muscovita xisto com intercalações de clorita xisto e anfíbolitos. Entre esse conjunto, aloja-se o Granito Sesmaria com bordas gnaissificadas. O Granito Encruzilhada ocorre em meio a biotita-muscovita xisto, quartzitos e quartzo xistos dessa sucessão. Por fim, no topo da sucessão, ocorrem granada xistos e biotita muscovita gnaisses. Os anfíbolitos da Sucessão Veríssimo são alcalinos, com características relacionadas a ambiente de rifte continental (Klein 2008).

O Granito Estrela do Sul apresenta idade de concórdia de 632 ± 3 Ma e o Granito Monte Carmelo mostra idades de 790 ± 7 Ma e 586 ± 22 Ma, com herança próxima a 790 Ma (Seer *et al.*, 2010).

Os granitos da região de Ipameri-Catalão são sienogranitos a granodioritos e distinguidos em dois conjuntos:

- Um representado pelos granitos Pires Belo, Davinópolis, Sesmaria e Tambu, fracamente peraluminosos e de caráter primitivo, com valores $\epsilon_{Nd(T)}$ levemente negativos ou próximos a zero. Os granitos Tambu e Sesmaria idades Sm-Nd entre 1.1 e 1.0 Ga. A idade de cristalização dos granitos Pires Belo e Davinópolis é entre 800 e 770 Ma. e T_{dm} entre 1.3 e 1.5 Ga. Geoquimicamente, esses granitos são do Tipo A, sendo o último associado ao ambiente tectônico intraplaca.

- O outro conjunto representado pelos granitos Encruzilhada e São Marcos tem idade cristalização de *ca.* 663 Ma e composição isotópica de $\epsilon_{Nd(T)}$ negativas, idades modelos mais antigas entre 1,7 e 2,5 Ga (Klein 2008 e Pimentel *et al.*, 1995). Esses corpos são peraluminosos e gnaissificados, interpretados (junto com os da sucessão Maratá) como resultado da refusão crustal das rochas do Grupo Araxá (Pimentel *et al.*, 1995).

Na região de Goiás também ocorrem ortognaisses intercalados tectonicamente no Grupo Araxá. Esses se dispõem como faixas alongadas (N-S), com largura de até 25 km e apresentam metamorfismo de fácies anfíbolito e localmente granulítico, com intensa milonitização e ateração hidrotermal (Klein, 2008). Os dados isotópicos desses ortognaisses apontam três domínios geocronológicos, todos frutos de refusão crustal com valores negativos de $\epsilon_{Nd(T)}$. Esses domínios

são denominados de (1) ortognaisse Nova Aurora, (2) Ortognaisse Goiandira e (3) Ortognaisse Ipameri (Klein, 2008).

- O primeiro domínio, mais a oeste, é definido com idade de cristalização mesoproterozóica entre 1.22 e 1.6 Ga e idades modelos entre 1.4 e 2.6 Ga. Na faixa Brasília, essas rochas podem ser comparadas as séries acamadadas superiores de Niquelândia e Barro Alto.

- O segundo domínio (neoproterozóico), localizado na região de Goiandira, apresenta ortognaises com idades de cristalização entre 630 e 640 Ma. E idades modelos entre 1,3 e 2,5 Ga. Essas idades são coerentes com um período de intensa atividade ígnea e tectônica, resultante do alojamento de corpos tonalíticos a graníticos e rochas máfico-ultramáficas diferenciados no Arco Magmático de Goiás e no Complexo Anápolis-Itauçu (Pimentel *et al.*, 2000).

- O terceiro domínio aflora em longa faixa de direção N-S na região de Ipameri e apresenta idades de 800 a 770 Ma com $\epsilon_{Nd(T)}$ negativos e idade modelo entre 1,9 e 2,1 Ga.

2.2.4 Coberturas Cratônicas

Nesse trabalho, as coberturas cratônicas referem-se às localizadas na margem oeste do Cráton São Francisco. Os sedimentos do Grupo Bambuí representam a cobertura neoproterozóica. Os sedimentos do Grupo Areado e as rochas vulcânicas/vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda são registros da cobertura mesozóica.

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí, caracterizado por uma alternância de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, assenta-se diretamente sobre o embasamento ou faz contatos, em geral, de natureza tectônica com unidades pré-cambrianas, mais velhas nas bordas da bacia (Alkmim & Martins-Neto, 2001).

Costa & Branco (1961) foram os primeiros a apresentar uma divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí, que se tornou uma referência para os trabalhos seguintes. Posteriormente, os estudos realizados por Oliveira (1967), Braun (1968), Costa *et al.* (1970), Dardenne (1978), Alvarenga (1978); Barbosa *et al.* (1970) e Dardenne (1979) resultaram na apresentação de várias colunas e subdivisões estratigráficas. Atualmente, Dardenne (2000) apresenta uma proposta que retoma a organização estratigráfica de Costa & Branco (1961). A litoestratigrafia adotada nesse trabalho para o Grupo Bambuí (Dardenne 2000) é a seguinte:

- Formação Sete Lagoas - Trata-se de uma unidade essencialmente carbonática, com dolomitos, finos níveis argilosos, dolomitos laminados, estromatolíticos, brechas intraformacionais, dolarenitos e calcários oolíticos.

- Formação Serra de Santa Helena - É constituída predominantemente por folhelhos e siltitos laminados. Localmente, ocorrem níveis de arenitos muito finos. São encontradas estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada e plano-paralela.
- Formação Lagoa do Jacaré - Composta por siltitos esverdeados calcíferos e margosos, com intercalações finas de calcários, laminações argilosas e bancos de calcários oolíticos e pisolíticos.
- Formação Serra da Saudade - É composta por folhelhos, argilitos, siltitos argilosos verdes (verdete) e raras lentes de calcário cinza claro.
- Formação Três Marias - Predominam arcóseos finos e siltitos arcoseanos de cor verde escuro, geralmente com estratificação plano-paralela e abundantes marcas de ondas.

Além dessas unidades, existe uma unidade informal “Fm. Lagoa Formosa” (Seer *et al.* 1987 e 1989 e Uhlein *et al.*, 2010) aflorante nos arredores de Arapuá, Tiros, Carmo do Paranaíba, Lagoa Formosa e Patos de Minas, região do Alto Paranaíba, Minas Gerais. Essa unidade é subdividida em duas associações de litofácies interdigitadas 1) diamictitos; 2) ritmitos, constituídos por siltitos, arenitos, calcários, jaspilitos e conglomerados e considerada como variação lateral da Formação Serra da Saudade (Uhlein *et al.*, 2010).

Babinski *et al.* (2007) apresentam uma isócrona Pb-Pb, com dados de rochas da Formação Sete Lagoas aparentemente bem preservadas isotopicamente. A idade apresentada é de 740 ± 20 Ma e MSWD de 0,62. As idades modelos Sm-Nd obtidas para amostras deste grupo (Pimentel *et al.*, 2001 e Silva *et al.*, 2006) indicam rochas proterozóicas como fonte dos sedimentos (T_{DM} variando de 1,3 a 2,0 Ga). Estudos isotópicos recentes (Rodrigues, 2008) apresentam 5 grãos de zircão de um nível pelítico da segunda sucessão deposicional da Formação Sete Lagoas, com idades concordantes em cerca de 610 Ma, colocando essa idade como limite máximo de deposição da unidade.

Grupo Areado

Essa unidade é registro do Cretáceo da Bacia Sanfranciscana, na região do Alto Paranaíba, oeste mineiro. O Grupo Areado (Costa & Grossi-Sad 1968) é constituído por conglomerados, arenitos e pelitos de origem aluvial, eólica e lacustre (Moraes *et al.* 1986, Sgarbi *et al.* 2001).

Grupo Mata da Corda

Essa unidade de ocorrência restrita à porção sudoeste da bacia, em Minas Gerais, mostra em sua base uma discordância erosiva sobre a qual se depositaram no Cretáceo Superior as lavas e materiais vulcanoclásticos do Grupo Mata da Corda, que representa um dos mais extensos vulcanismos kamafugíticos do planeta (Sgarbi *et al.* 2001, Sgarbi & Sgarbi 2003).

2.3 Aspectos estruturais da Faixa Brasília Meridional

As unidades litoestratigráficas da zona externa exibem duas foliações superpostas com direção próxima de N-S e mergulho raso para W. Também mostram deformação tardia, representada por dobras abertas, geralmente com planos axiais empinados, produzidas em regime dúctil-rúptil e ainda apresentam microestruturas do tipo *kink-band*, que afetaram as estruturas anteriores (Fuck *et al.*, 1993 e Campos-Neto, 1984).

Na porção sul da Faixa Brasília Meridional são definidas duas estruturas sinformais denominadas de *Nappe* de Araxá e a *Nappe* de Passos, além do Sistema de nappes Socorro Guaxupé no limite com a Faixa Ribeira (Fig. 2.4).

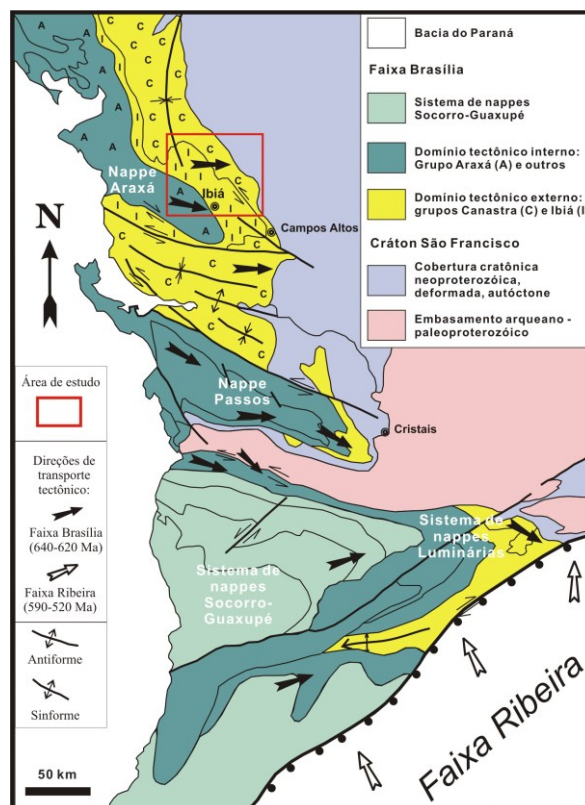


Figura 2.4 - O Sistema de *nappes* da porção meridional da Faixa Brasília e limite com a Faixa Ribeira, área estudada em vermelho (Valeriano *et al.*, 2008).

A Sinforma de Araxá de Simões & Navarro (1996), região foco do presente trabalho, contendo a *Nappe* de Araxá, é estruturada em uma dobra sinformal, cuja linha de charneira apresenta direção aproximada N 70° W, com caimento suave para NW (Simões & Navarro, 1996; Seer, 1999 e Seer *et al.*, 2000). Essa *nappe* é dividida em três escamas tectônicas alóctones (Seer, 1999 e Seer *et al.*, 2000) empurradas sobre o domínio cratônico. A escama inferior corresponde às rochas do Grupo Canastra (domínio externo), separada da escama intermediária ao Grupo Ibiá (domínio externo) por uma zona de cisalhamento. A escama do topo é representada pelas rochas do Grupo Araxá e pelas unidades gnáissicas associadas (domínio interno). Em Simões & Navarro

(1996), as escamas, inferior e intermediária, fazem parte de um único Domínio Externo, que cobre o Domínio Cratônico e é sobreposto pelo Domínio Interno.

Mais ao sul na região da Represa de Furnas encontra-se a Sinforma de Passos (Fig. 2.3) que também é subdividida em três terrenos tectônicos estratigráficos (Simões & Valeriano, 1990; Valeriano *et al.*, 1989; Valeriano, 1992), e separada por superfícies de cavalgamento de expressão cartográfica regional, compreendendo os Domínios Alóctone Interno (DAÍ), Alóctone Externo (DAE) e Domínio Autóctone. Estes domínios tectônicos possuem características litológicas, metamórficas e de evolução deformacional contrastante (Valeriano, 1999).

2.4 Evolução Tectônica

A evolução tectônica da Faixa Brasília está ligada ao Evento Brasileiro que, para alguns autores (*eg.* Dardenne, 2000a), inicia-se no Mesoproterozóico por volta de 1.2 Ga, passando por várias etapas que culminaram com a formação das faixas marginais do Cráton do São Francisco em ~600 Ma (Valeriano *et al.*, 2004). Datações geocronológicas apresentadas em Pimentel *et al.* (2003) mostram que as sucessões vulcano-sedimentares Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis, preservadas no Maciço de Goiás, possuem idade de 1.3 a 1.1 Ga, evidenciando a fase de expansão da crosta oceânica no Mesoproterozóico. Na tese de doutoramento de Klein (2008) é sugerido que as possíveis fontes dos zircões mesoproterozóicos encontrados na sucessão vulcanossedimentar citada acima são os Ortognaisses Nova Aurora.

Recentes datações do Supergrupo Espinhaço mostram idades de ~1.2 Ga para parte da Formação Sopa Brumadinho, na região de Extração (MG), que é correlacionada a uma bacia intracontinental tipo *rift-sag*, denominada de Sequência II Espinhaço (Chemale *et al.*, 2010). Esses riftes mesoproterozóicos foram sucedidos pela Tafrogênese Toniana, de escala mundial, que levou à fragmentação do supercontinente Rodínia e à dispersão de múltiplos paleocontinentes, incluindo o São Francisco-Congo no intervalo 900-950 Ma (Valeriano *et al.*, 2004).

Iniciou-se, assim, o desenvolvimento de bacias sedimentares de margem passiva ao redor deste paleocontinente. Na sua margem ocidental, onde se desenvolveu a Faixa Brasília, depositaram-se os grupos Canastra, Ibiá, Vazante, Araxá e Andrelândia, enquanto ocorria a sedimentação no interior do Cráton São Francisco, representada pelos grupos Bambuí e Paranoá (Brito Neves *et al.*, 1996; Valeriano *et al.*, 2004).

A inversão da bacia iniciou-se em seguida, com consumo de litosfera oceânica resultante da subducção intraoceânica, mergulhando para leste e formando o Arco Magmático de Goiás em *ca.* 930 Ma (Pimentel *et al.*, 2000). O magmatismo pré-colisional perdurou até a colisão do arco em *ca.* 630 Ma (Pimentel & Fuck, 1992 e Pimentel *et al.*, 2000). A história dos terrenos de arco inicia-se com arcos de ilha em 900 Ma, que evoluem para magmatismo maduro até o final do proterozóico.

Para Seer *et al.* (2000), os sedimentos do Grupo Ibiá foram depositados em ambiente marinho profundo em bacia tipo *back-arc*, relacionada ao Arco Magmático de Goiás.

A primeira fase colisional, resultante do amalgamento do Maciço de Goiás com o Cráton do São Francisco, ocorreu em torno de 790 Ma. O metamorfismo chegou a fácies granulito em 780-750 Ma, preservado nos complexos máfico-ultramáficos diferenciados de Niquelândia e de Barro Alto do Maciço de Goiás (Ferreira Filho *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2003; Valeriano *et al.*, 2004). Nesse contexto colisional, magmatismo félsico de refusão crustal ocorreu nas unidades do Arco Magmático de Goiás, datado no intervalo 750-830 Ma (Pimentel *et al.*, 1999, 2000, 2001, 2003 e Valeriano *et al.*, 2004). Esse magmatismo é correlacionado à colagem do Arco Magmático de Goiás ao Maciço de Goiás, que precedeu a colisão com o Cráton do São Francisco (Valeriano *et al.*, 2004).

O principal período relacionado aos fenômenos de colisão continental ocorreu no intervalo de 640-610 Ma, envolvendo metamorfismo de alta pressão (Simões, 1995), representando a colagem final do Continente Gondwana (Pimentel *et al.*, 1999 e Valeriano *et al.*, 2004). Nessa fase, ocorreu refusão crustal gerando os granitos sincolisionais tipo S intrusivos no Grupo Araxá, com idades em torno de 640 Ma (Klein, 2008 e Seer *et al.*, 2010). Na fase tardi-colisional (*ca.* 610 Ma) é colocada a exumação das *nappes* de Araxá e Passos (Valeriano *et al.*, 2004). Dados de Hasui & Almeida (1970) e Valeriano *et al.*, 2000, indicam que o processo colisional da Faixa Brasília encerrou-se em torno de 580 Ma.

A evolução metamórfica e deformacional da Sinforma de Araxá é descrita detalhadamente por Seer (1999), com sucessão de eventos, ocorridos em níveis crustais cada vez mais rasos. Sucintamente, esses eventos são:

- Evento metamórfico principal (M1), ocorrido cerca de 640 Ma (isócrona Sm-Nd em granada-mica xisto e anfíbolito), foi acompanhado de uma deformação (D1) marcada por xistosidade (S1). Os grupos Ibiá e Canastra atingiram a fácies xisto verde, alcançando a zona da granada e zona da clorita, respectivamente. O Grupo Araxá alcançou o metamorfismo na fácies anfíbolito.

- Posteriormente, no estágio colisional, desenvolveu-se o evento RM2/D2, onde zonas de cisalhamento sub-horizontais provocaram o embricamento das lascas, desenvolvendo uma xistosidade milonítica (S2) acompanhada de retrometamorfismo.

- O evento final, também retrometamórfico, RM3/D3, provocou o truncamento das estruturas anteriores e corresponde ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, subverticais, sinistrais, sob condições retrometamórficas de fácies xisto verde inferior.

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL

As unidades litoestratigráficas que ocorrem na área mapeada são: Grupo Canastra (formações Paracatu e Serra da Batalha), Grupo Araxá, Grupo Ibiá (formações Cubatão e Rio Verde), Grupo Bambuí (formações Serra da Saudade e Lagoa Formosa), Grupo Mata da Corda e Grupo Areado, Cobertura detrítica-laterítica e Cobertura elúvio-coluvionar. A Figura 3.1 mostra o mapa geológico simplificado com as principais unidades estratigráficas mapeadas.

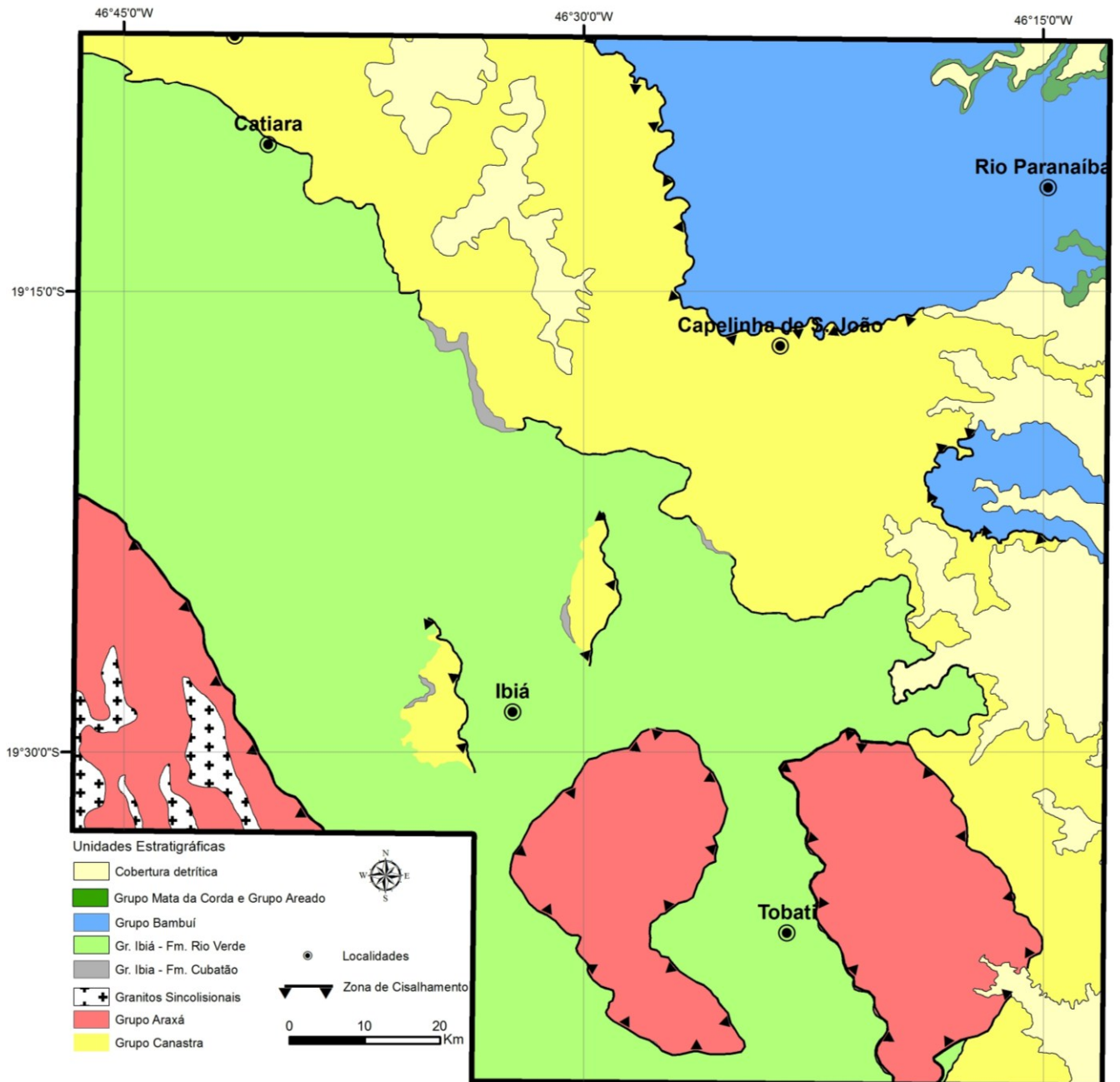


Figura 3.1 - Mapa Geológico simplificado, mostrando a distribuição geográfica das unidades litoestratigráficas.

3.1. Grupo Canastra

O Grupo Canastra é uma unidade litoestratigráfica contínua que, juntamente com o Grupo Ibiá, forma a *nappe* basal da Sinforma de Araxá e cavalga as rochas do Grupo Bambuí, a leste.

Constituído por um espesso pacote de metassedimentos detríticos, pelíticos a psamíticos, o Grupo Canastra encontra-se metamorfoisado em fácies xisto verde e muito deformado. A intensidade da deformação na região estudada obliterou grande parte das estruturas sedimentares, o que limita o discutir a espessura total dessa sucessão.

A presente divisão do Grupo Canastra mostra um pacote basal (Formação Paracatu) com predomínio de filitos e quartzitos micáceos em relação aos quartzitos médios. Esses filitos podem ser sericíticos ou carbonosos, com intercalações de lentes de formação ferrífera. Em direção ao topo, observa-se o aumento da contribuição psamítica, passando a dominar os quartzitos, médios a grossos, com variações na presença de micas, denominada Formação Serra da Batalha (inferior). No topo do Grupo Canastra, observa-se uma diminuição da granulometria, formando um pacote de filito, quartzito filito e quartzito micáceo, denominado unidade superior da Formação Serra da Batalha. O Grupo Canastra é sobreposto por discordância erosiva pelas rochas do Grupo Ibiá (Fig. 3.2).

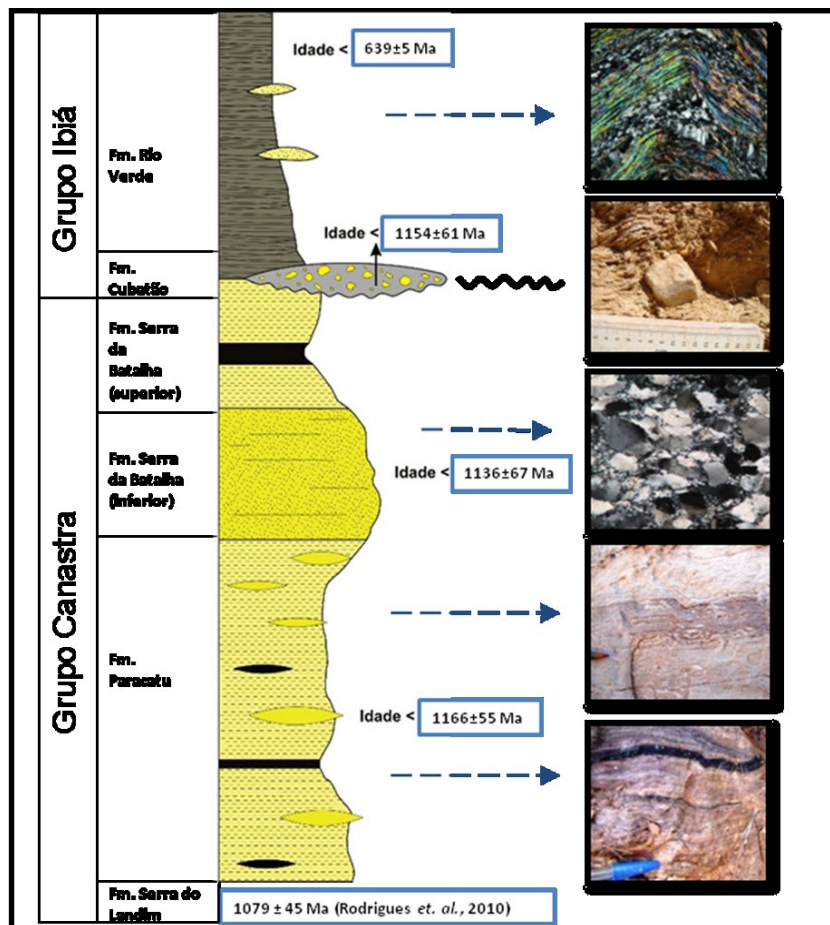


Figura 3.2 - Coluna Estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá na região de Ibiá.

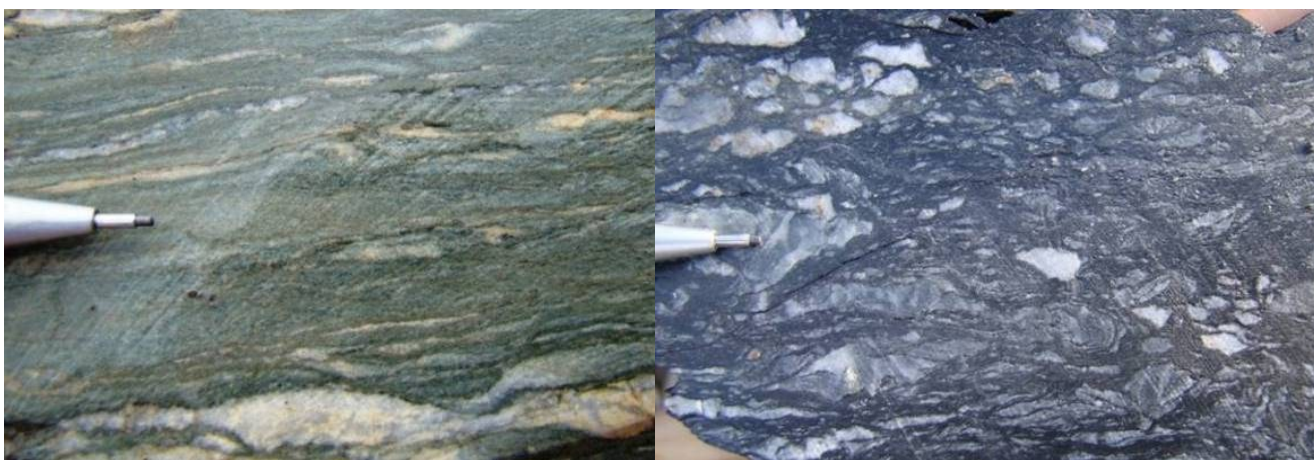
Em toda a sucessão, são identificadas: uma foliação principal paralela ao acamamento; crenulação de alto ângulo e dobras centimétricas, abertas a fechadas (tipo *chevron*). É comum a presença de vênulas de quartzo paralelas à foliação. As estruturas sedimentares restringem-se à laminação ou estratificação composicionais.

3.1.1. Formação Paracatu

A Formação Paracatu na área mapeada corresponde ao conjunto de filitos e quartzitos referentes às formações Serra do Landim, Paracatu e Serra da Urucânia de Dardenne (2000) (ver fig. 2.1).

Essa unidade constitui uma sucessão dominada por intercalações rítmicas de camadas psamopelíticas metamorfisadas. Os metapelíticos são representados por filitos sericíticos, quartzito filito e filitos carbonosos. Os quartzitos finos a médios com proporções variáveis de mica branca representam os sedimentos metapsamíticos. A espessura dessas camadas varia de centimétrica a decamétrica, exibindo contatos bruscos ou gradacionais, com variação vertical e lateral.

O contato basal dessa unidade é feito por meio de zona de cisalhamento de baixo ângulo, entre 15° a 25°, sobre o Grupo Bambuí, caracterizando o cavalgamento basal da *Nappe Canastra-Ibiá*. Nessa zona, são encontradas rochas xistosas miloníticas ou filoníticas, ricas em clorita e sericita, exibindo transposição do acamamento e dobras isoclinais. Essas rochas têm cores verde claro (filito sericítico, Figura 3.3a), cinza escuro (filito carbonoso, Figura 3.3b) e roxo (filito, ferruginoso), refletindo a composição de seus protólitos. Alguns quartzitos finos a médios também estão presentes, mostrando-se foliados. Aparecem inúmeros veios de quartzo, contendo calcita (Figura 3.3c, d) e sulfetos (pirita).

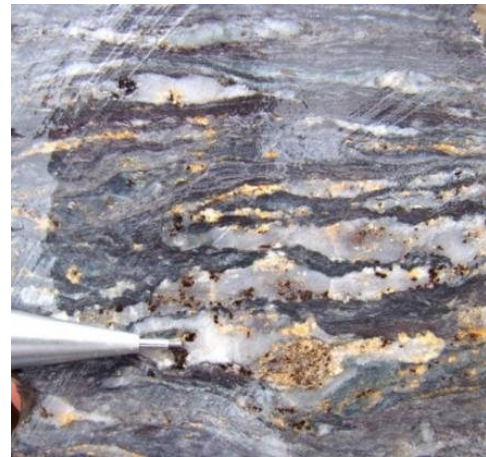


a. Filito milonítico verde (RPF01).

b. Filito milonítico preto carbonoso (RPF02).



c. Fotomicrografia do veio de quartzo com calcita (RPF01b).



d. Veios de quartzo ricos em sulfetos e carbonatos (RPF01).

Figura 3.3 - Prancha com fotos de testemunhos da porção basal da Formação Paracatu do Grupo Canastra.

Na porção basal da sucessão, sobre as rochas milonitizadas, predominam filitos (Fig. 3.5a) e ocorrem lentes de filito ferruginoso e formação ferrífera. O filito ferruginoso é cinza escuro a avermelhado, quando alterado, e grada para as lentes de formação ferrífera (Fig. 3.5b), as quais mostram horizontes ricos em hematita especular. Essas lentes possuem espessura decimétrica a métrica, podendo atingir, em alguns afloramentos, cerca de 5m. A extensão parece não ultrapassar os 50m. Esse litotipo aparece em meio aos filitos sericíticos e raramente aos quartzitos, aflorando nas proximidades da zona de cisalhamento que separa as rochas dos grupos Canastra e Bambuí.



a. Filito sericítico intemperizado com lâminas quartzosas (WSG301).



b. Foto do filito ferruginoso da Formação Paracatu do Grupo Canastra.

Figura 3.4- Prancha com fotos de afloramento dos filitos da Formação Paracatu do Grupo Canastra.

Em direção ao topo da sucessão, observa-se um aumento da espessura das camadas de quartzitos finos a médios, com pouca mica. Esses quartzitos (Figura 3.5) possuem grãos de areia fina a silte, com grãos médios dispersos (<15%) subarredondados a subangulosos. Zircão e apatita detríticos estão sempre presentes como minerais pesados, enquanto que grãos de plagioclásio e epidoto detríticos, cristais de pirita bem formados, rutilo, turmalina e minerais opacos ocorrem

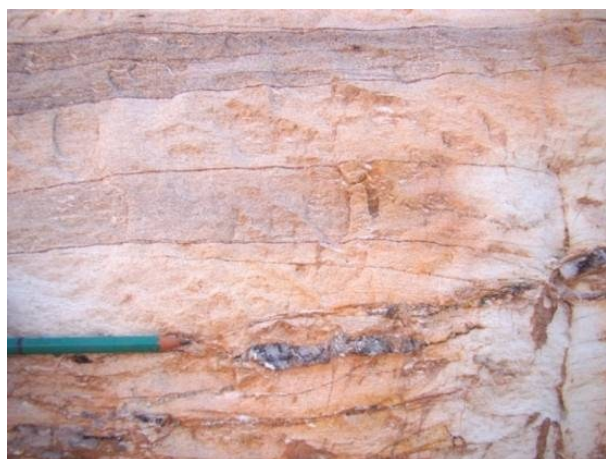
pontualmente e em pequenas proporções. A ocorrência desses pacotes de quartzitos em meio aos filitos é responsável pela mudança local do relevo, o qual se torna mais acidentado e pode formar pequenas serras.



a. Quartzito fino pouco micáceo (WSG54).



b. Quartzito fino muito micáceo com lâminas de filito intercaladas (WSG474).



c. Quartzito fino estratificado (WSG474).



d. Quartzito micáceo mal selecionado com grãos médios (WSG477).

Figura 3.5 - Prancha com fotos de quartzitos da Formação Paracatu do Grupo Canastra.

O contato entre essa unidade e a Formação Serra da Batalha (inferior) se faz gradualmente, mostrando um aumento na granulometria, de silte/areia fina para areia fina a grossa e há predominância de quartzitos cada vez menos micáceos.

3.1.2. Formação Serra da Batalha

A Formação Serra da Batalha de Dardenne (2000) apresenta um pacote de ortoquartzitos basais, que gradam em direção ao topo para um pacote de filitos intercalados em quartzitos. Na região estudada, esses dois pacotes são apresentados como subunidades inferior e superior da Formação Serra da Batalha.

Unidade Inferior

Compreende um pacote dominado por ortoquartzitos brancos, puros, com granulometria variando de areia fina a média, raramente grossa, mostrando elevado grau de maturidade e selecionamento (Fig. 3.6d, e, f, h e i). Em meio a esses ortoquartzitos ocorrem camadas de quartzitos finos micáceos (Fig. 3.6g) e raramente filitos sericíticos. Essa subunidade é responsável pela sustentação de feições geomorfológicas como a Serra do Paraíso, na porção central da área mapeada, a Serra do Tavares e a Serra da Sobra, nos arredores de Ibiá (Fig. 3.6a e c). Os afloramentos ocorrem, geralmente, nas encostas das serras, compostos por quartzitos médios da unidade inferior (Fig. 3.6b).



a. Foto panorâmica da Serra do Paraíso, visada para norte, mostrando a morfologia gerada pelos quartzitos.



b. Quartzito branco e maciço (WSG239).



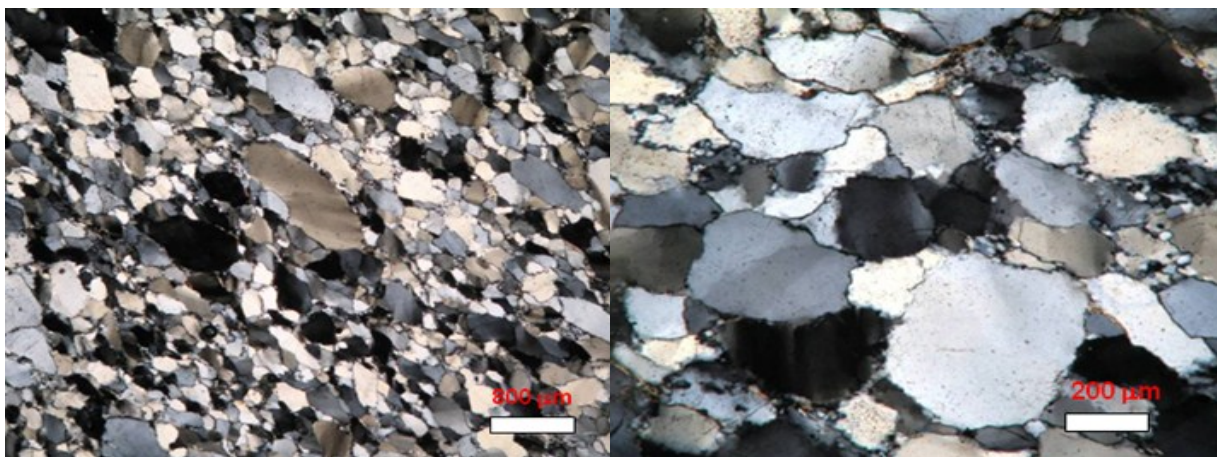
c. Quartzito maciço (WSG64)



d. Quartzito médio com grãos grossos arredondados (WSG71).



e. Quartzito fino a médio pouco micáceo (WSG72).



f. Fotomicrografia do quartzito médio com alguns grãos grossos (WSG24).

g. Fotomicrografia do ortoquartzito médio a grosso (WSG24).

Figura 3.6 - Prancha com fotos dos quartzitos da unidade inferior da Formação Serra da Batalha (Grupo Canastra).

Unidade Superior

A sucessão do topo é composta por quartzitos finos e filitos sericíticos, com intercalações de quartzito filitos, filitos carbonosos e quartzitos finos micáceos.

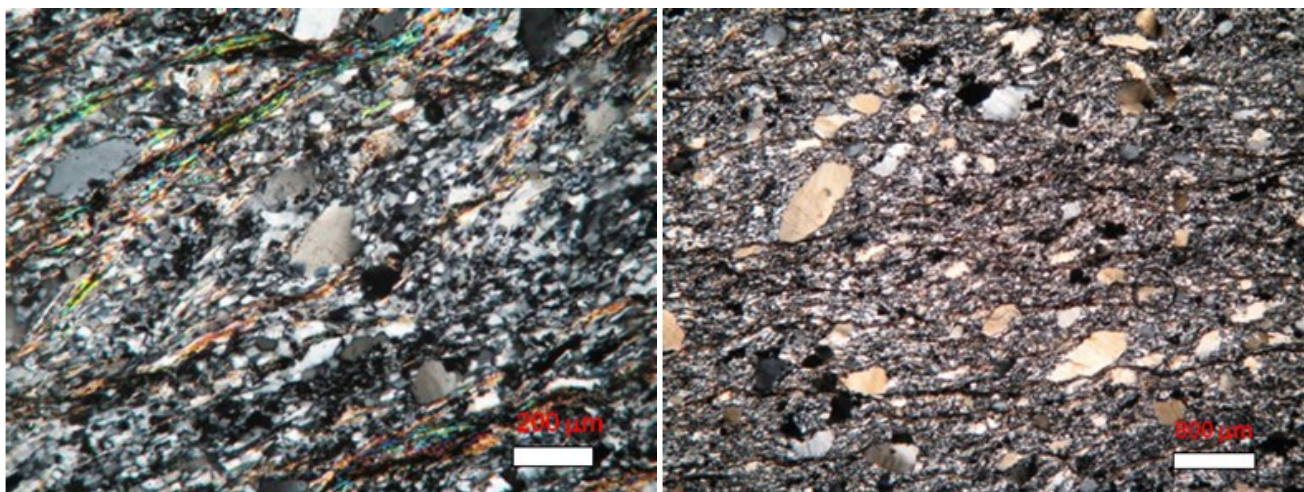
Nessa unidade predominam os quartzitos finos que são avermelhados a amarelados e possuem pouca quantidade de moscovita e sericita com poucos grãos de areia médios subangulosos a subarredondados (Figura 3.7a, c, d). Os filitos sericíticos são amarelo claro a esverdeado ou, ainda, acinzentado. Pontualmente, os quartzitos finos possuem uma boa quantidade de óxido de ferro e de manganês o que lhes impõe uma cor avermelhada, quando alterados. Sua espessura atinge no máximo alguns metros e estão associados a filitos carbonosos. (Figura 3.7b).



a. Quartzito fino micáceo rosado (WSG07).



b. Interdigitações de filito sericítico, filito carbonoso e quartzito fino avermelhado (WSG78).



c. Fotomicrografia do quartzito fino, com sericita e grãos médios de quartzo dispersos (WSG03).

d. Fotomicrografia do quartzito fino, com grãos médios de quartzo dispersos (WSG03).

Figura 3.7- Prancha com fotos dos litotipos unidade superior da Formação Serra da Batalha (Grupo Canastra).

3.2. Grupo Ibiá

O Grupo Ibiá é representado por uma sucessão de calcifilitos/calcixistos rítmicos e esverdeados (Formação Rio Verde) e sobrepõe o Grupo Canastra por uma discordância erosiva, marcada principalmente pela presença de metaparaconglomerado basal (Formação Cubatão). Os afloramentos frescos desse grupo ocorrem apenas em leitos de drenagens, cortes de rodovias ou em pedreiras.

3.2.1. Formação Cubatão

O metaparaconglomerado, na região de Ibiá, tem ocorrência pontual, apresentando-se como lentes descontínuas com espessura de até 100m, com intercalações de quartzito filito alaranjado e quartzito micáceo cinza. Entretanto, na região de Guarda-Mor/Coromandel (MG) a espessura dessa unidade é superior a 100m e apresenta continuidade lateral (Pereira, 1992; Campos Neto, 1984; Lima & Morato, 2003). O metaconglomerado, quando presente, posiciona-se sempre sobre os quartzitos micáceos e filitos do topo do Grupo Canastra, não ocorrendo em meio aos xistos da Formação Rio Verde.

Os clastos dispersos na matriz (Fig. 3.8a, b) são constituídos principalmente de quartzito fino e quartzo leitoso (Fig. 3.8c, d), enquanto clastos de filito e material caulizado são raros. O tamanho dos clastos varia de grânulo a bloco, mostrando feições subangulosas a angulosas. Nos afloramentos, em leitos de rios, são encontrados diversos buracos com formas de possíveis clastos erodidos, que podem ser relacionados aos clastos de calcários descritos por Lima & Morato (2003) e Dardenne (2000). A matriz é quartzítica micácea de granulometria fina a síltica, com alguns estratos ricos em material argiloso, mas não apresentam ritmicidade.

A quantidade de clastos diminui em direção ao topo, tornando-se um quartzito fino pouco micáceo, laminado que gradua para um quartzito filito alaranjado, com intercalações de quartzito micáceo cinza. A transição dessa sucessão para os xistos da Formação Rio Verde não apresenta caráter gradacional e, sim, um contato brusco bem marcado pela sobreposição de ritmos quartzosos na base que, por sua vez, gradam para o clássico xisto do Grupo Ibiá.

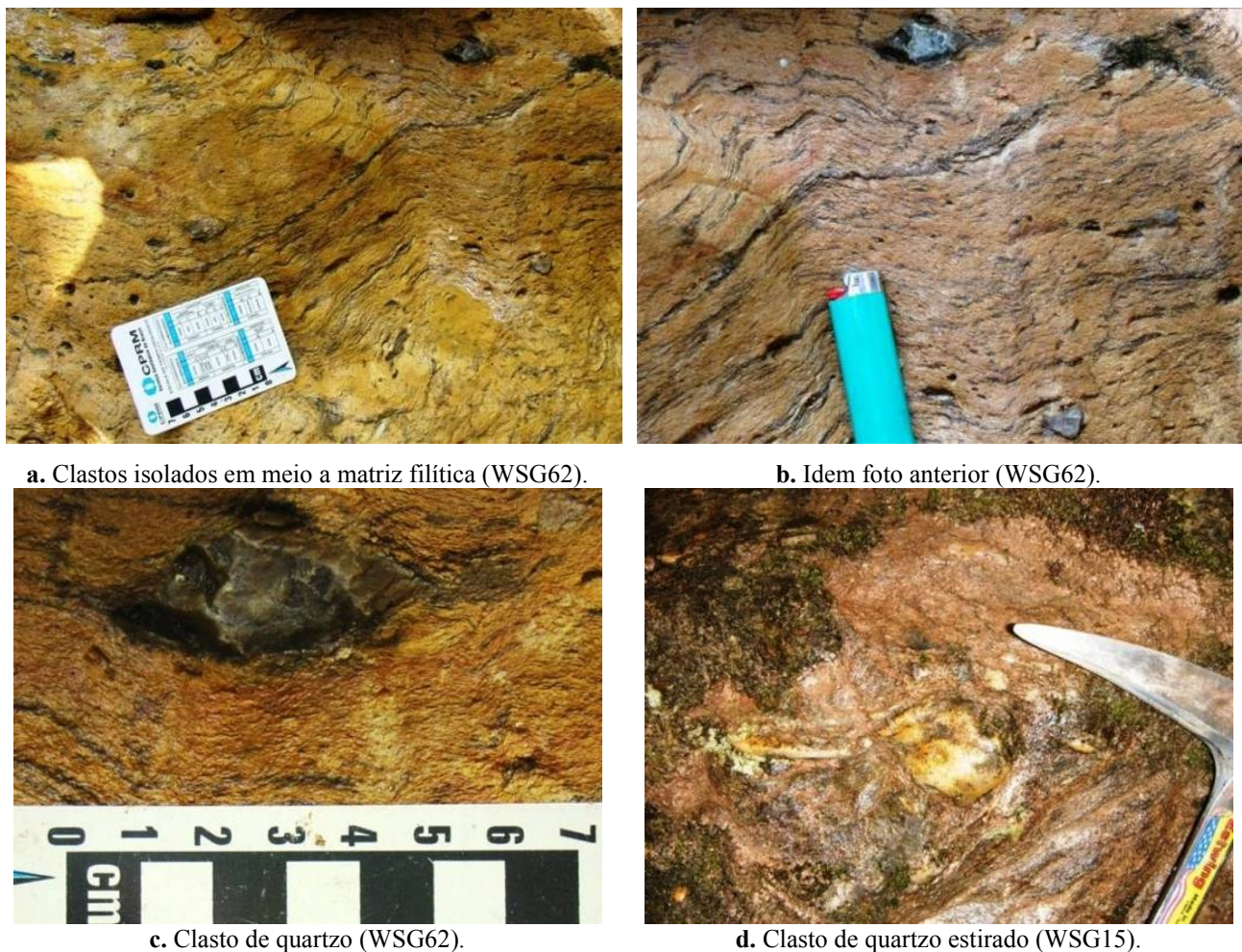


Figura 3.8 – Prancha com fotos do metaconglomerado matriz-suportado do Grupo Ibiá.

3.2.2. Fm. Rio Verde

Nessa formação predomina um espesso e monótono pacote do denominado Calcixisto Ibiá, como descrito em outras regiões (eg. Barbosa, 1955; Campos-Neto, 1984; Pereira, 1992; Seer, 1999 e Lima & Morato, 2003). São rochas laminadas, verde acinzentadas a cinza prateadas (Fig. 3.9a, b), classificadas nesse trabalho como clorita-moscovita-quartzo xisto ou clorita-quartzo-moscovita xisto ambos com calcita (Figura 8j). Quando intemperizadas, essas rochas tornam-se muito argilosas, com cor rosa e exibindo lâminas brancas de areia muito fina (Figura 3.9d). A laminação tem caráter rítmico, mostrando alternância de bandas quartzosas finas, claras, e bandas micáceas esverdeadas (Figura 3.9c, f). As bandas quartzíticas possuem espessura que varia de 0,5mm a 1cm, e são compostas por cristais de quartzo tamanho areia muito fina a silte. Além do quartzo, ocorre

moscovita e clorita metamórfica. São frequentes, em meio às bandas quartzosas, vênulas de quartzo centimétricas, dobradas e exibindo aglomerados de calcita bem formada e raras pirritas euédricas. As bandas micáceas são esverdeadas a acinzentadas e ricas em moscovita e clorita, e variam de 0,1 a 0,3 mm. Grãos de zircão são comuns e geralmente apresentam-se bem formados com faces retas preservadas. Grãos detríticos de feldspato/plagioclásio e quartzo (Figura 3.9, i) ocorrem em pequenas quantidades nos dois tipos de lâminas, apresentando tamanho areia fina. Na base da unidade, as bandas quartzosas são mais frequentes e espessas, gerando termos quartzíticos finos e micáceos com pouca clorita, ainda apresentando ritmicidade. Esse pacote de xisto contém lentes de quartzitos finos a médios e micáceos, com espessura e comprimento de poucos metros (Figura 3.9e).

As rochas do Grupo Ibiá absorveram muito a deformação e exibem desde dobras abertas a fechadas, tipo *chevron*, até dobras fechadas a isoclinais, com frequente transposição, além das vênulas de quartzo dobradas e marcante crenulação. O contato superior dessa unidade é tectônico, apresentando um cavalgamento do Grupo Araxá (*Nappe* de Araxá).



a. Xisto Ibiá fresco apresentando laminações rítmicas (CA13).



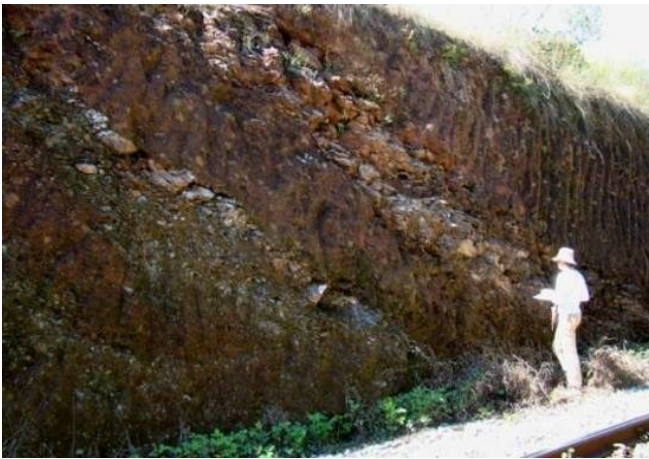
b. Xisto Ibiá esverdeado (WSG469).



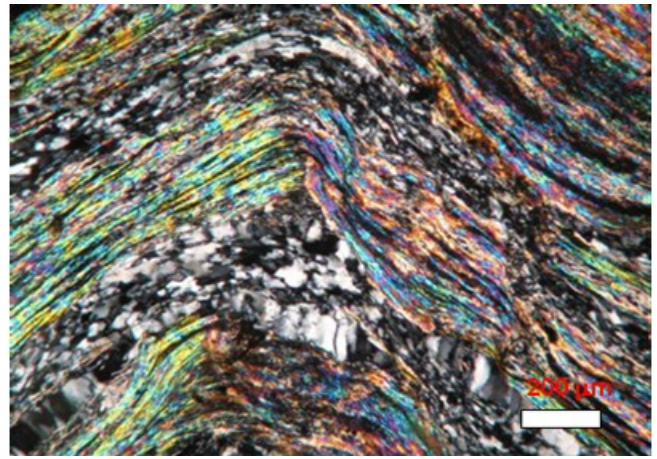
c. Detalhe da laminação rítmica do xisto Ibiá (WSG38).



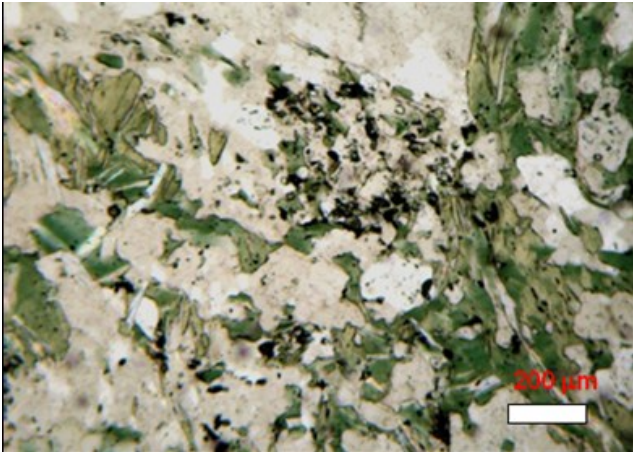
d. Xisto Ibiá intemperizado com laminação rítmica. (WSG49).



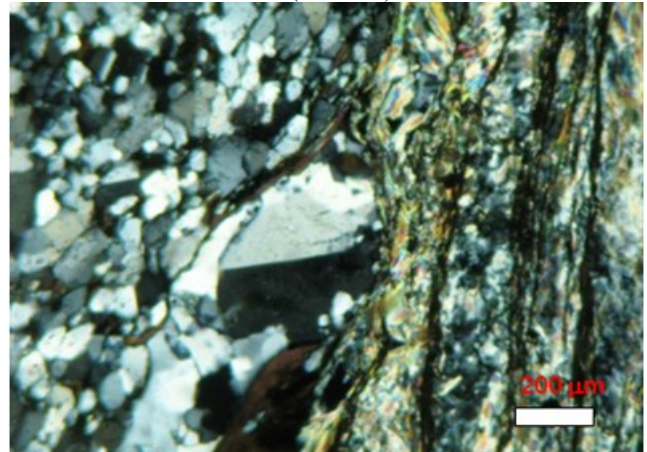
e. Lente de quartzito intercalada no xisto Ibiá (WSG48).



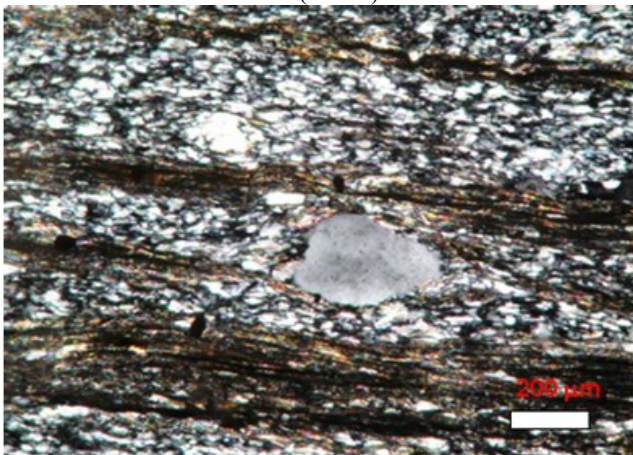
f. Fotomicrografia da laminação rítmica dobrada do xisto Ibiá (WSG53).



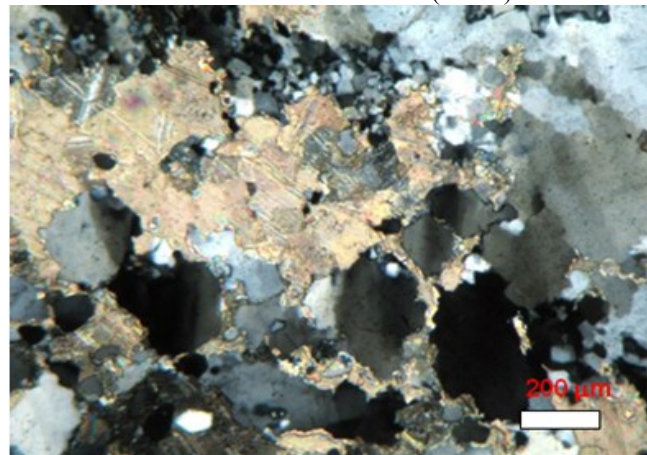
g. Fotomicrografia de banda quartzosa com clorita do xisto Ibiá (CA07).



h. Fotomicrografia exibindo grão de feldspato no contato entre as bandas do xisto Ibiá (CA07).



i. Fotomicrografia do xisto Ibiá mostrando grão detrítico de quartzo (WSG53).



j. Fotomicrografia do xisto Ibiá com veio de quartzo rico em calcita (CA07).

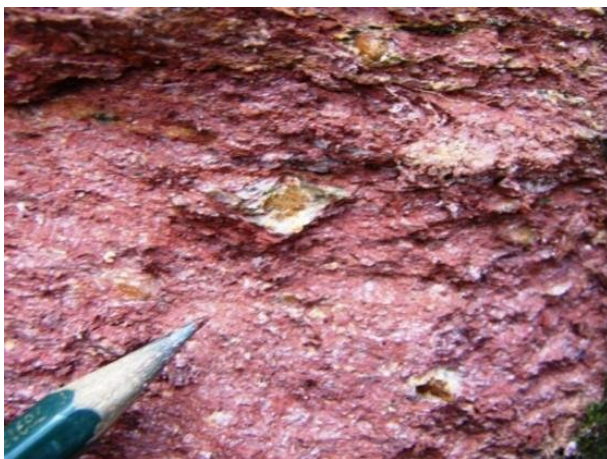
Figura 3.9 - Prancha com fotos dos litotipos da Formação Rio Verde.

3.3. Grupo Araxá

O Grupo Araxá constitui a ponta da *Nappe* de Araxá, que cavalga as rochas do Grupo Ibiá. Na região sul da área, ocorre também como duas estruturas tipo *klippe*, com formas alongadas na direção NNW-SSE. Essa última ocorrência foi descrita pela primeira vez por Seer & Moraes (2011).

Essa unidade é composta por biotita-moscovita-quartzo xisto, granada-biotita-moscovita-quartzo xisto (Figura 3.10a), moscovita-quartzo xisto (Figura 3.10b), quartzitos e quartzitos micáceos. Nos afloramentos descritos, o grau de alteração intempérica é muito elevado, impossibilitando a confecção de lâminas delgadas e a identificação de outros minerais. A granada, quando presente, apresenta-se muito alterada com cor ocre. Ocorrem veios pegmatíticos e corpos de biotita granito paralelos à foliação principal.

Em meio às rochas do Grupo Araxá é descritos corpos de granitos com centenas de metros. Na região estudada, esses corpos constituem de biotita granitos foliados (Fig. 9d) a protomiloníticos com granulação fina a média e apresentando fenocristais de feldspato potássico de até 1 cm envoltos pela foliação. A biotita apresenta-se geralmente cloritizada. Em um afloramento, perto do contato com as rochas do Grupo Ibiá, foi identificada uma rocha muito deformada, de grão médio a grosso e matriz micácea, contendo cristais de quartzo, clorita, feldspatos muito sericitizados e moscovita (Figura 3.10c). Esses corpos graníticos são relacionados aos granitos descritos por Klein (2008), Seer *et al.* (1999) e Seer (2005).



a. Granada-quartzo-biotita-muscovita xisto intemperizado do Grupo Araxá (CA002).



b. Moscovita- quartzo xisto do Grupo Araxá (CA514).



c. Fotomicrografia da rocha granítica milonítica intrusiva no Grupo Araxá (WSG445).



d. Foto do biotita granito foliado intrudo no Grupo Araxá.

Figura 3.10 - Prancha com fotos dos litotipos do Grupo Araxá e granitos associados.

3.4. Grupo Bambuí

Essa unidade é representada pelas formações Lagoa Formosa e Serra da Saudade e ocupa a porção leste e nordeste da área mapeada. Os sedimentos da Formação Lagoa Formosa ocorrem interdigitados nos sedimentos de topo da Formação Serra da Saudade.

3.4.1. Formação Lagoa Formosa

A Formação Lagoa Formosa é composta por sedimentos pelíticos, principalmente siltitos e argilitos, e é marcada pela presença localizada de paraconglomerados/diamictitos imersos nas rochas pelíticas. Estes litotipos encontram-se, em geral, muito intemperizados. Esta unidade foi proposta a partir do mapeamento da Folha Carmo do Paranaíba (Ulhein *et al.*, 2011), situada a norte, onde se encontram suas melhores exposições.

Pelitos

Esses litotipos caracterizam-se por um largo predomínio de siltitos, principalmente nas colorações rósea ou, róseo-amarelada, e contém intercalações de argilitos rosados, laminados ou maciços, e em menor proporção de arenitos finos amarelados (Figura 3.11a, b, c, d, e, f). Lentes de calcarenito cinza a cinza-escuros, com porções brechadas, foram observadas também nessa região, localmente portando mineralizações sulfetadas de chumbo e zinco. Em pelo menos dois sítios, essas lentes já foram alvo de exploração incipiente.

Nos siltitos observa-se uma estrutura com microlaminações (sedimentares), onde as lâminas quartzosas, de espessura mais reduzida, se intercalam com as de argilo minerais. Os calcários são micríticos com calcita anédrica, contendo ainda quartzo, sericita e opacos.

As estruturas sedimentares presentes nos siltitos são as laminações plano-paralelas, além de raras estratificações cruzadas decimétricas. Em escala de afloramento, são reconhecidas dobras fechadas e subverticais, exibindo uma suave vergência para leste. Diversas famílias de fraturas conjugadas, geralmente de alto ângulo, são frequentes. Essas fraturas podem estar preenchidas por óxido de manganês ou, mais comumente, apresentar-se descoloridas ou esbranquiçadas. Este processo de descoloração também ocorre segundo os planos de acamamento (Figura 3.11g, h, i).



a. Siltito amarelado estratificado (WSG139).



b. Argilito róseo e laminado (WSG210).



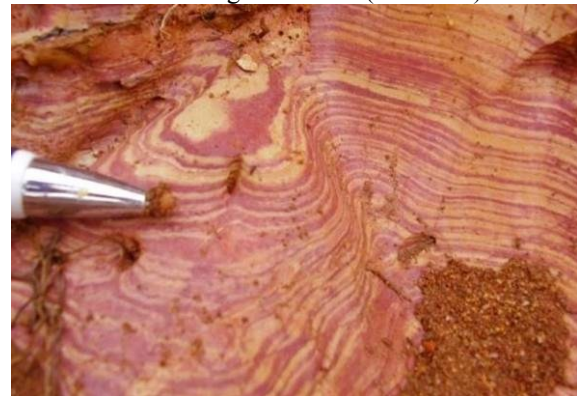
c. Argilito róseo-avermelhado, maciço (WSG210).



d. Siltito bege laminado (WSG215).



e. Argilito branco laminado (WSG29).



f. Intercalações rítmicas de siltito e argilito (WSG31).



g. Descoloração segundo planos de acamamento dos pelitos (WSG163).

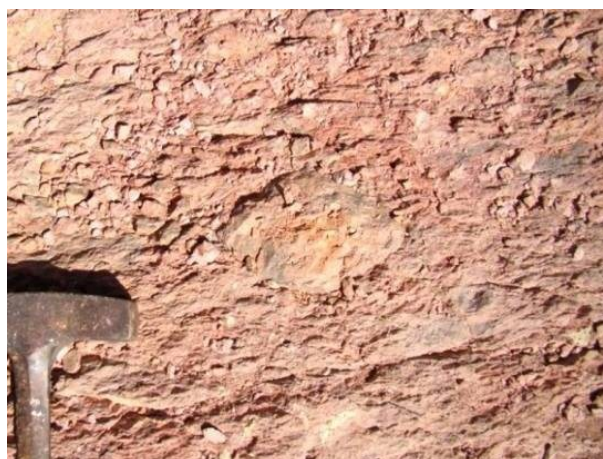


h. Preenchimento de óxido de Mn nos planos de fratura dos argilitos (WSG211).

Figura 3.11 - Prancha com fotos mostrando aspectos diversos dos siltitos e argilitos da Formação Lagoa Formosa.

Diamictíticos

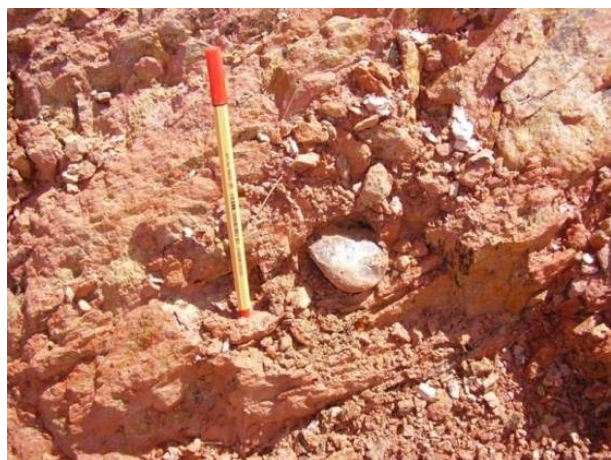
A sucessão rica em diamictitos da Formação Lagoa Formosa recobre pequenas porções da área mapeada. Suas rochas possuem matriz pelítica e coloração rósea característica. Os clastos são dispersos e, muitas vezes, de difícil identificação, constituídos geralmente de siltito ou argilito, com composição semelhante à da matriz (Figura 3.12). Mais raramente, clastos angulosos de arenito fino e quartzo de veio são encontrados. O tamanho varia de seixo a bloco e são, geralmente, subarredondados a subangulosos.



a. Clasto de pelito (WSG385).



b. Clasto de pelito (WSG139).



c. Clasto de quartzo (WSG13).



d. Clasto de quartzito (WSG13).

Figura 3.12 - Prancha com fotos mostrando aspectos diversos dos diamictitos da Formação Lagoa Formosa.

3.4.2. Formação Serra da Saudade

A Formação Serra da Saudade engloba siltitos e argilitos rosados a acinzentados, associados com siltitos verdes, denominados na literatura como verdetes. O contato dessa unidade com a Formação Lagoa Formosa parece ser gradacional.

Os siltitos e argilitos, róseos ou amarelados, assemelham-se muito aos da Formação Lagoa Formosa, embora, em geral, apresentem maior contribuição de sedimentos silto-arenosos, ocorrendo

assim diversas intercalações de arenito na unidade (Figura 3.13a). Ocorrem, ainda, localmente, níveis desde centimétricos até métricos, de arenitos subarcosianos a arcoseanos, cinza-amarelados. As estruturas sedimentares são, essencialmente, as laminações plano-paralelas e algumas poucas estratificações cruzadas.

Os verdetes (Figura 3.13b, c, d) característicos dessa unidade são siltitos, raramente argilitos, com intercalações de arenitos finos e apresentam uma coloração esverdeada muito singular. Ocorrem como espessos pacotes estratificados ou mesmo maciços, bem como em intercalações lenticulares centimétricas a métricas nos siltitos rosados. Os arenitos são finos a siltosos, cor verde clara, mostrando micas detríticas dispersas na matriz. Esses arenitos compõem camadas pouco espessas, ocorrendo como lentes (Figura 3.13e, f) ou formando sets cruzados centimétricos nos verdetes e siltitos rosados. Pontualmente, são encontrados arenitos finos com clastos dispersos de verdete. Embora os verdetes comportem-se como uma variação de fácies dos siltitos, são observadas rochas esverdeadas, semelhantes ao verdete, como resultado da alteração dos siltitos e argilitos rosados. A alteração esverdeada acompanha planos de acamamento e fratura (Figura 3.14g, h).



a. Pelito intercalado com arenito (WSG23).



b. Afloramento de verdete (ESG1001).



c. Detalhe do verdete (WSG21).



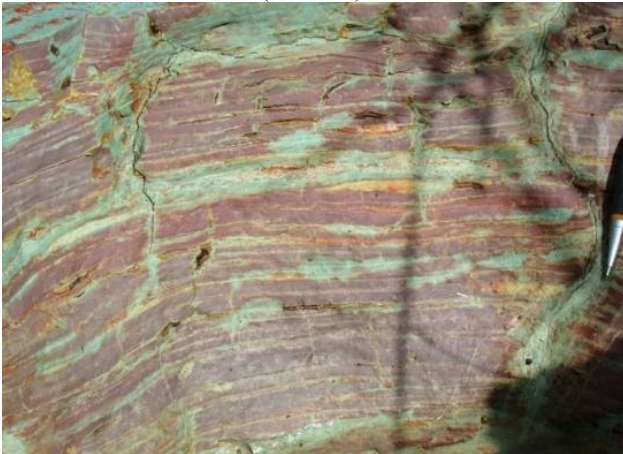
d. Verdete laminado (WSG21).



e. Pequenas lentes de arenito esverdeado dentro do verdete (WSG21).



f. Detalhe das lentes de arenito (WSG24).



g. Pelito rosado com alteração esverdeada nos planos de fratura e acamamento (WSG27).



h. Alteração esverdeada nos planos de acamamento (WSG21).

Figura 3.13 - Prancha com fotos mostrando os principais aspectos dos verdetes da Formação Serra da Saudade.

3.5. Grupo Areado Indiviso

O Grupo Areado ocorre em pequenas proporções na forma de faixas estreitas e descontínuas, controladas pela topografia, caracteristicamente na margem leste da área mapeada. Esta unidade encontra-se, geralmente, entre as cotas 985m e 1030m, resultando em uma espessura média de 40m. A nordeste, aflora em discordância sobre litotipos da Formação Lagoa Formosa, enquanto a sudeste recobre de igual maneira rochas pertencentes à Formação Serra da Saudade. Em grande parte da área, a unidade é constituída por sua Formação Três Barras, mas como existem localmente rochas atribuíveis às formações Abaeté e Quiricó, preferiu-se tratar a unidade de modo indiviso.

Em sua maior parte, o Grupo Areado é composto por arenitos estratificados de granulometria fina a média, localmente grossos ou feldspáticos e/ou com grânulos e seixos de quartzo e arenito, de colorações variáveis de bege a amarelada ou rósea a avermelhada, localmente ocorrem seixos de verdete. As estruturas sedimentares dominantes são as estratificações plano-paralelas e cruzadas de pequeno a médio porte. Ao sul de Carmo do Paranaíba, ocorre uma sucessão de lamitos com

intercalações lenticulares de siltitos e arenitos (Figura 3.14). Em diversos locais, os arenitos de topo da unidade encontram-se como que “cozinhados”, em virtude do contato próximo com as lavas da sucessão cretácica superior, Grupo Mata da Corda.



Figura 3.14 - Sucessão de arenitos, siltitos e lamitos do Grupo Areado, com acamamento horizontalizado (WSG182).

3.6. Grupo Mata da Corda Indiviso

As rochas pertencentes ao Grupo Mata da Corda afloram principalmente nos setores leste e nordeste da área mapeada. Elas cobrem em discordância angular e erosiva litotipos da Formação Serra da Saudade (Unidade Verdete) e siltitos da Formação Lagoa Formosa ou estão sobrepostas em conformidade ao Grupo Areado Indiviso.

O Grupo Mata da Corda constitui a maioria das encostas dos chapadões, prevalecendo ao longo dos interflúvios, quando a área ainda não está inteiramente dissecada. Os afloramentos se encontram intensamente lateritizados, assentando-se horizontalmente sobre rochas do Grupo Areado.

Essa unidade constitui-se principalmente de lavas de composição básica, de coloração verde ou verde amarelada, associada a arenitos e conglomerados vulcânicos, localmente estratificados. Nas lavas, aparecem comumente seixos bem arredondados de rochas vulcânicas, em geral subcentimétricos, enquanto nos arenitos e conglomerados tais “seixos” podem atingir até 5cm de diâmetro.

Nos poucos afloramentos a nordeste da área, predominam rochas piroclásticas descritas como tufos cineríticos, *lapilli* tufos e aglomerados ou brechas piroclásticas (classificação conforme Pettijohn 1975), contendo diversos fragmentos de rochas com cores e composição variada (Figura 3.15a, b). Os piroclastos são geralmente angulosos e os tamanhos variam de *lapilli* a bombas. Raramente é identificado o acamamento, que onde presente, se mostra horizontalizado.



Figura 3.15- Prancha mostrando (a) afloramento das rochas piroclásticas do Grupo Mata da Corda a noroeste da área (WSG180), com (b) detalhe dos fragmentos líticos angulosos das rochas piroclásticas nesse mesmo local.

O Grupo Mata da Corda apresenta-se controlado por cotas variando entre 1.030 até 1.150m, estando suas rochas profundamente intemperizadas e, em grande parte, recobertas por depósitos detrítico-lateríticos. A espessura da unidade, portanto, varia em torno de 100m.

Provavelmente, contemporâneas das rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda ocorrem, ainda, na região diversas intrusões de kimberlitos e/ou rochas parentais como kamafugitos e possíveis lamproítos. Caracterizam-se por sua cor verde típica e aspecto brechóide, com xenólitos tanto de rochas crustais (quartzitos e raros xistos) como de rochas mantélicas (peridotitos). Tais intrusões parecem ocorrer nos arredores de São Gotardo e Rio Paranaíba, bem como a oeste do vilarejo de Abaeté dos Mendes.

3.7. Cobertura Detrítico-Laterítica

Depósitos detrítico-lateríticos aparecem extensamente na porção leste da área, cobrindo preferencialmente as rochas do Grupo Mata da Corda, e recobrando unidades pré-cambrianas (grupos Canastra e Bambuí) na porção oeste.

A unidade é constituída por uma couraça laterítica ferruginosa, e/ou por um solo arenoso vermelho intenso, formado pela alteração da última. Nesse contexto, incluem-se areias, cascalhos angulosos e material síltico-argiloso, em geral inconsistente, mas em certos locais, parcial a totalmente lateritizado. Comumente se associam a tais depósitos concreções ferruginosas centimétricas até decimétricas, em diversos locais formando horizontes de laterita potentes, com até 5m de espessura. Essas coberturas possuem, caracteristicamente, forte controle altimétrico, desenvolvendo-se entre 1.150 e 1.200m. Tal superfície caracteriza o ciclo de aplainamento “Sul-Americano”, desenvolvido durante o Terciário Médio-Superior (conforme King, 1956). Em toda a região, estendendo-se para sul e norte, as faixas definidas por essa unidade vêm sendo largamente utilizadas para o plantio de monoculturas.

3.8. Integração das unidades litoestratigráficas com os mapas geofísicos.

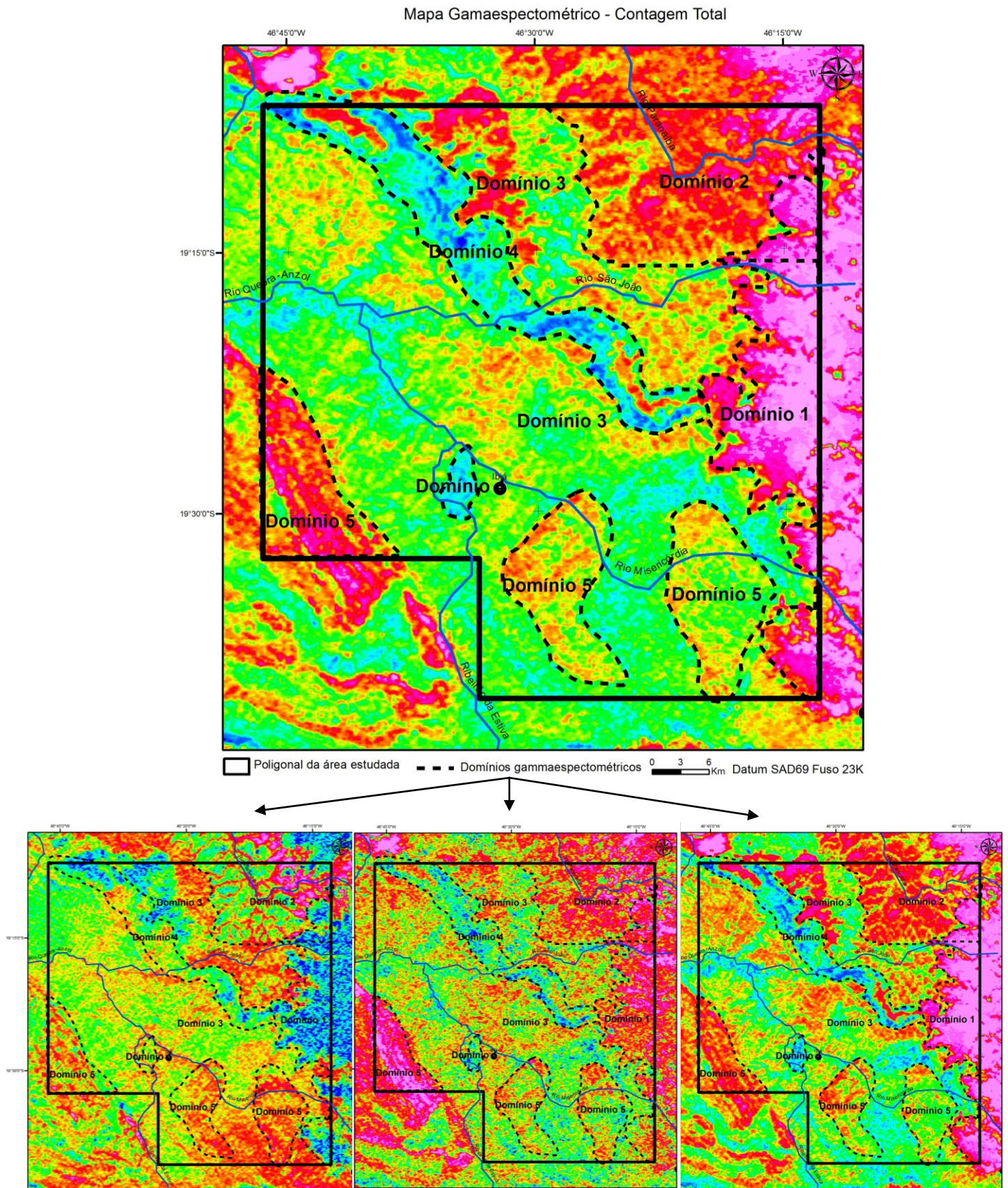


Figura 3.16 - Mapas gamaespectrométricos com domínios, de contagem total (topo), percentagem de potássio (K), canal de tório (Th) e canal de urânio (U).

O domínio 1 de direção N-S, cortando na porção leste toda a área mapeada, apresenta teores altíssimos no mapa de e canal de Th e Contagem Total, enquanto o mapa de canal de K mostra-se com baixíssimos teores. Esse domínio também aparece no mapa de magnetometria (Sinal analítico e Derivada Vertical) e corresponde à região onde foram mapeadas as rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda, associadas à cobertura laterítica que a sobrepõe.

O Domínio 2 exhibe teores moderados a altos nos mapas de contagem total, canal de U e Th; já no mapa de canal de K os valores são baixos a baixíssimos. As rochas encontradas nesse domínio são os pelitos e “verdetes” das formações Serra da Saudade e Lagoa Formosa.

O domínio 3, localizado na porção central e estendendo-se de SE a NW, mostra baixo a baixíssimos valores nos mapas de contagem total, canal de U e Th. No mapa de canal de U os valores também são baixos, mas podem chegar a moderados. Esse domínio corresponde à região dos metassedimentos (filitos, xistos e quartzitos micáceos) dos grupos Canastra e Ibiá.

O domínio 4 é bem marcante e corta praticamente toda a área como uma faixa estreita ondulada de direção NW-SE. Apresenta teores baixíssimos em todos os mapas gamaespectométricos e fica destacado no mapa de contagem total. Esse domínio correspondente aos ortoquartzitos da Formação Serra da Batalha inferior. Esse mesmo padrão também é observado a oeste da cidade de Ibiá e corresponde à feição geomorfológica Serra dos Tavares, que é constituída e sustentada principalmente pelos mesmos quartzitos descritos.

O quinto e último domínio destaca-se primeiramente na porção sudoeste do mapa com direção SE, marcado por valores moderados a altos, em todos os mapas. Essa região é caracterizada pela ocorrência das rochas do Grupo Araxá, caracterizando a borda norte da *nappe* de Araxá.

Nos mapas gamaespectométricos o Grupo Canastra é bem marcante uma faixa estreita ondulada de direção NW-SE. Essa apresenta teores baixíssimos em todos os mapas gamaespectométricos e fica em destaque no mapa de contagem total Figura 3.16. Esse faixa (domínio 4) correspondente aos ortoquartzitos da Formação Serra da Batalha inferior. Esse mesmo padrão também é observado a oeste da cidade de Ibiá e corresponde à feição geomorfológica Serra dos Tavares, que é constituída e sustentada principalmente pelos mesmos quartzitos descritos.

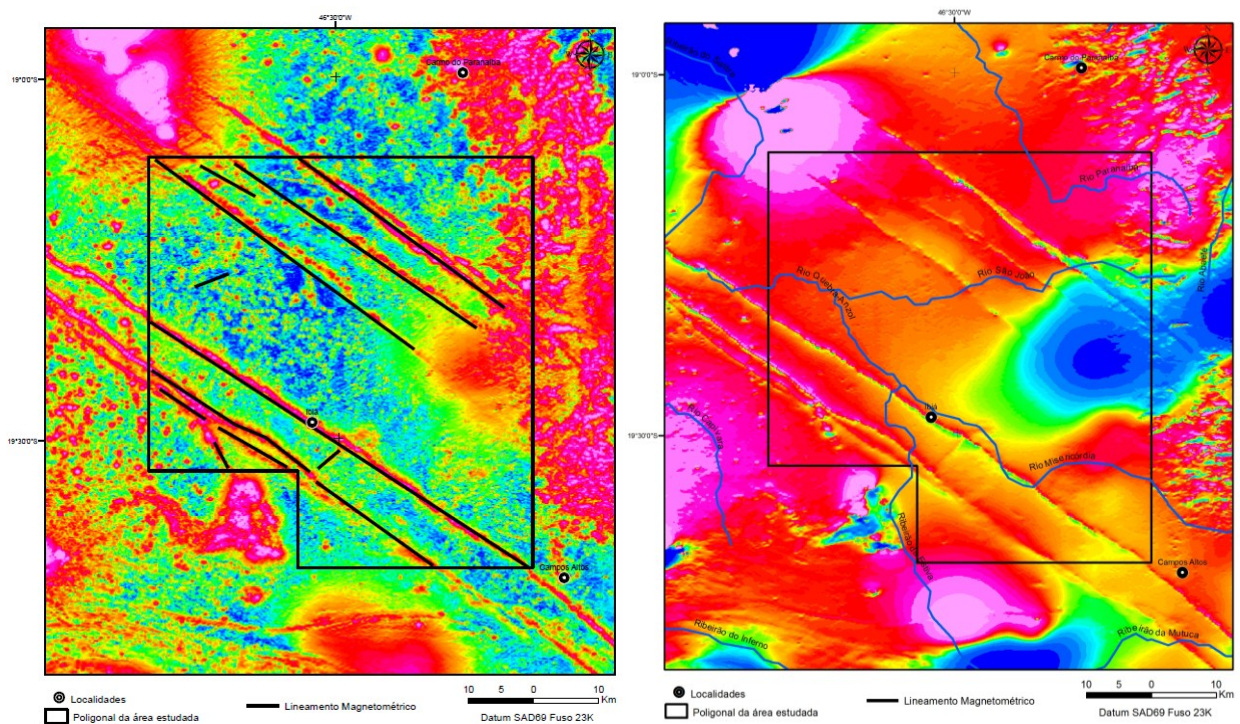


Figura 3.17 - Mapas magnetométricos (a-Sinal Analítico; b-Campo Magnético Total), mostrando os principais lineamentos geofísicos da área.

Os mapas magnéticos definem bem as estruturas regionais. Na região estudada, destacam-se cinco anomalias alongadas segundo N60W, que aparecem nos dois mapas (3.17) e correspondem a lineamentos regionais, associados a injeção de diques máficos. Apesar disso, os afloramentos de dique na região são raros.

O Mapa de Sinal Analítico (Fig. 3.17) marca anomalias magnéticas positivas e de alta frequência, na porção leste do mapa, correspondentes a área de ocorrência das rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda, que estão geralmente encobertas por cobertura laterítica, com elevada quantidade de magnetita.

CAPÍTULO 4 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

As unidades descritas encontram-se associadas ao flanco norte da megaestrutura denominada de Sinforma de Araxá (Simões e Navarro, 1996). Localizada no limite entre o domínio da cobertura cratônica, representada pelo Grupo Bambuí, o qual é cavalgado pelas rochas da porção sul da Faixa Brasília, pelo denominado sistema de *nappes* Araxá e Canastra-Ibiá (Sinforma de Araxá mostrado na Figura 4.1).

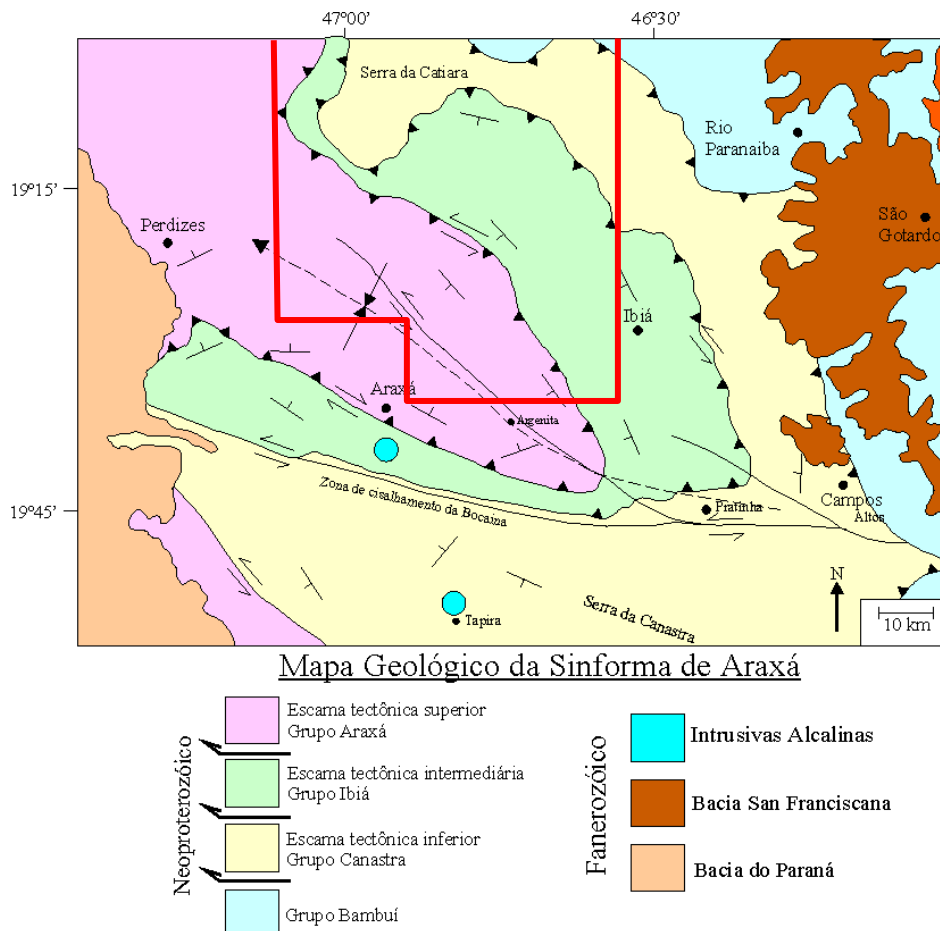


Figura 4.1 - O Sistema de *nappes* de Araxá na porção sul da Faixa Brasília com destaque para a Sinforma de Araxá área estudada em vermelho (Seer 1999).

Nesse contexto, estes domínios foram individualizados, respectivamente, como domínio 1, a nordeste da área (Grupo Bambuí), domínio 2a, faixa central de direção NW-SE (grupos Canastra e Ibiá) e por ultimo o domínio 2b a sudoeste (Grupo Araxá). O contraste metamórfico e/ou deformacional entre os três domínios é evidente. Esses são limitados por zonas de cisalhamentos (zona de cisalhamento-1 Bambuí/Canastra; zona de cisalhamento-2 Ibiá/Araxá). Um quarto domínio, não abordado nesse capítulo, seria representado pela cobertura cratônica mesozóica dos grupos Areado e Mata da Corda, que não possuem nenhuma relação com a dos dois domínios

anteriores. Dessa forma, são caracterizadas separadamente as feições estruturais no contexto dos três domínios estruturais.

4.1. Domínio 1 – Domínio da Cobertura Cratônica

Esse domínio compreende a área de exposição da cobertura cratônica (porção para autóctone), representada pelas rochas do Grupo Bambuí. Nesse predominam dobras regionais nos pelitos das formações Lagoa Formosa e Serra da Saudade. A intensidade do dobramento diminui de oeste para leste. A porção mais a oeste, apresenta dobras fechadas com superfícies axiais sub-verticais, com eixos de direção aproximadamente N-S e vergência para leste. Os afloramentos mostram o acamamento com mergulhos altos (50 a 70 graus) para oeste (Figura 4.2) e mais raramente mergulhos altos (75 a 85 graus) para leste. À medida que se caminha para leste, essas dobras tornam-se cada vez mais abertas e com comprimentos de onda maiores (quilômetros), ainda apresentando uma leve vergência para leste e são identificados acamamentos sub-horizontais.

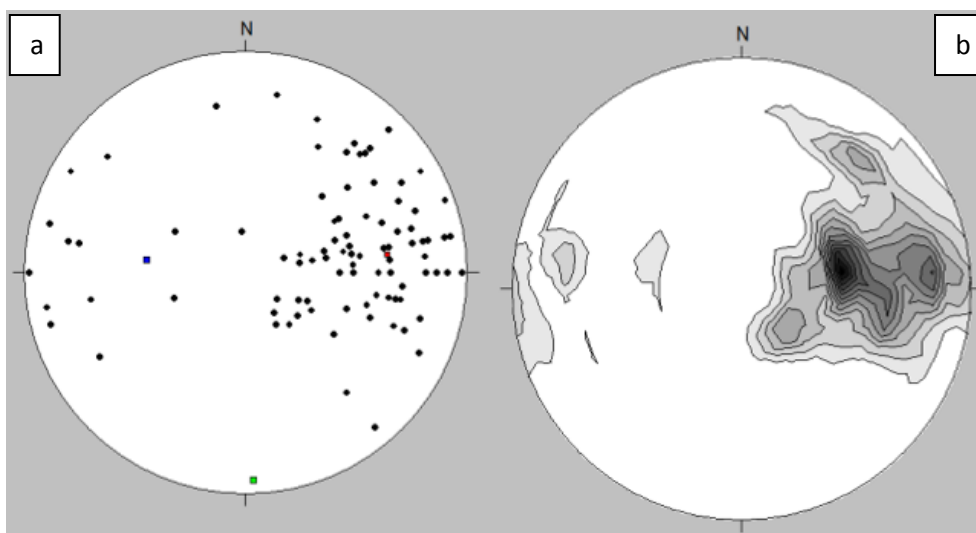


Figura 4.2 - (a) Diagrama dos pontos polares das medidas de acamamento (n=102); (b) Diagrama de densidades das medidas de polo de acamamentos (máximo em 260/46).

4.2. Domínio 2a – Domínio da Faixa Brasília (grupos Canastra e Ibiá)

Esse domínio representa a *nappe* Canastra-Ibiá, exibe a fácies xisto verde baixa (zona da clorita), caracterizado pela paragênese clorita + quartzo + muscovita. Representa o flanco norte (Fig. 4.1) da Sinforma de Araxá (Simões e Navarro, 1996) e é constituído de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, nas porções basais das *nappes*, e falhas inversas com duplicação da sequência estratigráfica. Ocorrem dobras regionais com eixos de direção NNE-SSW e vergência para ESSE, além de dobras suaves com eixos de WNW-ESE, representando a Sinforma de Araxá (Fig. 4.1).

O contato entre os grupos Canastra e Bambuí é caracterizado por uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil associada ao cavalgamento da *nappe* Canastra-Ibiá sobre a cobertura cratônica. Essa é constituída de uma zona de cisalhamento principal, com espessura que ultrapassa 50 m, e zonas secundárias, centimétricas a métricas. Essas marcam a intensa deformação na base do Grupo Canastra, desenvolvendo a foliação milonítica (S_2) e veios de quartzo ricos em carbonatos e sulfetos. Nessas zonas, os quartzitos finos e filitos da base do Grupo Canastra apresentam considerável cominuição dos grãos, gerando rochas muito finas, predominantemente micáceas (milonitos a filonitos) e em grande parte o acamamento encontra-se totalmente transposto (Fig. 4.3a). Em alguns locais foram identificados veios de quartzo brechados, caracterizando a transição do regime dúctil-rúptil (Fig. 4.3b).

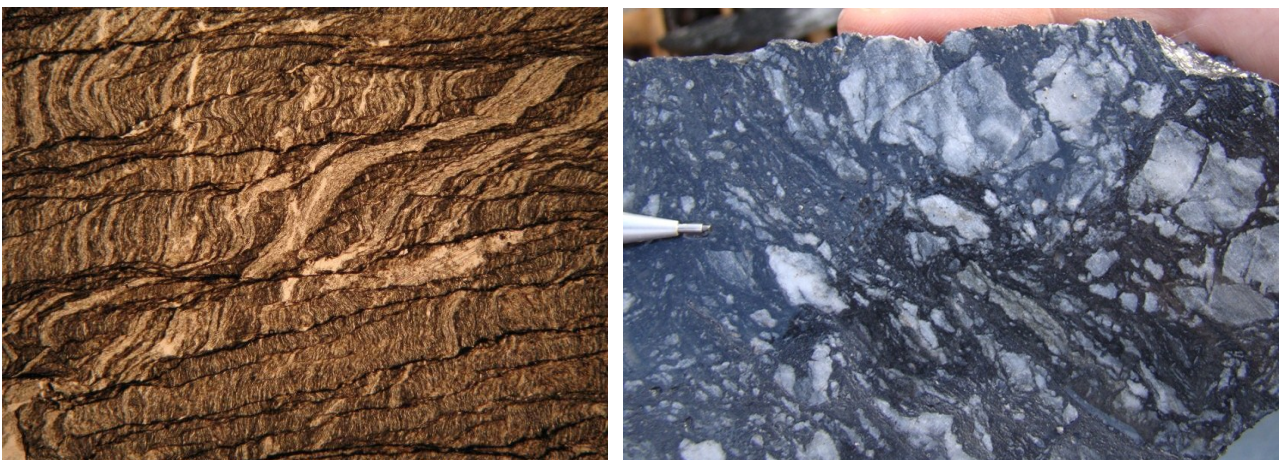


Figura 4.3 - a- Acamamento das rochas do Grupo Canastra transposto na zona de cisalhamento basal da *nappe*. b- Foto do filito com veios de quartzo brechados.

Nas rochas do Grupo Bambuí, próximo ao contato, é registrada uma intensa deformação, onde o acamamento dos pelitos é totalmente obliterado (Fig. 4.4).

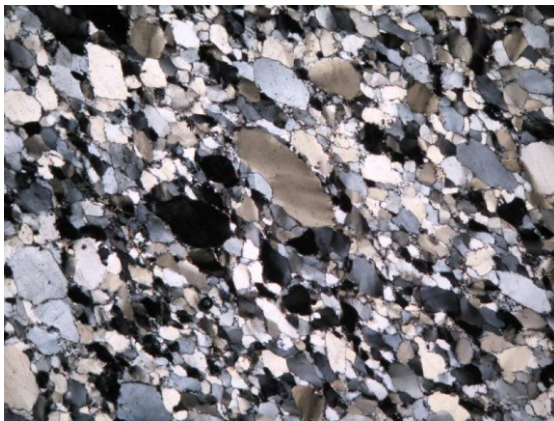


Figura 4.4 Pelito Bambuí com acamamento afetado pela deformação da zona de cisalhamento 1.

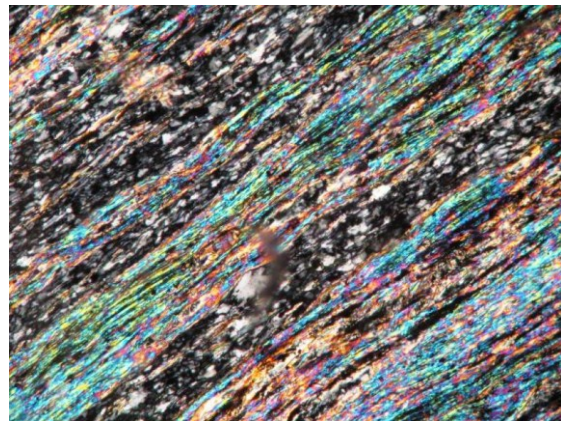
Na porção central do mapa, as serras da Sobra e dos Tavares, de direção N-S, representam espessas camadas do quartzito Canastra em meio às rochas do Grupo Ibiá. Os quartzitos apresentam foliação bem desenvolvida, mergulhando sempre para oeste, com dobras fechadas e foliação S-C, mostrando transporte do topo para ESE. As camadas de quartzitos sobrepõem os xistos Ibiá, a leste, e estão encobertos discordantemente pelo paraconglomerado da Formação Cubatão. Essas estruturas foram interpretadas como falhas de empurrão com consequente duplicação da sequência.

4.2.1. Caracterização dos elementos geométricos

Acamamento ($S_0=S_1$) - O bandamento composicional (S_0) é paralelo a uma foliação (S_1). Tanto o bandamento quanto a foliação são marcados, principalmente, por planos ricos em muscovita (Fig. 4.5b) e orientação dos grãos de quartzo (Fig. 4.5a). A foliação (S_1) e a estratificação sedimentar acham-se, geralmente, transpostas tectonicamente, exibindo dobras fechadas a isoclinais (eixos $L_{b(iso)}$) e dobras sem raiz. Estas feições são bem visíveis nas seções delgadas das rochas do Grupo Ibiá e nos afloramentos dessa unidade. Nas rochas do Grupo Canastra, as dobras são reconhecidas apenas quando há estratos de distintas composições, como é o caso das camadas de filitos negros intercalados nos filitos e quartzitos.



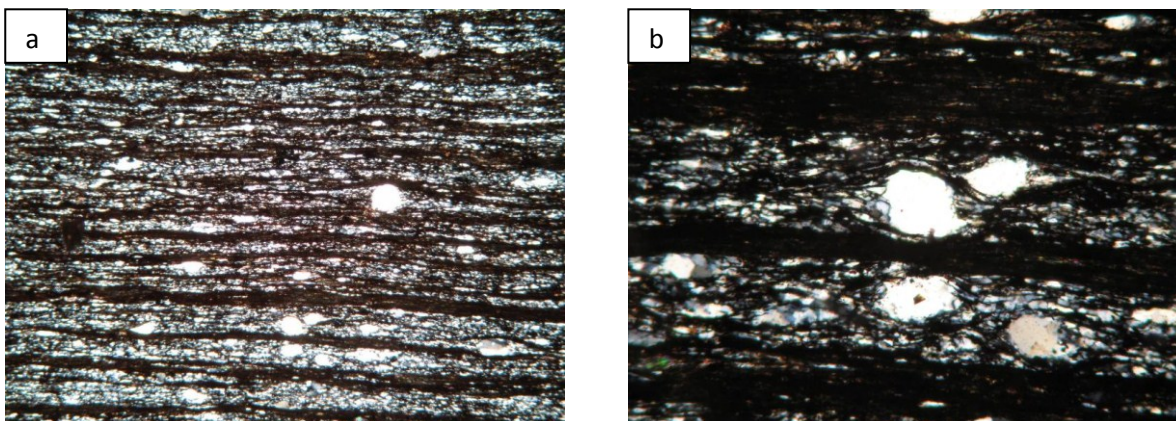
4.5a. Quartzito (Grupo Canastra) com cristais de quartzo orientados e marcando a foliação S2.



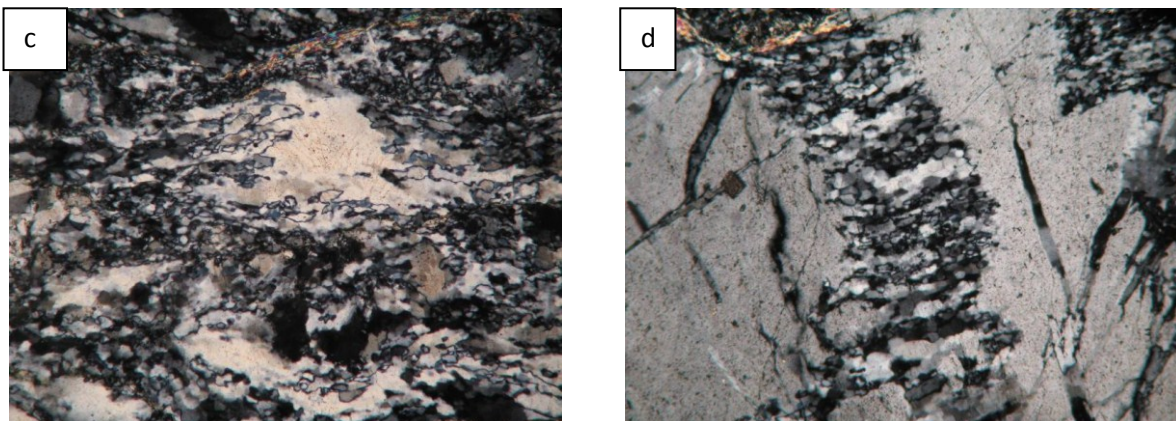
4.5b. Fotomicrografia (nicóis cruzados) de xisto do Grupo Ibiá (WSG53), exibindo o bandamento composicional paralelo à foliação (S_1 e S_2).

Foliação principal (S_2) – A foliação principal é uma foliação persistente, geralmente paralela a subparalela a S_0 e a S_1 , com texturas que caracterizam termos protomilonitos, e que próximos as zonas de cisalhamento podem chegar a ultramilonitos ou filonitos. Esta foliação é definida pela orientação dos minerais micáceos ou por planos preenchidos por óxidos (Figura 4.6a) e associada à foliação S-C e S-C', dobras isoclinais ($L_{b(iso)}$) sem raiz e transposição do $S_0=S_1$. Porfiroclastos de quartzo (Fig. 4.6a, b), feldspato e clorita, quando presentes, estão envoltos pela foliação

apresentando caudas e sombra de recristalização. Os cristais de quartzo mostram feições de recristalização dinâmica (Fig. 4.6c e d), gerando novos grãos orientados.



4.6a e b - Quartzito com cristais de quartzo orientados e com cauda de recristalização, marcando a foliação S2 (Grupo Canastra).



4.6c e d - Cristais e veios de quartzo mostrando recristalização dinâmica.

Os estereogramas para a foliação milonítica (Figura 4.7) mostram dois máximos: um com mergulho baixo a médio (25°) para oeste (azimute 268°) e outro com mergulho também baixo a médio (30°) para sudoeste (azimute 225°), caracterizando a rampa lateral da borda norte da sinforma.

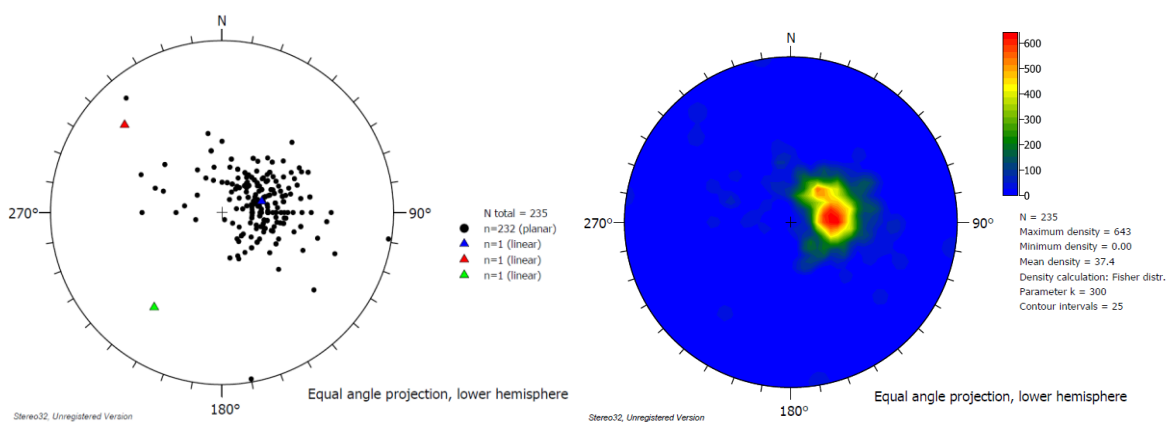


Figura 4.7 - (a) Diagrama de polos da foliação principal (n=235); (b) Diagrama de densidades de polos da foliação principal (máximos em $268/25$ e $225/30$).

Lineação $L_{b(iso)}$ - Os eixos das dobras isoclinais (Fig. 4.8a, b, c e d) exibem caimento sub-horizontal ou de baixo ângulo (5 a 25°), geralmente para o quadrante SW ou NE. Ocorrem raros eixos subhorizontalizados com caimento para NW (Fig. 4.9).

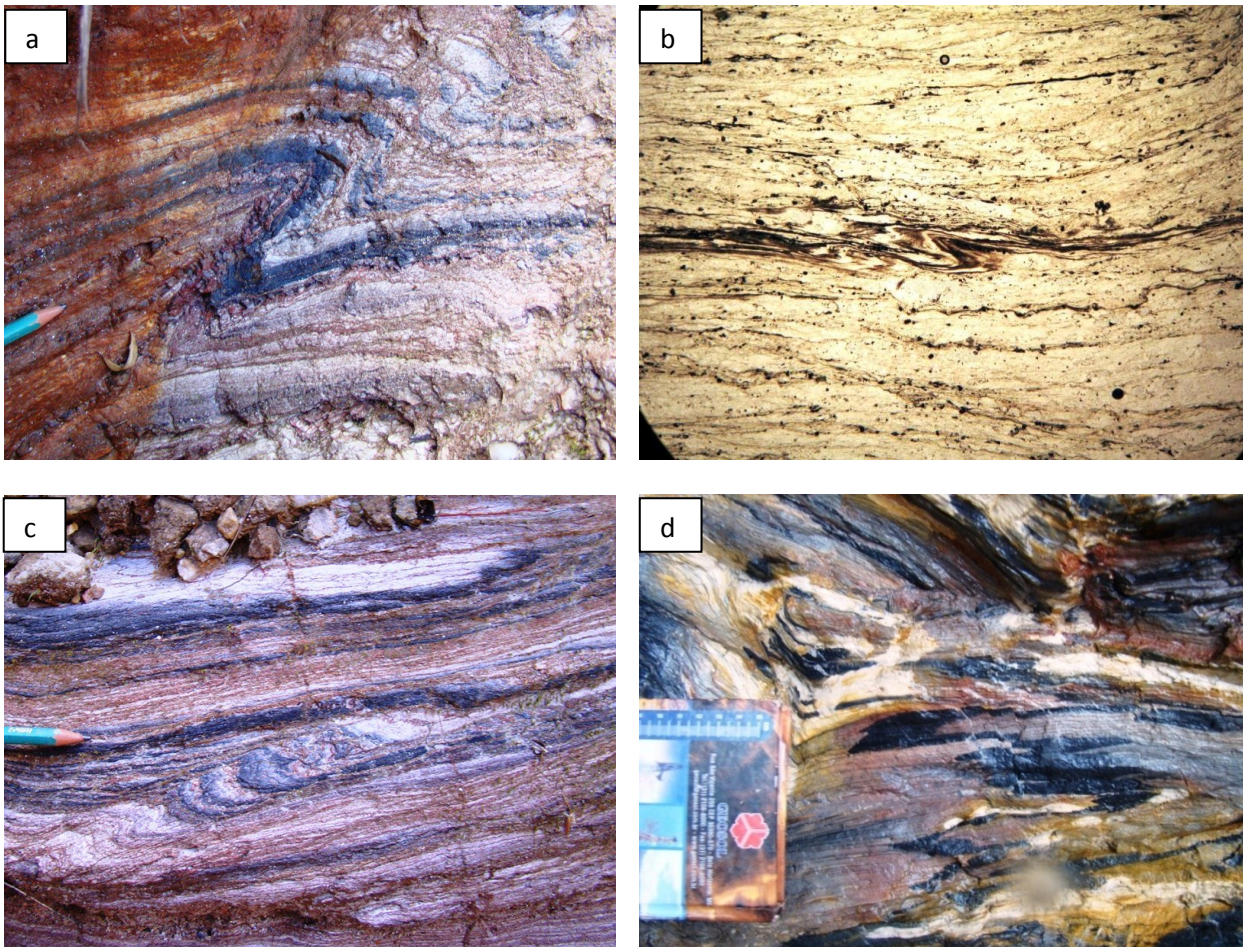


Figura 4.8 (a, b, c, d)- Dobras isoclinais encontradas nas rochas do Grupo Canastra.

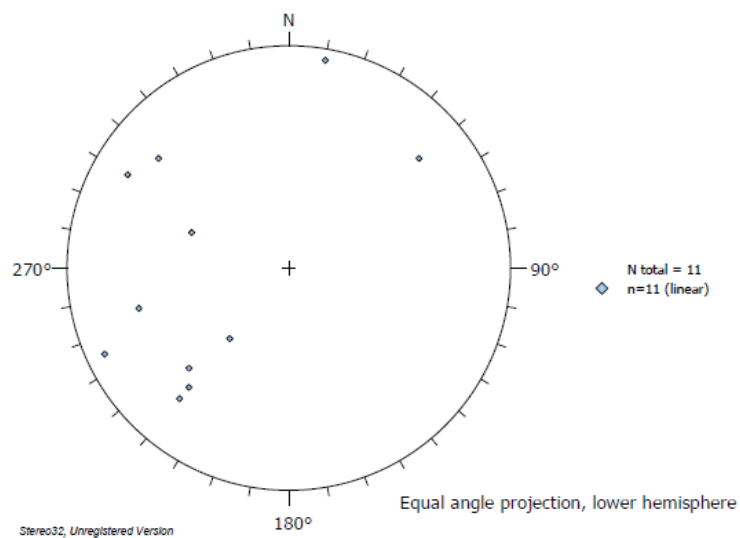


Figura 4 9 - Diagrama de eixo das dobras isoclinais da ($L_{b(iso)}$).

Lineação mineral (L_m) – Essa lineação encontra-se no plano da foliação S_2 , seu azimute geral é W-E e caimento para W com máximo em 270/28 (Fig. 4.10). Essa lineação comportam-se geralmente como *down dip* a obliquas nos planos da foliação S_2 .

Existem ainda uma lineação de estiramento mineral ou estrias impressas, geralmente nas vênulas de quartzo, que mostra azimute preferencial WSW (240°).

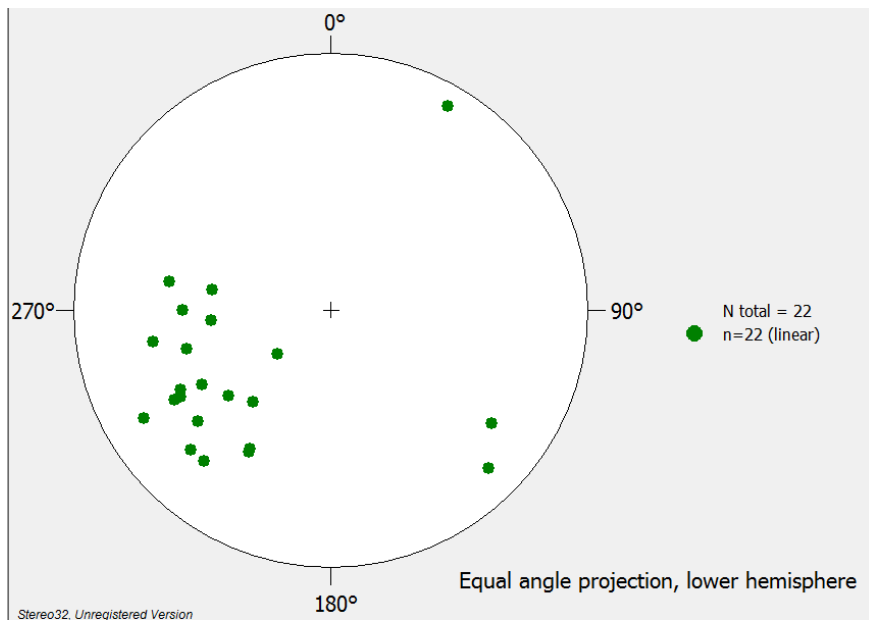
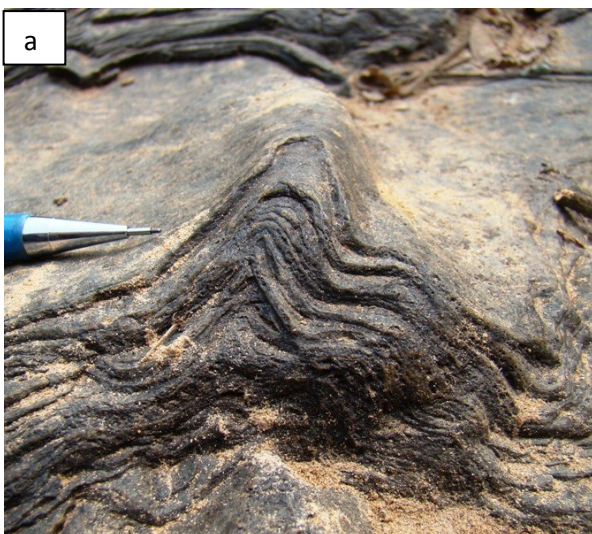


Figura 4.10 - Diagrama das lineações minerais e de estiramento (L_m).

As dobras (D3) de escala regional são identificadas pela ondulação da foliação principal ($S_0//S_1//S_2$), apresentando eixo $L_{b(int)}$ de direção principal N-S. Essas dobras apresentam em *chevron*, milimétricas a centimétricas, ângulo apical agudo, fechadas a abertas com ângulos interflanquiais variáveis entre 60 a 100° e com superfícies axiais sub-verticais (Fig. 4.11).



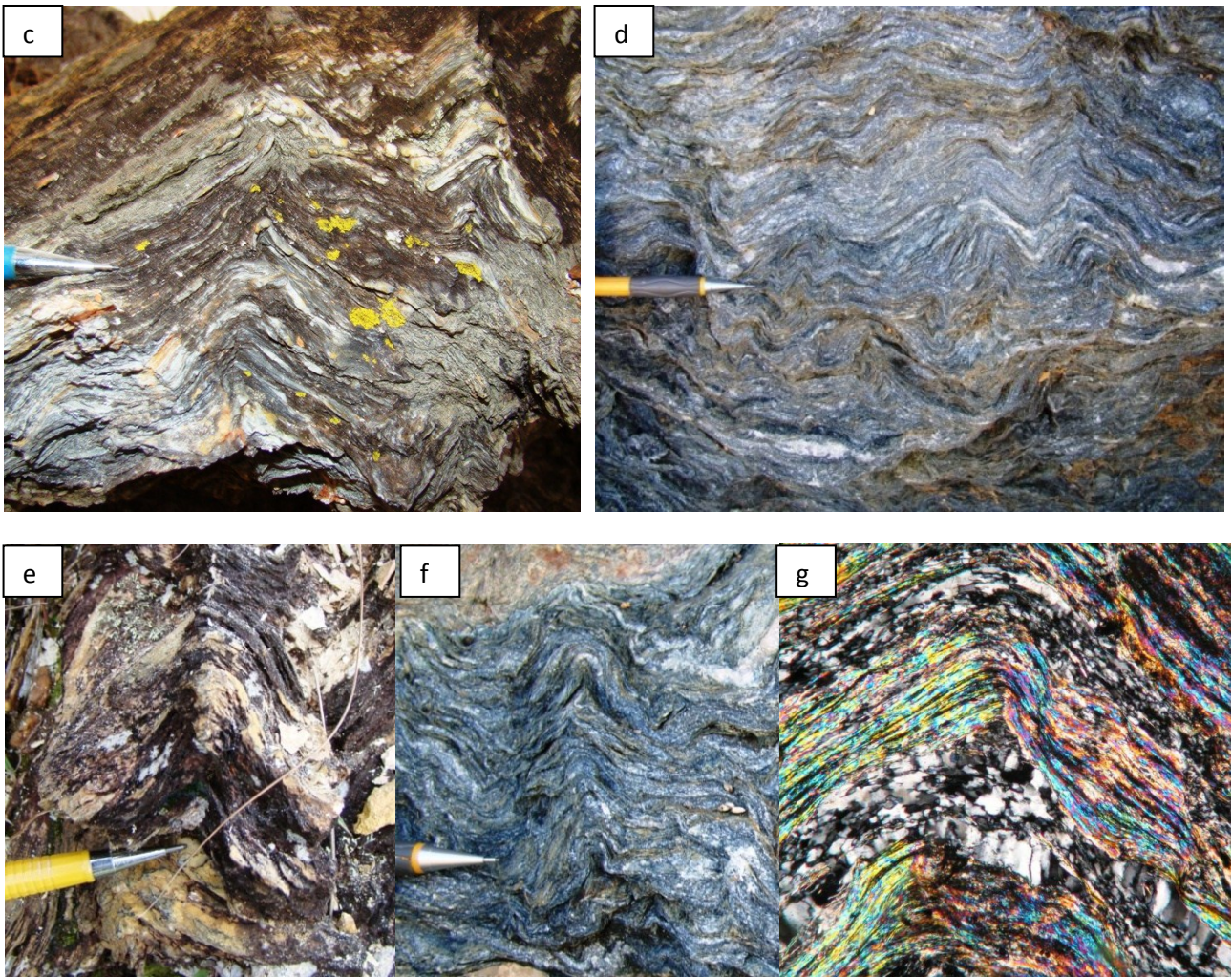


Figura 4.11 - Prancha com fotos de dobras em chevron encontradas na região: quartzitos Grupo Canastra (b, e); Xistos Grupo Ibiá (a, c, d, f, g).

Foliação S_3 – Essa estrutura corta a foliação principal e está associada a dobras fechadas (D_3). A foliação S_3 ocorre em grande parte dos afloramentos, comportando-se como uma clivagem de crenulação (Fig. 4.12a, b). Os planos de clivagem estão, geralmente, preenchidos por filmes de óxidos e separados por zonas com microdobramento das palhetas de mica (microlitons), mostrando uma transição gradual a discreta entre o domínio da clivagem e dos microlitons (4.12c, d, e, f). Os estereogramas (Figura 4.13) mostram que a direção dessa clivagem varia em torno de N-S com mergulhos médios a altos para E e W com máximos em 265/80 e 85/75.

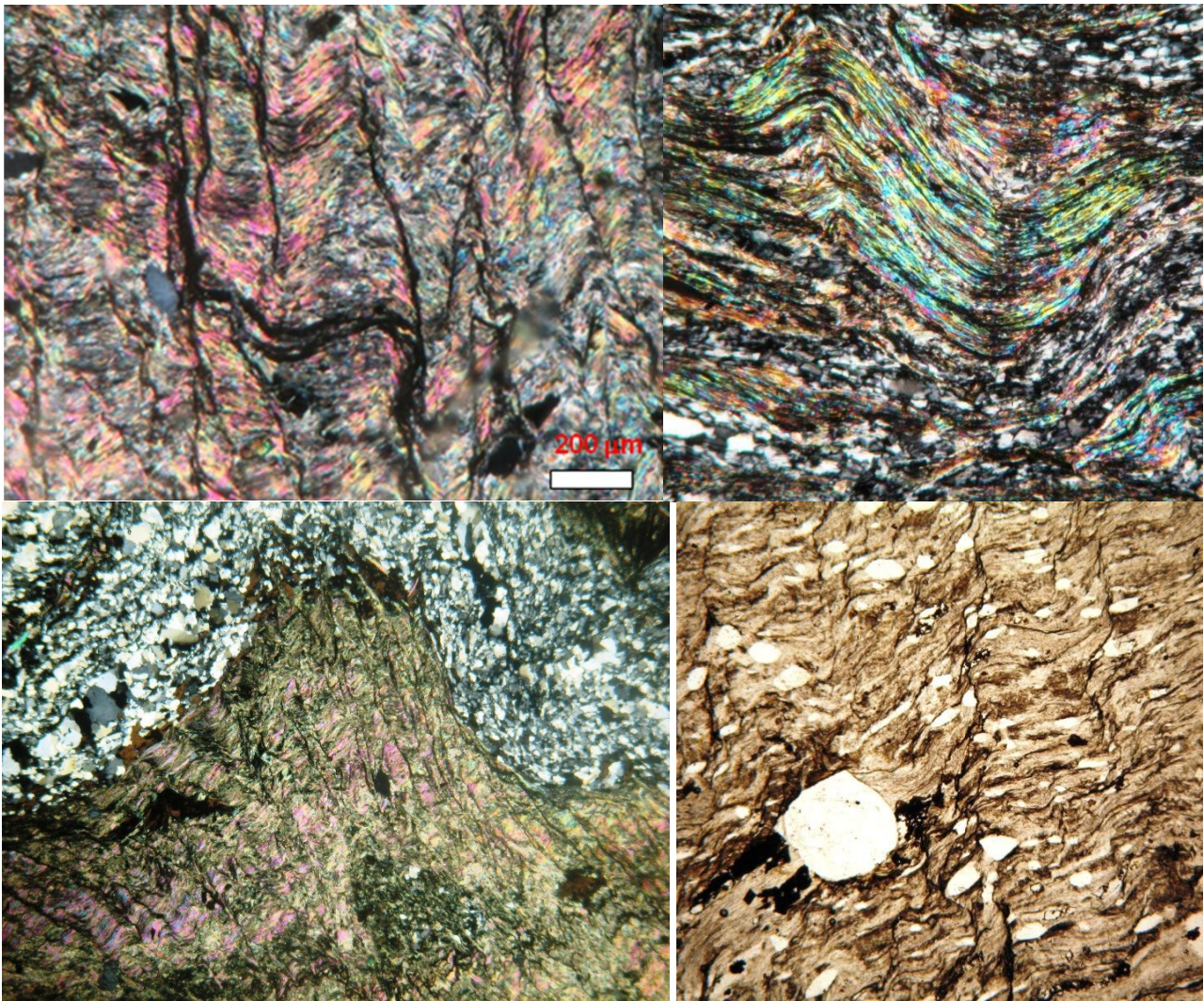


Figura 4.12 - Fotos de afloramento e fotomicrografia mostrando a clivagem de crenulação (S_3) separada por microdobramentos das micas (*microlitos*).

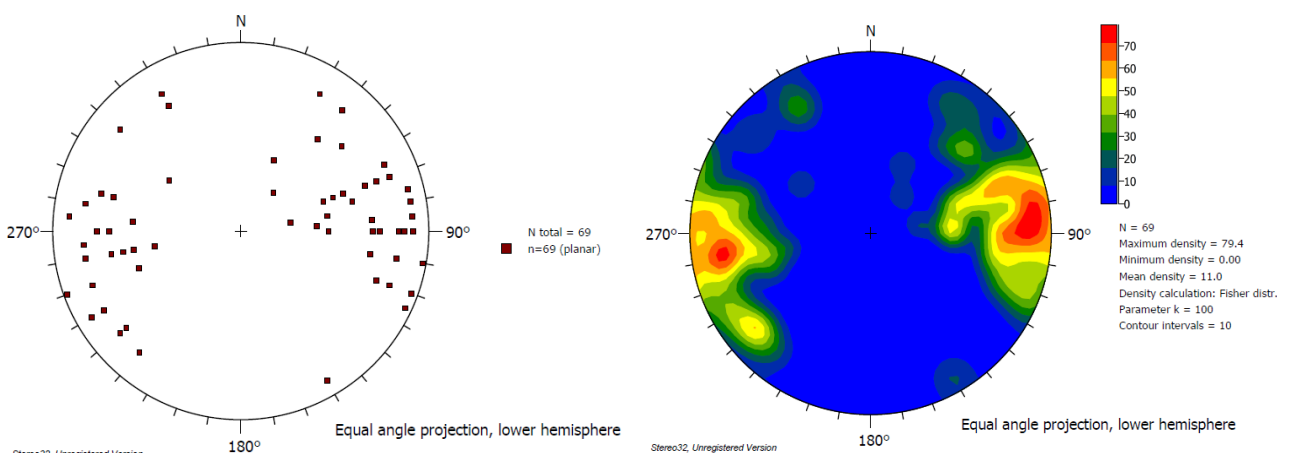


Figura 4.13 - (a) Diagrama de polos da Clivagem de Crenulação S_3 ($n=69$); (b) Diagrama de densidade da Clivagem de Crenulação S_3 (com máximos em 265/80 e 85/75).

Lineação ($L_{b(int)}$) – Essa lineação, materializada pela interseção da foliação principal ($S_0//S_1//S_2$) com a foliação (S_3), representa o eixo do dobramento (D_3) e constitui a lineação de crenulação (Fig. 4.14). Possui direção N-S, com azimutes principais 350/10 e 180/5. Ocorre uma dispersão desse eixo para SW (Fig. 4.15).



Figura 4.14 - Fotos da lineação de crenulação marcada pela interseção da foliação principal ($S_0//S_1//S_2$) com a foliação (S_3).

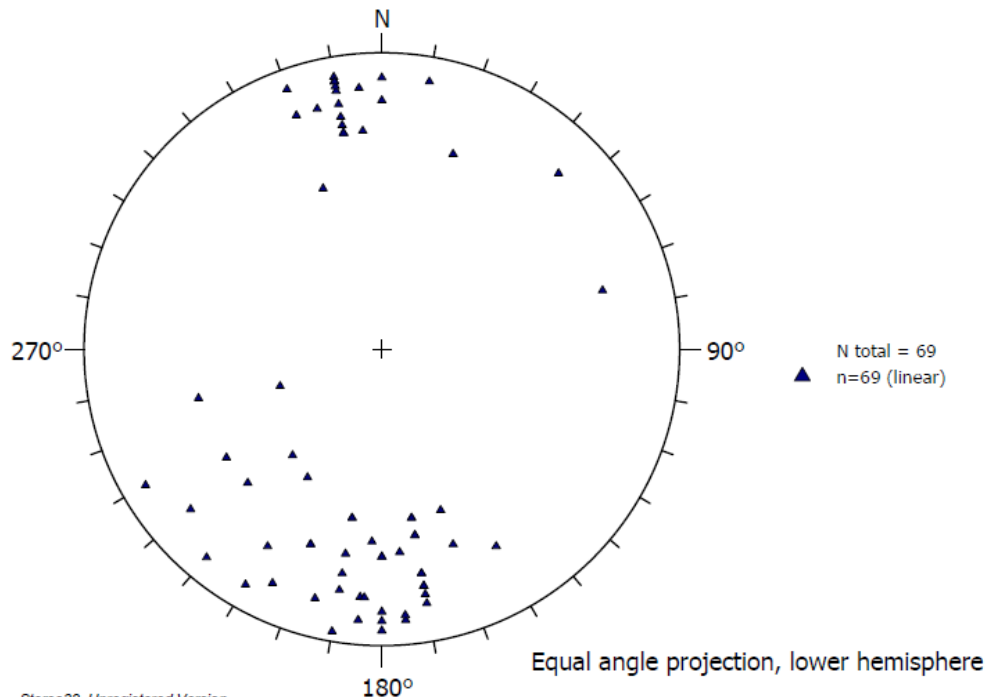


Figura 4.15 - (a) Diagrama da lineação de crenulação L_{int} ($n=69$).

Os dobramentos suaves (D4) aparecem em escala regional, representando o eixo da Sinforma de Araxá (ver figura 4.) e em escala de afloramento como dobras abertas, com eixos caindo para NW com máximo 310/10 e para W com máximo 270/25 (Fig. 4.16).

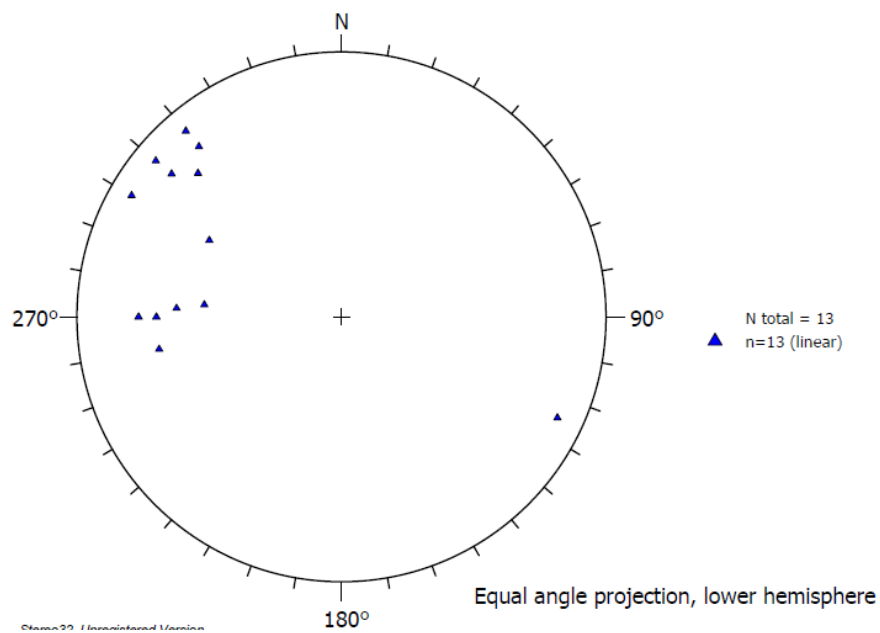


Figura 4.16 - Diagrama da lineação das dobras suaves (n=13).

Pontualmente, é identificada a sobreposição desses dobramentos, gerando feições caóticas e, mais raramente, figuras de interferência de dobras (Fig. 4.17).



Figura 4.17 - Fotos de afloramento mostrando xisto da Formação Rio Verde com figuras de interferências de dobras.

4.3. Domínio 2b – Domínio da Faixa Brasília (Grupo Araxá)

Representa a escama superior (*Nappe* de Araxá), englobando as rochas do Grupo Araxá que atingem a fácies xisto verde média/alta com presença de biotita e granada.

O contato entre os grupos Araxá e Ibiá também é tectônico e marcado por zonas de cisalhamentos de médio ângulo (zona de cisalhamento 2), caracterizando o cavalgamento da *nappe* de Araxá sobre a *nappe* Canastra-Ibiá. Na porção sudoeste da área, esse contato tectônico tem direção NW-SE e apresenta-se como uma rampa lateral de médio ângulo (45°) com lineação mineral *strike-slip*. No sul da área, as rochas do Grupo Araxá dispõem sobre as rochas do Grupo Ibiá como *klippen* sinformais com formas alongadas na direção N-S (Seer & Morais, 2011).

4.4. Evolução Estrutural

Deformação/ Estruturas	Domínio 2		Domínio 1	Geometria Cinemática
D1	$S_0 = S_1$	Sedimentação e metamorfismo de soterramento	Dobramento	Vertical
D2	$S_2, L_m, S-C, L_{b(iso)}$	Foliação milonítica, lineação mineral, foliação S-C, dobras isoclinais e transposição, lineação de estiramento		NW → SE
D3	$S_3, L_{b(int)}$	Crenulação, dobras em <i>chevron</i> e dobras regionais abertas,		W → E
D4	$L_{b(suaves)}$	Dobras suaves (sinforma)		SW → NE

Figura 4.18 - Evolução deformacional do sistema de nappes e correlação com a geração dos elementos geométrico-estruturais.

Os elementos geométrico-estruturais encontrados na região foram colocados em ordem cronológica (Fig. 4.18) e correlacionados com fases deformacionais que se desenvolveram progressivamente.

A foliação desenvolvida na fase D2 é correlacionada à implantação do sistema de *nappes* com direção WNW-ESE e responsável pelos dobramentos isoclinais, desenvolvimento da foliação S-C, lineação mineral e transposição das estruturas precedentes. Essa fase ocorreu em regime dúctil e acompanhado do metamorfismo principal das unidades.

Na *nappe* Canastra-Ibiá, as foliações (S2) S-C e C-C' mostram um movimento de topo para SE (azimute 140° e 120°) no flanco norte da Sinforma de Araxá nos planos de foliação de 220/26 na rampa frontal nos planos de foliação de 280/20. Outros indicadores cinemáticos (e.g. porfiroclastos de quartzo com sombras de pressão e/ou caudas de recristalização) evidenciam movimento reverso ou de empurrão, com transporte tectônico de topo rumo a ESE.

O desenvolvimento do cavalgamento das *nappes*, representado pela fase D3 foi responsável pelo dobramento regional com eixo N-S e, em escala de afloramento, esse dobramento é materializado pelas dobras do tipo *chevron* e frequente crenulação (micrólitos). A foliação S₃ comporta-se como foliação plano-axial desses dobramentos e é o plano de crenulação. Essa foliação, que não é marcada por planos de minerais metamórficos, desenvolveu-se em um regime transicional dúctil-rúptil, em porções crustais mais rasas do que a fase anterior.

Por fim, a fase D4 é representada pela geração de dobras suaves, em todas as escalas, com eixo NNW-SSE, responsáveis pela estruturação sinformal das rochas na região e correlacionada às zonas de cisalhamento subverticais com falhas direcionais sinistras. Esses dobramentos seriam responsáveis pela rotação ou mesmo pela geração das lineações de estiramento de direção NE. Esse dobramento apresenta-se concomitante ao dobramento D3, dobrando todas as estruturas lineares e planares precedente.

A figura 4.19 ilustra simplificada essas fases deformacionais.

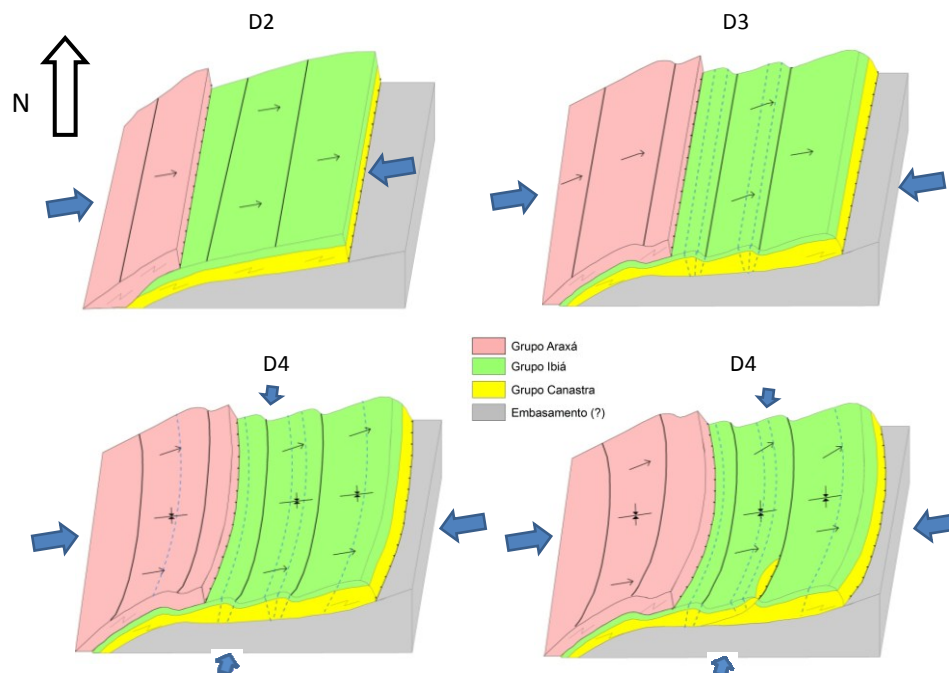


Figura 4.19 - Desenho esquemático da evolução deformacional da região.

CAPÍTULO 5 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA

5.1. Introdução

O presente capítulo apresenta as metodologias utilizadas na preparação das amostras e na aquisição dos dados geocronológicos e geoquímicos. Os resultados obtidos com as análises, seu tratamento e sua interpretação encontram-se descritos e ilustrados a seguir. As técnicas analíticas utilizadas foram: análises litoquímicas e isotópicas Sm-Nd (rocha total) e U-Pb (zircões detriticos) (LA-ICPMS).

5.2. Amostragem

Foram coletadas 16 amostras para os estudos isotópicos e litoquímicos durante as diversas etapas de campo, dessas amostras foram utilizadas quatro para datação U-Pb em zircão detritico, três para análise isotópica Sm-Nd em rocha total e quatro para análise geoquímica. As outras amostras foram armazenadas na Litoteca do CPMTC/UFMG. A Figura 5.1 ilustra as amostras que foram analisadas e as informações de unidade geológica, tipo de rocha, localização, métodos e técnicas utilizadas.

Nome	Unidade	Rocha	Análise	Técnica	Material	UTM_X	UTM_Y	Referência Geográfica	Local da Análise
WSG266	Grupo Canastra Formação. Paracatu	Quartzito Médio	U-Pb	LA-ICPMS	Zircão detritico	357023	7855866	Rio Paranaíba - MG (Fazenda Capoeira dos Burros)	USP/CPGEO
WSG23	Grupo Canastra Formação Serra da Batalha (inferior)	Quartzito Médio	U-Pb	LA-ICPMS	Zircão detritico	347056	7863810	Rio Paranaíba - MG (Topo Serra do Paraíso)	USP/CPGEO
WSG62	Grupo Ibiá - Formação Cubatão	Matriz do paraconglomerado	U-Pb	LA-ICPMS	Zircão detritico	349729	7855802	Rio Paranaíba - MG (Fazenda Silvio Abreu)	USP/CPGEO
CA06	Grupo Ibiá - Formação Rio Verde	Xisto	U-Pb Sm-Nd Litoquímica	LA-ICPMS	Zircão detritico	379147	7825037	Campos Altos - MG	USP/CPGEO LGPA/UERJ ACME
CA06v	Grupo Ibiá - Formação Rio Verde	Xisto com vênulas de quartzo	Litoquímica	Mass Spectrometry	Rocha Total	379147	7825037	Campos Altos - MG	ACME
CA13	Grupo Ibiá - Formação Rio Verde Ibiá	Xisto	Sm-Nd Litoquímica	Mass Spectrometry	Zircão detritico	343503	7825722	Campos Altos - MG	LGPA/UERJ ACME
CA14	Grupo Ibiá - Formação Rio Verde Ibiá	Xisto	Sm-Nd Litoquímica	Mass Spectrometry	Rocha Total	344277	7825608	Campos Altos - MG	LGPA/UERJ ACME

Figura 5.1 - Planilha com informações das amostras analisadas.

5.3. Preparação das amostras e metodologia

As amostras para análise geocronológica U-Pb foram preparadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ) e no Laboratório do CPGeo/USP. Os procedimentos para a preparação dessas amostras foram:

- Britagem (Britador de Mandíbulas);
- Moagem (Moinho de disco);
- Peneiramento (apenas em algumas amostras);
- Bateamento (Bateia Manual);
- Secagem em capela com luz artificial;
- Separação de pesados por líquido denso (Bromofórmio $2,89\text{g/cm}^3$);
- Secagem com luz natural na capela de exaustão;
- Separação magnética, utilizando imã de mão e o separador isodinâmico Frantz (com inclinação de 10° e variação da amperagem de 0,2 a 1,5 Å);
- Seleção dos zircões em lupa, a catação foi realizada buscando amostrar todas as famílias de zircões, nas correspondentes porcentagens;
- Preparação dos *Mounts* (alinhamento dos grãos em moldes padronizados para preparação da resina e polimento);
- Limpeza dos *Mounts* com *Ultra-som*;
- Metalização dos *Mounts* com carbono;
- Imageamento por catodoluminescência acoplada ao MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura);
- Desmetalização com polimento;
- Seleção dos *spots* em imagem digital;
- Análise isotópica utilizando o equipamento LA-ICPMS;
- Utilização do software ISOPLOT para tratamento dos dados.

A seguir descreve-se o método de análise pontual (ou *in situ*) em zircões com o equipamento que, de forma abreviada, é descrita como LA-MC-ICP-MS.

Todos os zircões selecionados foram montados de forma alinhada, geralmente 6 a 12 fileiras, sobre a superfície de um cilindro em epoxy (araldite) com 25 mm de diâmetro e 10 mm de altura. Após seca, a superfície foi cuidadosamente polida com pasta diamantada até os grãos ficarem expostos, permitindo assim as análises por ICP-MS.

Para manter as mesmas condições analíticas, o padrão GJ-1, necessário na metodologia, conforme mostrado na Figura 5.2, foi montado na superfície de um cilindro menor com diâmetro de 8 mm e inserido na seção principal com os zircões alinhados.

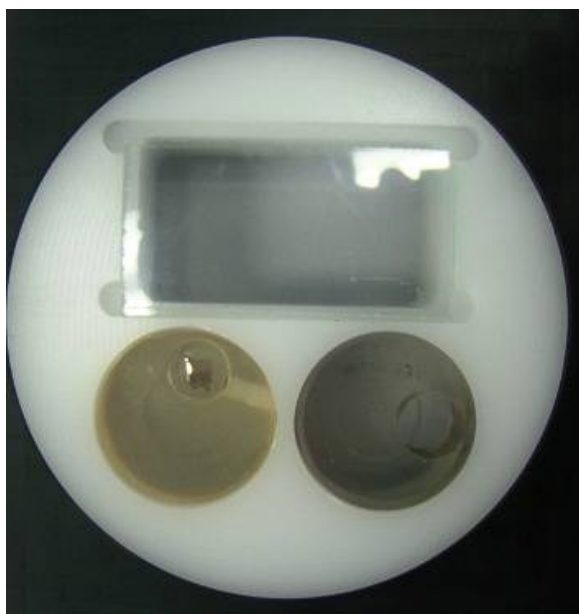


Figura 5.2 - Mounts com zircões analisados e padrão GJ-1.

As imagens convencionais dos zircões foram obtidas por meio de lupa binocular estereoscópica, Leica MZ 6 (70X), e as imagens de catodoluminescência com o microscópio eletrônico de varredura, Quanta-250-FEI, com detector de catodoluminescência de Oxford Instruments Co.

As amostras destinadas a datação geocronológica pelo método Sm-Nd também foram preparadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da UERJ (LGPA/UERJ).

Os procedimentos para a preparação dessas amostras foram:

- Britagem manual em bigorna;
- Moagem (moinho de bolas de ágata);
- Secagem em capela com luz artificial.

As amostras com finalidade de análise geoquímica foram preparadas no laboratório de preparação de amostras da CPMTC/UFMG e enviadas para o Laboratório Acme Brasil, buscando a análise dos elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETR).

Os procedimentos para a preparação dessas amostras incluem apenas a britagem manual e a moagem em moinho de anéis de tungstênio. As análises geoquímicas seguiram os padrões do laboratório Acme Brasil.

5.4. Procedimentos Analíticos

5.4.1. Sm-Nd (ID-TIMS)

As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – LAGIR, onde todos os procedimentos químicos foram processados em ambiente limpo e sob pressão positiva do ar (Valeriano *et al.*, 2008), como descrito a seguir.

A cada amostra de rocha total pulverizada, com aproximadamente 100 mg foram acrescentados cerca de 50 µg de solução dupla de traçadores isotópicos ^{149}Sm - ^{150}Nd . A digestão da amostra foi realizada em bombas PTFE revestidas com jaqueta de aço, iniciada por um período de 3 dias com mistura de HF (6ml) e de HNO_3 6N (0.5ml), seguida de mais 2 dias em HCl 5N. Em seguida, Sm e Nd foram separados quimicamente por meio de duas colunas sucessivas de trocas de íons, usando HCl: na primeira, foi utilizada a resina Biorad® AG50W-X8 (100-200 mesh) para a separação dos elementos Terra Raras (REE) e, na segunda coluna foi usada a resina Eichrom® LN-B-25S (50-100 µm) para a separação de Sm e Nd. Posteriormente estes elementos foram depositados separadamente em filamentos duplos de rênio, previamente desgaseificados, junto com H_3PO_4 , utilizado como ativador iônico. As razões isotópicas foram medidas com o espectrômetro de massas TRITON® *multi-collector thermal ionization mass spectrometer* (TIMS). A aquisição de dados foi feita em modo estático usando um arranjo de oito coletores do tipo Faraday. As razões isotópicas foram normalizadas pelo material de referência JNd1 (Tanaka *et al.*, 2000) com base na razão isotópica ^{143}Nd - ^{144}Nd e corrigidos para viés instrumental de massa e para o conteúdo de traçador, com valores de brancos abaixo de 1ng para Nd e 0.1ng para Sm. Cada razão isotópica de Nd representa a média de 16 blocos com 10 ciclos cada, com um erro padrão absoluto calculado para 2sigma.

5.4.2. U-Pb (LA-MC-ICP-MS)

As análises geocronológicas U-Pb de grãos de zircão efetuadas no CPGeo-USP foram realizadas pela técnica LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation - Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) num equipamento do tipo NEPTUNE (*Thermo Scientific*). O espectrômetro possui analisador de Energia (ESA = *electrostatic analyser*) e analisador de massa de setor magnético. O sistema de detecção está equipado com 9 coletores tipo Faraday, 6 contadores de ions (*multi ion counting - MIC*) e 1 multiplicador de elétrons (*Secondary Electron Multiplier - SEM*). Para as análises isotópicas de zircão, montados em resina de *epoxi*, foi utilizado um equipamento de *laser excimer* (ArF -193 nm) acoplado ao espectrômetro de massa. A frequência do pulso de *laser* utilizado no processo de ablação dos cristais pode variar entre 5 a 100 Hz e a energia

aplicada é variável entre 0 a 20 mJ. As partículas removidas do zircão são transportadas por gás de He até a tocha onde são ionizadas.

Os parâmetros do *laser* utilizado foram: taxa de repetição de 6 Hz, energia de 5 a 7 mJ/pulso e tamanho de pontos de análises (*spot size*) de 19µm a 39µm (Fig. 5.3).

Condições de operação do <i>laser</i>	
<p>Tipo de <i>Laser</i>: Excimer 193 nm</p> <ul style="list-style-type: none"> • Potência de saída do <i>Laser</i> 5-7 mJ/pulso. • Taxa de repetição dos feixes de <i>laser</i> 6 Hz. • Tamanho do spot de <i>Laser</i> 19, 29 e 39µm. 	<p>MC-ICP-MS <i>Neptune</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Configuração dos coletores: <i>Faradays</i>: ^{206}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U <i>MIC's</i>: ^{202}Hg, $^{204}\text{Hg}+^{204}\text{Pb}$, ^{207}Pb • Injeção de Gás: Fluxo de resfriamento (Ar) 15 l/min Fluxo auxiliar (Ar) 0,85 l/min Fluxo de transporte de amostra 0,85 l/min (Ar) + 0,75 l/min (He) • Aquisição: 50 ciclos de 1,049 s

Figura 5.3 - Condições de operação do *Laser* e MC-ICP-MS. As leituras dos diversos picos, das diferentes massas, foram efetuadas simultaneamente em 50 ciclos de 1,049 s de tempo de integração. O valor do ^{204}Pb foi corrigido para a presença do ^{204}Hg , assumindo-se que a razão de $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ é igual a 4,31.

- Configuração dos Coletores e Intercalibrações

A configuração mista dos coletores utilizada para medidas simultâneas de isótopos de Hg, Pb, Th e U foi conforme demonstrado a seguir:

^{202}Hg	$^{204}\text{Hg}+^{204}\text{Pb}$	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	(219,7)	^{232}Th	^{238}U
MIC3	MIC4	L4	MIC6	L3	Axial	H2	H4

Na linha superior aparecem os isótopos dos elementos de interesse, inclusive a massa virtual no detector axial. Na linha inferior os MIC's correspondem aos contadores de íons com base em multiplicador compacto de elétrons denominados de *channeltron*, enquanto que os demais detectores são os clássicos copos *Faraday*. A calibração de ganho dos copos *Faraday* e a calibração cruzada do Copo *Faraday* L4 versus *MIC's* 3, 4 e 6 são realizadas antes de iniciar os procedimentos da seção de aquisição de dados de amostras e padrão. O ganho dos copos *Faraday* relativo ao axial, assumindo igual a 1.000000, é efetuado mediante a aplicação de uma fonte de corrente bastante estabilizada, cerca de $3,3 \times 10^{-10}$ A. Para a calibração cruzada *Faraday* x *MIC's*, necessária para a obtenção da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, utiliza-se uma solução de Pb de 200ppt. O fator de conversão em *volts* do ^{206}Pb em cps é calculado lendo repetidas vezes, de forma alternada, o sinal em milivolts e cps com MIC respectivo. Usualmente este fator é de cerca de 62.500 cps/mV, valor original de fábrica.

- Correções de Fracionamento

As razões isotópicas de elementos obtidas com ICP-MS são em geral diferentes do valor “verdadeiro”, ou aquelas obtidas com TIMS, em razão de fracionamentos isotópicos e interelementares inerentes ao ICP.

Os fracionamentos isotópicos e interelementares dos dados obtidos pelo instrumento utilizado foram avaliados e corrigidos com base no padrão de zircão GJ-1 (padrão de referência internacional do GEMOC ARC *National Key Center, Austrália*), o qual é analisado a cada 5 ou 10 zircões (geralmente um *spot* ou um ponto de análise por cristal). As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e os erros estimados (Jackson *et al.*, 2004) neste padrão obtidos por TIMS em Oslo são: $0,06014 \pm 0,000010$ (0,017%) e $0,0975 \pm 0,00041$ (0,42%), respectivamente. O branco (*background*) e o padrão GJ-1 são lidos no início e no fim destes zircões intercalados. As leituras individuais do padrão são subtraídas das médias respectivas dos brancos, visto que as leituras não são efetuadas simultaneamente. Todas estas leituras são submetidas a um critério de rejeição ao nível de 1s (um sigma).

A correção conhecida como *mass bias* é baseada na média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e razão extrapolada das diversas medidas de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas no padrão (Simon *et al.* 2004). As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variaram entre 0,064 e 0,039, correspondendo a uma correção de fracionamento isotópico e instrumental entre 0,96 a 1,54 para um valor esperado de 0,06014 no padrão. No caso da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ os fatores variaram muito menos (entre 1,10 a 1,25) em relação ao valor esperado de 0,09750 no referido padrão. A principal causa da variação na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida deve ser consignada à variação na sensibilidade no *MIC 6* ao longo do período de 6 meses de análise.

- Correções de Pb comum

O método mais rotineiramente utilizado para correção de Pb comum em zircões baseia-se na presença do isótopo de ^{204}Pb . Fortuitamente, a presença de Pb comum é praticamente desprezível, em razão do raio do Pb^{2+} (1,20 Å) ser muito maior que o do Zr^{2+} que é da ordem de 0,80 Å e, por isso não é aceito facilmente na estrutura do zircão. O ^{204}Pb pode ser avaliado sem problemas com TIMS ou mesmo com SHRIMP. No caso do *Laser*, o sinal correspondente à massa 204 varia muito e é afetado fortemente pela presença do ^{204}Hg (proveniente dos gases de Ar e He). Este ^{204}Hg pode ser avaliado em função do ^{202}Hg cuja razão $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ é igual a 4,35. A sessão analítica só é iniciada quando o nível de ^{202}Hg tornar-se estável e em torno de 5.000 cps, ou seja, em torno de 1150 cps para ^{202}Hg cujo erro correspondente é de 34 cps. Este erro representa cerca de 3 até 11 vezes o sinal correspondente ao ^{204}Pb esperado (3 a 13 cps) para o padrão usado, GJ-1. Na maioria

dos casos é inócua a tentativa de correção do Pb comum quando se utiliza ICP-MS. Não obstante, para manter a coerência, a correção de chumbo comum é efetuada rotineiramente. Esta correção pode tornar-se efetiva somente nos casos em que o teor de Pb comum é muito alto. Isto pode ser avaliado por meio da razão $^{202}\text{Hg}/^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ e revelar-se menor que 3,8 quando se incide o *Laser* sobre a amostra. Mesmo assim defronta-se com uma dificuldade que é a de saber qual o fator a ser utilizado na correção para ^{204}Pb devido à presença de ^{204}Pb de contaminação cruzada. No presente caso este fator deve ficar entre cerca de 3,8 a 4,351.

Uma das maneiras de correção de chumbo comum, empregado no presente trabalho, foi avaliar a fração de ^{206}Pb e ^{207}Pb não radiogênicos, conforme preconizado por Williams (1998):

$$f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$$

$$f_{207} = [^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$$

Onde c = razão respectiva do Pb comum.

Para calcular a composição do isótopo de Pb comum utiliza-se a curva de evolução isotópica em dois estágios proposta por Stacey & Kramers (1975) para uma dada idade estimada inicial e recalculada ao final pela idade mais precisa inferida pelo método da concórdia. As razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (onde * = fração radiogênica) são corrigidas a partir das frações f_{206} e f_{207} para ciclos individuais. Em termos gerais, os ciclos com valores de f_{206} acima de 0.0050 (i.e., 0.50% de presença de Pb comum) são descartados por configurarem um valor anormal para zircões (*spots*) selecionados com certo critério. Como regra geral, áreas ou superfícies esbranquiçadas parecendo porosas ou quando apresentarem microfraturas preenchidas são sumariamente descartadas. Apresentam geralmente Pb comum em quantidade não usual para zircões. As razões $^{202}\text{Hg}/^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ são mais baixas que 3,8, podendo ser tão baixas quanto 1,0.

- Cálculo das Razões e Estimativa de Erros

As razões e seus erros absolutos (1s) de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são calculadas com um programa desenvolvido no LGI-UFRGS (Chemale Jr. *et al.*, 2008).

As razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, em amostras homogêneas como no padrão GJ-1, dispõem-se segundo uma disposição linear crescente e inclinação estimada em cerca de 0,00022, ou seja, correlação positiva, conforme mostrado na figuras. 5.4a e 5.4c. Em geral são desprezadas as 6 ou 7 primeiras razões que podem ser afetadas ou reflexos de Pb de contaminação superficial. Para o cálculo do fator de correção de fracionamento e erro associado utilizou-se o valor de intercepção estimado, segundo o formalismo proposto por Youden (1951), também adotado por Koešler *et al.* (2002). As

razões de $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e seus respectivos fatores de correção (*mass bias*) são estimados a partir dos valores médios, após a rejeição dos valores discrepantes (Fig. 5.4), visto que as razões não apresentam nenhuma tendência em relação ao tempo de análise. As razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram calculadas assumindo $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$ conforme expressão abaixo: $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \times (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 137,88$

Nos casos em que $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentem uma correlação positiva ou negativa, utiliza-se o mesmo procedimento descrito acima. Na Figura 5.4, podem-se observar as razões obtidas no padrão, fatores de correção, determinação das idades individuais de um conjunto de amostras (zircões vulcânicos de mesma idade) e o diagrama concórdia para um tufo da Bacia *Ischigualasto*, Argentina (exemplo assumido com análises executadas no LGI/UFRGS).

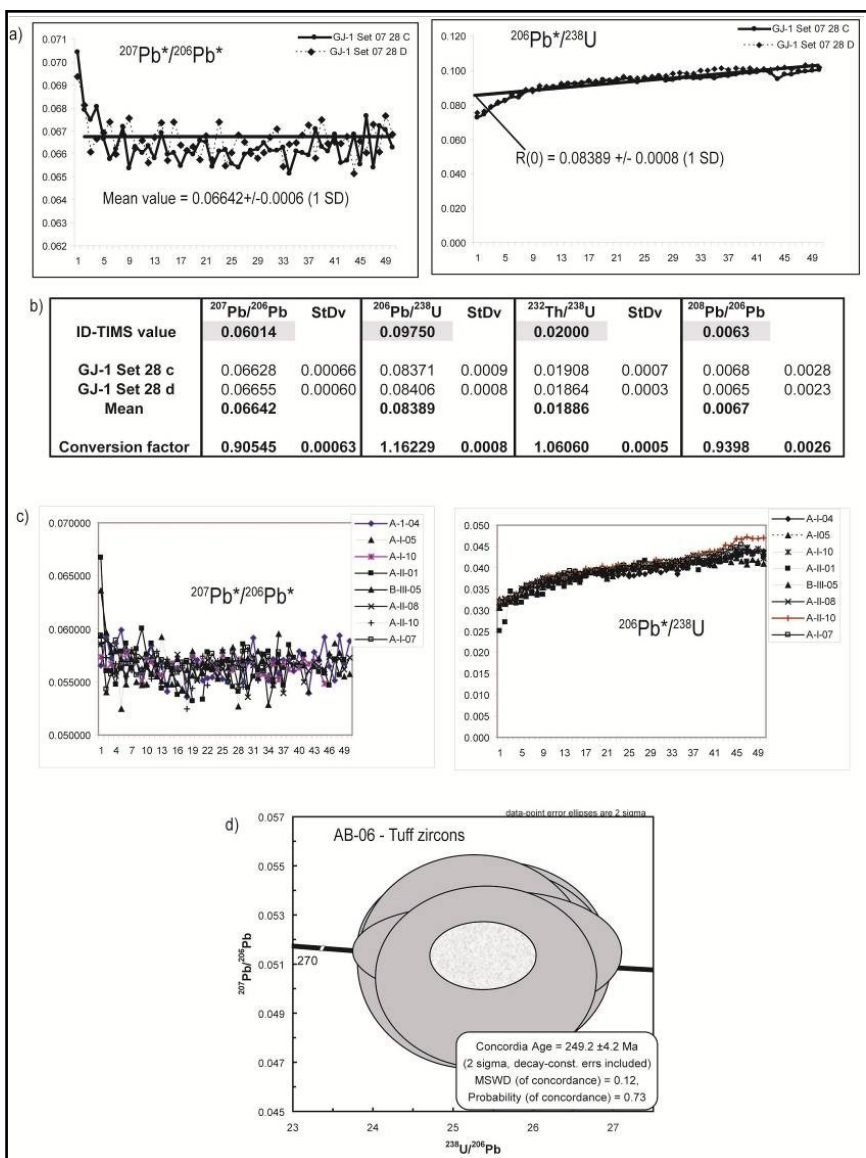


Figura 5.4 - Conjunto de medidas de dois padrões GJ-1 e 8 análises pontuais de zircão de um tufo (amostra AB-06). Exemplo utilizado foi executado com LA-MC-ICPMS do LGI/UFRGS. a) Diagrama com as razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas do padrão de zircão GJ-1; b) Sumário dos resultados calculados das medidas no padrão; c) Diagramas com as razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas em 8 zircões gerados simultaneamente (zircões do tufo AB-06) nas mesmas condições analíticas que as do zircão do padrão GJ-1; d) Idade concórdia dos zircões analisados em diagrama Tera-Wasserburg por Chemale et al. (2009).

5.5. Dados geocronológicos anteriores

5.5.1. Grupo Canastra

O Grupo Canastra apresenta idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,5 e 2,3 Ga, com ϵ_{NdT} muito negativo (Seer, 1999; Pimentel *et al.*, 2001, 2011; Valeriano *et al.* 2004a; Rodrigues *et al.* 2010). Suas idades U-Pb em zircão detrítico sugerem fontes principais de *ca.* 2,1-1,8 Ga e idade máxima de deposição em *ca.* 1,03 Ga (Rodrigues *et al.*, 2010; Pimentel *et al.* 2011). Os valores muito negativos do parâmetro de Nd, as idades-modelo e datações de zircão detrítico sugerem que os sedimentos Canastra provieram de áreas-fonte paleoproterozóico-arqueanas, com elevado tempo de residência crustal, e indicam longo retrabalhamento sedimentar (Seer 1999).

5.5.2. Grupo Ibiá

A matriz do diamictito da Formação Cubatão apresenta idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,77 Ga e idades U-Pb de 950, 1200 e 1850 Ma (Rodrigues *et al.*, 2010). Zircões de clastos de granito do metaconglomerado Cubatão apresentam idades U-Pb em zircão de 2133 ± 24 Ma e o zircão mais novo dessa formação tem idade de 932 ± 16 Ma (Rodrigues *et al.* 2010).

As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) fornecidas por amostras de metapelito da Formação Rio Verde mostram bimodalidade nos intervalos 1,16-1,58 e 1,93-2,47 Ga, com ϵ_{Nd} (-0,11 a -0,93) apenas um pouco negativos (Pimentel *et al.* 2001, 2011; Seer *et al.* 2000, Rodrigues *et al.* 2010). Os dados isotópicos Sm-Nd também evidenciam a contribuição de fontes neoproterozóicas juvenis (Arco Magmático de Goiás) com baixo tempo de residência crustal (Seer *et al.*, 2000).

As idades U-Pb em zircão detrítico apresentam picos de concentração em 665, 740 e 850 Ma, sendo o zircão mais novo de *ca.* 640 Ma (Rodrigues *et al.* 2010, Pimentel *et al.* 2011). Segundo Rodrigues *et al.* (2010) os protólitos da Formação Rio Verde, são interpretação, oriundos, principalmente, de arcos magmáticos da Faixa Brasília (zircões entre 640 e 740 Ma), com alguma contribuição vinda do Cráton do São Francisco e/ou do embasamento ocidental da Faixa Brasília.

O diamictito basal do Grupo Ibiá, interpretado por Pereira *et al.* (1994) como de origem glacial, foi relacionado com a glaciação Marinoana, por apresentar contato gradacional com os xistos, que tem idade de 640 Ma (Rodrigues *et al.*, 2010).

A Figura 5.5 mostra a distribuição geográfica das amostras datadas.

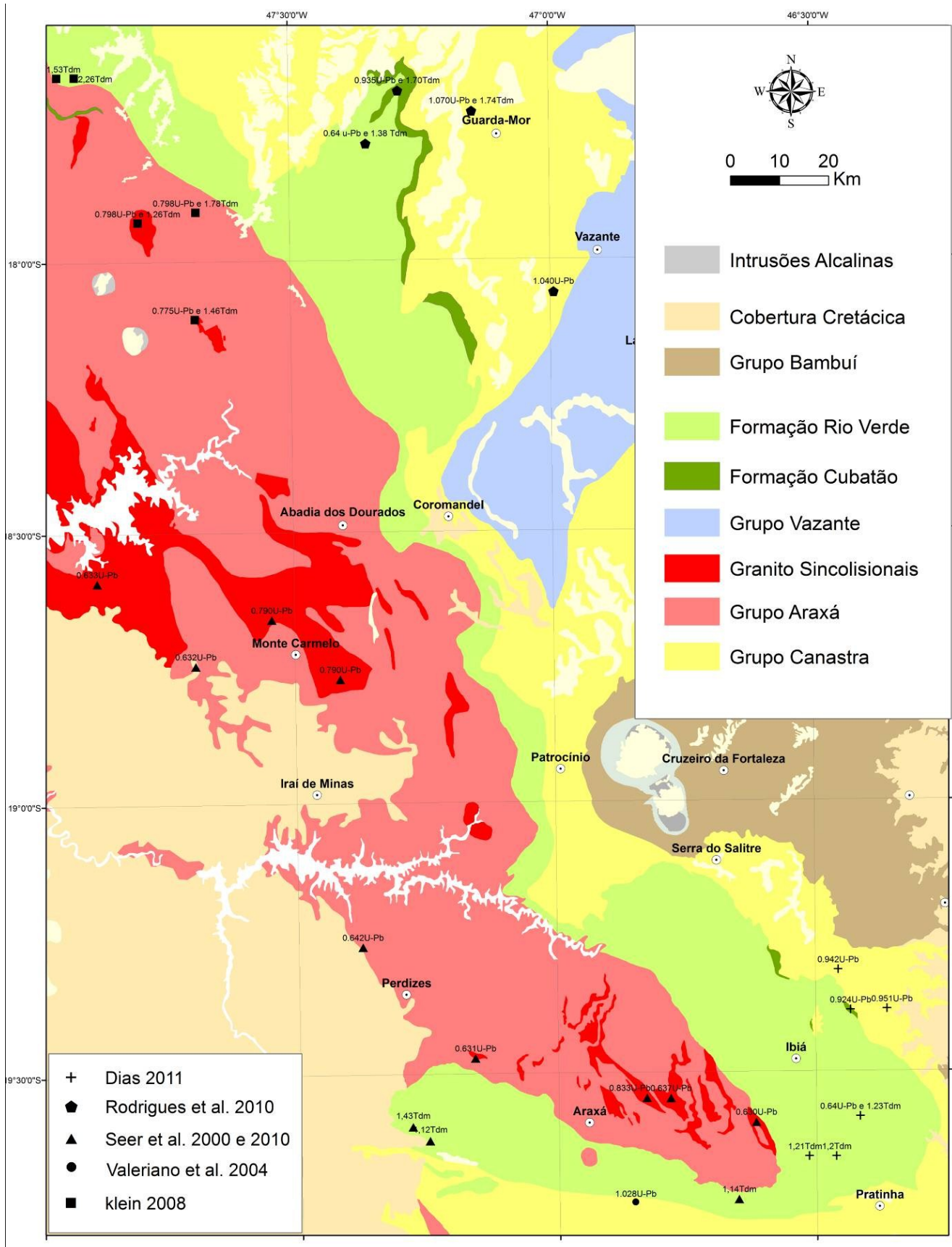


Figura 5.5 Mapa com a distribuição geográfica das datações na porção sul da Faixa Brasília.

5.6. Resultados obtidos

Os dados obtidos nas análises U-Pb encontram-se no Anexo 03. Os *spots* foram localizados nas bordas dos zircões.

- Grupo Canastra - Quartzito da Formação Paracatu

Uma amostra (WSG266, UTM E357023/N7855866, Zona 23S) foi coletada em um corte de estrada secundária na localidade da Fazenda Capoeira dos Burros, Município de Rio Paranaíba (MG). A rocha analisada é um quartzito fino a médio, branco, foliado com pouca mica e veios de quartzo milimétricos que cortam a foliação.

Foram analisados 84 grãos de zircões detríticos. Esses zircões apresentam-se como cristais incolores a avermelhados. Foi possível a identificação de duas principais populações morfológicas distintas (Fig. 5.13): a primeira, dominante, contém zircões alongados com o maior diâmetro entre 150 e 350 μm e grãos subangulosos a arredondados. A segunda população apresenta zircões com alta esfericidade, arredondados e diâmetro entre 200 e 250 μm .

No diagrama de densidade relativa, considerando todos os zircões analisados, são identificadas seis modas com as respectivas médias de idades em 1199 ± 20 Ma (49%); 1392 ± 48 Ma (12%); 1779 ± 33 Ma (14%); 1931 ± 33 Ma (18%); 2075 ± 57 Ma (2%); 2784 ± 50 Ma (5%) (Fig. 5.6). O zircão mais novo, com dados mais confiáveis, tem idade de 1037 ± 76 Ma (*spot* 31.1). Outro zircão ainda mais novo apresenta idade de 908 ± 60 Ma (*spot* 31.1), mas este dado possui alto Pb^{204} e consideráveis erros individuais, portanto não foi utilizado para o cálculo das idades.

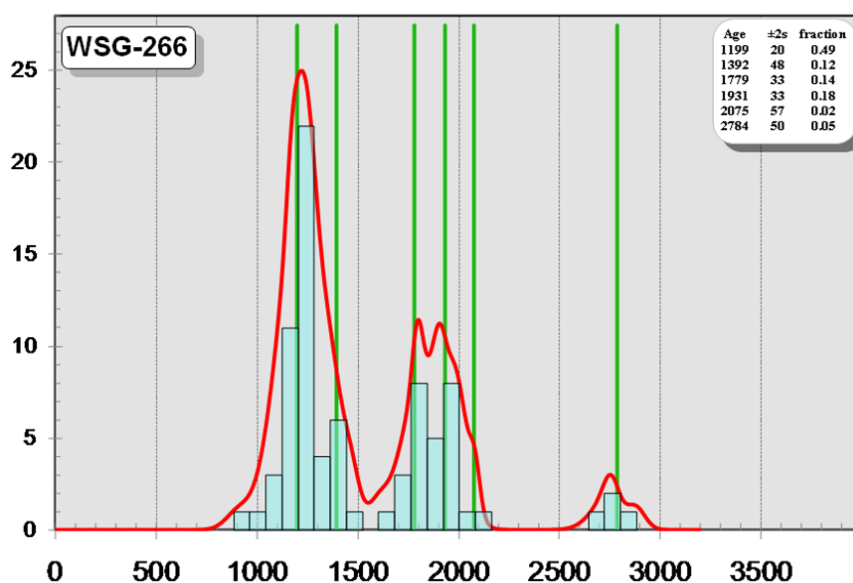


Figura 5.6 - Diagrama de probabilidade relativa de idades para os quartzitos da Fm. Paracatu do Grupo Canastra (amostra WSG 266).

Grupo Canastra - Quartzito da Formação Serra da Batalha Inferior

Uma amostra (WSG23-UTM-E347056/N7863810-Zona 23) foi coletada em um lajedo com blocos na Serra do Paraíso, Município de Rio Paranaíba (MG). A rocha analisada é um quartzito fino a médio, cinza claro, maciço, com pouca mica.

Foram analisados 57 grãos de zircão. Os cristais são incolores a avermelhados e possuem o diâmetro entre 100 e 300 μm . Existem duas populações principais morfologicamente distintas. A primeira, dominante, contém grãos alongados subangulosos a arredondados, com maior diâmetro entre 150 e 300 μm . A segunda população apresenta zircões esféricos, arredondados com diâmetro entre 150 e 200 μm .

No diagrama de densidade relativa, considerando todos os grãos analisados, são identificadas seis modas com as respectivas médias de idades em 1189 ± 27 Ma (32%); 1550 ± 25 Ma (8%); 1849 ± 25 Ma (30%); 2166 ± 41 Ma (23%); 2419 ± 62 Ma (5%); 2777 ± 64 Ma (2%) (Fig. 5.7). O zircão mais novo apresenta idade 971 ± 98 Ma (*spot* 18.1).

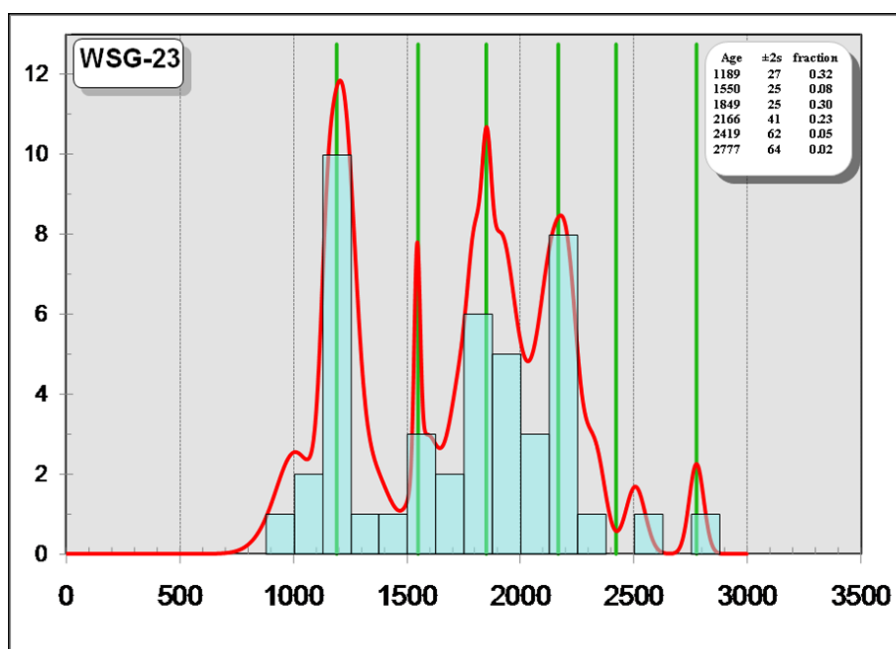


Figura 5.7 – Diagrama de probabilidade relativa de idades para os quartzitos da Fm. Serra da Batalha do Grupo Canastra (amostra WSG 23).

Grupo Ibiá - Metaconglomerado da Fm. Cubatão

Uma amostra (WSG62 - UTM-E349729/N7855802-Zona 23S) foi coletada em drenagem na localidade denominada Fazenda Sílvio Abreu, no Município de Rio Paranaíba (MG), cerca de 100

metros do contato com os quartzitos do Grupo Canastra. A amostra coletada para análise isotópica U-Pb é da matriz do metaconglomerado, a qual se apresenta filítica a quartzítica micácea fina, pouco alterada de cor laranja, suportando clastos angulosos de quartzo e quartzito, com até 12 cm de diâmetro.

Foram analisados 100 (cem) grãos de zircão, dos quais 13 (treze) apresentaram alto Pb^{204} e não foram considerados nos cálculos. Os cristais de zircão são rosados a incolores e apresentam duas populações principais, morfologicamente distintas (Fig. 5.13). Uma população apresenta grãos arredondados com alta esfericidade e diâmetro entre 100 e 200 μm , a outra população contém cristais alongados finos, faces arredondadas e diâmetro entre 150 e 300 μm , e raros zircões angulosos.

No diagrama de densidade relativa, considerando as 87 análises, são identificadas seis modas com as respectivas médias de idades 1199 \pm 26 Ma (21%); 1540 \pm 45 Ma (8%); 1873 \pm 39 Ma (21%); 2095 \pm 15 Ma (38%); 2503 \pm 130 Ma (2%); 2715 \pm 19 Ma (10%) (Fig. 5.8).

Os grãos mais novos revelam idade de 1150 Ma. Outros dois grãos ainda mais novos (914 \pm 61 e 936 \pm 47 Ma, *spots* 52.1 e 69.1) são desconsiderados como idades máximas para a sedimentação, porque apresentam alto Pb^{204} , além de consideráveis erros individuais.

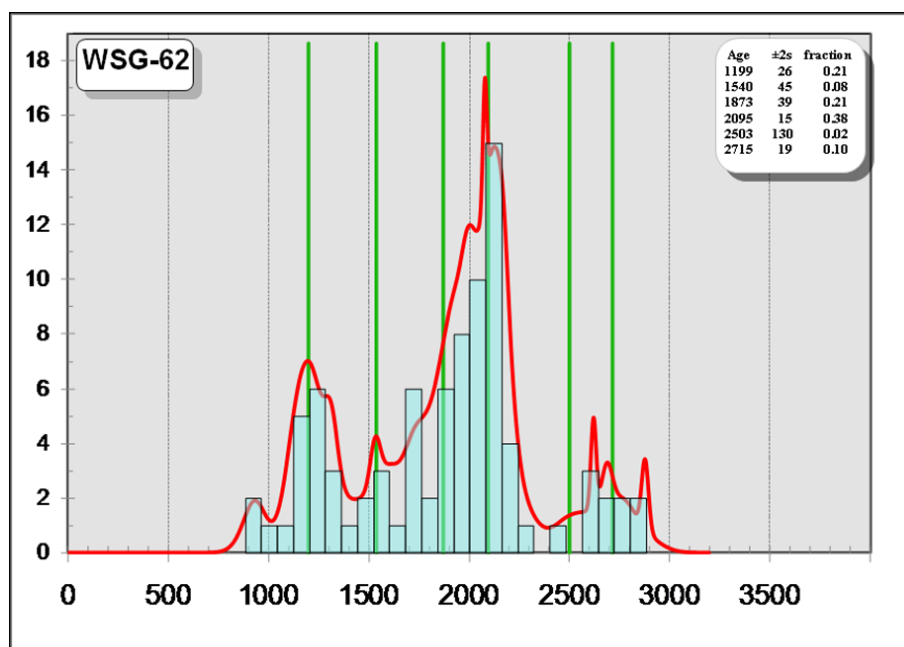


Figura 5.8 - Diagrama de probabilidade relativa de idades para o metaconglomerado da Formação Cubatão, Grupo Ibiá (amostra WSG 62).

Grupo Ibiá- Xisto da Fm. Rio Verde

Uma amostra (CA06 - UTM-E351609/N7834028-Zona 23S) foi coletada em um corte de estrada da rodovia BR-262, cerca 30 Km após a entrada para a Cidade de Campos Altos, sentido Uberlândia. A amostra é de um quartzo-clorita-muscovita xisto esverdeado a prateado, dobrado, com bandamento composicional rítmico e vênulas de quartzo estirado.

Foram separados 67 cristais de zircão para análise, dos quais 60 grãos apresentam idades concordantes. Os zircões são incolores a levemente rosados e possuem diâmetro entre 60 e 300 μm . Existem três populações principais de zircões morfologicamente distintos (Fig. 5.13): arredondados a subarredondados, com esfericidade variável (evidenciando o considerável transporte sofrido); angulosos a sub-arredondados com poucas faces preservadas; e grãos com faces preservadas (assemelhando-se a zircões ígneos), evidenciando pouco transporte.

No diagrama de densidade relativa, considerando as 67 análises, são identificadas seis modas com as respectivas médias de idades em 685 ± 3 Ma (35%); 882 ± 4 Ma (38%); 1570 ± 280 Ma (1%); 1721 ± 41 Ma (4%); 1947 ± 11 Ma (20%); 2527 ± 54 Ma (2%) (Fig. 5.9).

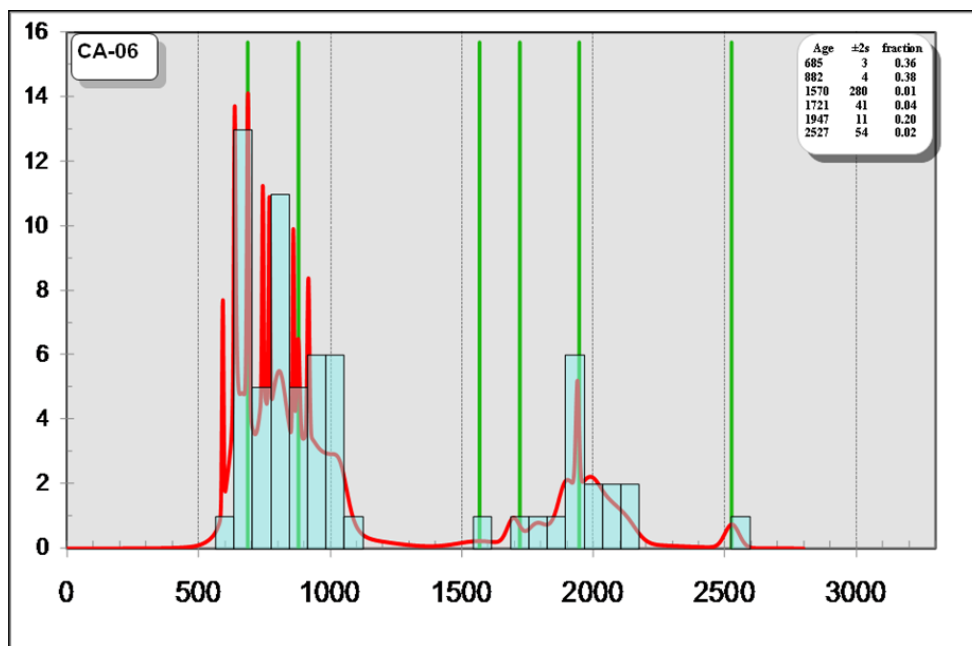


Figura 5.9 - Diagrama de probabilidade relativa de idades para o xisto da Fm. Rio Verde do Grupo Ibiá (amostra CA 06).

A partir do refinamento dos dados considerando o grau de concordância, percentagem de Pb^{204} e os erros individuais das razões, os dados analíticos permitem um novo tratamento estatístico,

ou seja, um detalhamento no qual a média da moda mais representativa fornece a idade de 639 ± 5 Ma com (48%).

Nesse tratamento foi identificado um único grão mais jovem, concordante e de boa qualidade analítica, com idade de 593 ± 6 Ma.

Desta forma, a média de valores que melhor indica a idade máxima da sedimentação é 639 ± 5 Ma (48%). Contudo, estudos posteriores devem ser realizados para se verificar a reprodutibilidade de valores menores, tal como sugerido pelo grão com *ca.* 593 Ma.

Resultados Sm-Nd e Litoquímicos do Xisto Rio Verde

Três amostras (CA06, CA13 e CA14) de clorita-muscovita xisto da Formação Rio Verde, livres de intemperismo ou qualquer outro tipo de alteração, foram selecionadas para análise isotópica Sm-Nd (Figura 5.10). Calculou-se o ϵ_t conforme a idade máxima de deposição (640 Ma) dada pelos resultados das análises U-Pb sobre zircão detrítico. Os resultados obtidos mostram idades-modelo $T_{DM(640Ma)}$ no intervalo 1,24-1,20 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(640Ma)}$ próximos a zero, entre -0,12 e -0,54 (Fig. 5.10).

Amostra	Sm _{ID}	Nd _{ID}	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(m)	($\pm 1s$)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd _(m)	Sm/Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	$\epsilon_{Nd(640\text{ Ma})}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	T_{DM}
CA-06	6,3	29,8	0,512322	0,000003	0,126998	0,21	0,511786	-0,5425657	-6,2	1,24
CA-13	6,6	31,2	0,512340	0,000002	0,128851	0,21	0,511803	-0,1972731	-5,8	1,21
CA-14	6,2	29,4	0,512342	0,000014	0,128467	0,21	0,511807	-0,1257708	-5,8	1,20

Figura 5.10 - Tabela de dados isotópicos Sm-Nd da Formação Rio Verde.

Essas mesmas amostras foram analisadas quimicamente e apresentaram teores dos elementos maiores semelhantes entre si (Fig. 5.11).

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3(t)}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	LOI	Total
CA06	59,17	0,89	17,69	7,10	3,24	1,30	2,18	3,54	0,21	0,10	4,3	99,72
CA06V	59,64	1,09	15,55	7,75	3,52	2,27	1,97	2,72	0,19	0,13	4,9	99,73
CA13PH	58,50	0,92	17,25	7,88	3,55	1,74	2,30	3,21	0,22	0,12	4,0	99,69
CA14	59,30	0,94	16,93	7,57	3,56	1,87	3,05	2,57	0,22	0,12	3,6	99,73

Figura 5.11 - Análise litoquímica (Elementos Maiores) do xisto da Formação Rio Verde.

Esses dados litoquímicos, plotados nos gráficos de Bhatia (1983), mostram padrões semelhantes aos dados de Seer (1999) para a mesma unidade e se situam no campo dos sedimentos gerados em ambiente de arcos de ilhas intra-oceânicos (AIO) e próximos ao campo de ambiente de arco-de-ilhas maduro (AIM), (Fig. 5.12).

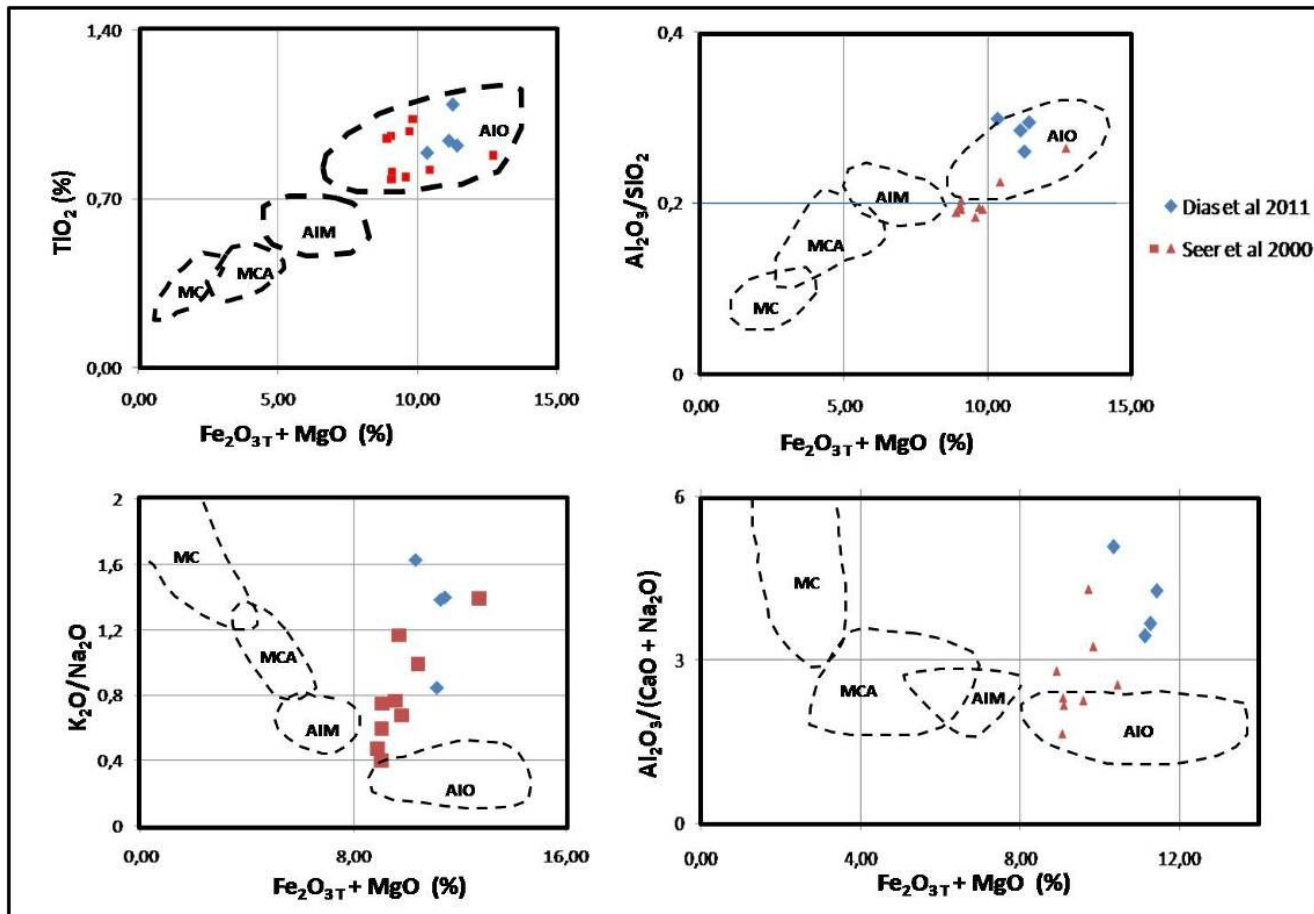


Figura 5.12. Dados litoquímicos de amostras do Xisto Ibiá em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. AIO, arco de ilha intra-oceânico, AIM, arco de ilha maduro, MCA, margem continental ativa, e MP, margem continental passiva.

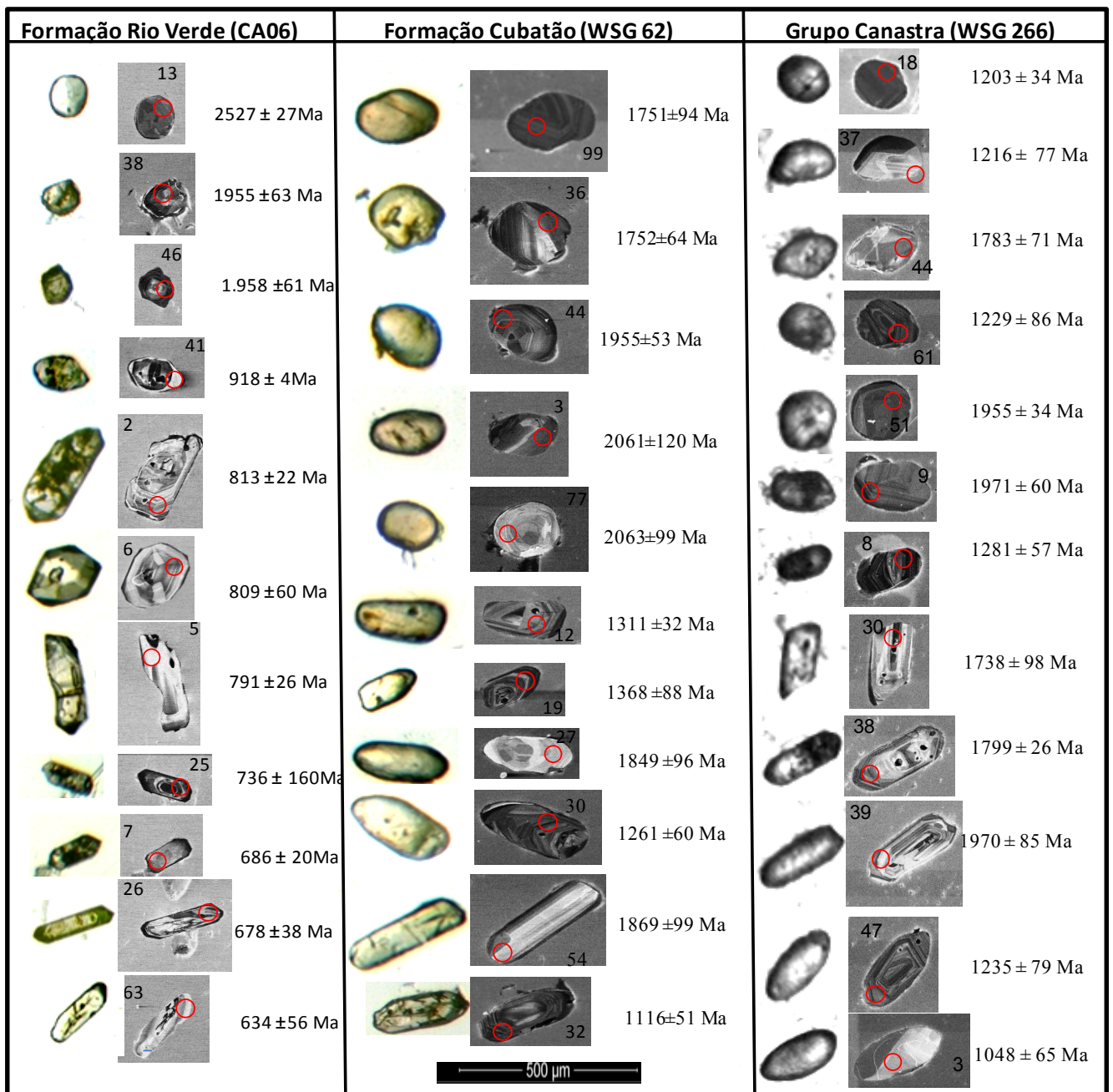


Figura 5.13 - Morfologia e idades dos zircões do Grupo Canastra, da Formação Cubatão e da Formação Rio Verde.

5.7. Discussões

Os dados obtidos das análises isotópicas sobre amostras dos grupos Canastra e Ibiá, para esta dissertação, são similares aqueles apresentados por Rodrigues *et al.* (2010) e Valeriano *et al.* (2004b), o que proporciona interpretações embasadas.

5.4.3. Idade e proveniência dos sedimentos do Grupo Canastra

A população de grãos de zircão mais nova dos quartzitos Canastra indica, seguramente, que a idade máxima de sedimentação desta unidade é ca. 1200 Ma. Entretanto, os poucos zircões neoproterozóicos encontrados juntamente com os zircões mais novos de Rodrigues *et al.* (2010) sugerem que os sedimentos do Grupo Canastra depositaram-se no início do Neoproterozóico (<1,0 Ga).

Todos os grãos observados mostram-se sempre arredondados, indicando considerável transporte e retrabalhamento dos sedimentos (Fig. 5.13). Os valores muito negativos de épsilon Nd e as idades-modelo Sm-Nd (ver dados em Pimentel *et al.* 2001 e Rodrigues *et al.* 2010) sugerem que parte dos sedimentos do Grupo Canastra provém de áreas fontes antigas, com elevado tempo de residência crustal e indicam retrabalhamento sedimentar.

Os dados geocronológicos mostram que o Grupo Canastra foi influenciado por uma grande variedade de fontes, com idades variando de 1,2 a 2,9 Ga. A unidade basal (Formação Serra do Landim) tem forte influência de fontes neoarqueanas a riacianas (1,8 a 2,4 Ga), pouca contribuição mesoproterozóica e zircão mais novo do final do esteniano (1079 ± 45 Ma; dados em Rodrigues *et al.*, 2010). Em direção ao topo do Grupo Canastra (formações Paracatu e Serra da Batalha) a distribuição da densidade relativa de idades é diferente da unidade basal. Os sedimentos da Formação Paracatu apresentam maior contribuição de fontes mesoproterozóicas (~1,2 Ga), mas ainda mostram fontes neoarqueanas. Outro importante fato é a ocorrência de zircões neoproterozóicos nessas duas unidades (ver também Rodrigues *et al.*, 2010).

Assim, os protólitos do Grupo Canastra provêm da erosão das seguintes fontes:

- rochas do embasamento do setor meridional do Cráton do São Francisco (Noce *et al.*, 1998), que seriam as fontes arqueanas e paleoproterozóicas (2,9 a 2,0 Ga);
- rochas relacionadas ao *rift* Espinhaço como a Suíte Borrachudos e o Grupo Diamantina (Machado *et al.*, 1989), e ao *rift* Araí e granitos anorogênicos Serra da Mesa e Serra Branca (Pimentel *et al.*, 1991), que representam as fontes primárias riacianas a mesoproterozóicas (2,0 a 1,5 Ga);
- rochas relacionadas à bacia mais nova do Supergrupo Espinhaço (Espinhaço II de Chemale *et al.*, 2010) que seriam as fontes mesoproterozóicas (1,1 a 1,3 Ga);
- rochas relacionadas à abertura dos *rifts* tonianos em torno do Cráton do São Francisco, que seriam as fontes neoproterozóicas (1,0 a 0,9 Ga).

5.4.4. Idade e proveniência do Grupo Ibiá

- Formação Cubatão

Os dados geocronológicos aqui apresentados indicam que a Formação Cubatão apresenta idade máxima de sedimentação em ca. 1200 Ma (média da moda principal). Entretanto, grãos com idades em torno de 940 Ma, ainda que de baixa qualidade analítica, mas compatível com a idade (932 ± 16 Ma) do zircão mais novo de Rodrigues *et al.* (2010), sugerem que o paraconglomerado Cubatão tenha se depositado no Neoproterozóico, provavelmente no Toniano.

A marcante semelhança de morfologia dos grãos de zircão arredondados (Fig. 5.13), espectros de idades U-Pb, idades-modelo Sm-Nd e valores (fortemente negativos) de $\epsilon Nd(T)$ (Fig. 5.14), das amostras do conglomerado Cubatão (muito rico em elastos de quartzito) em relação as dos quartzitos Canastra sugerem que o primeiro formou-se por retrabalhamento do segundo (Fig. 5.13). Ou seja, a Formação Cubatão representaria depósito com forte contribuição aportada pela erosão e transporte de sedimentos do Grupo Canastra.

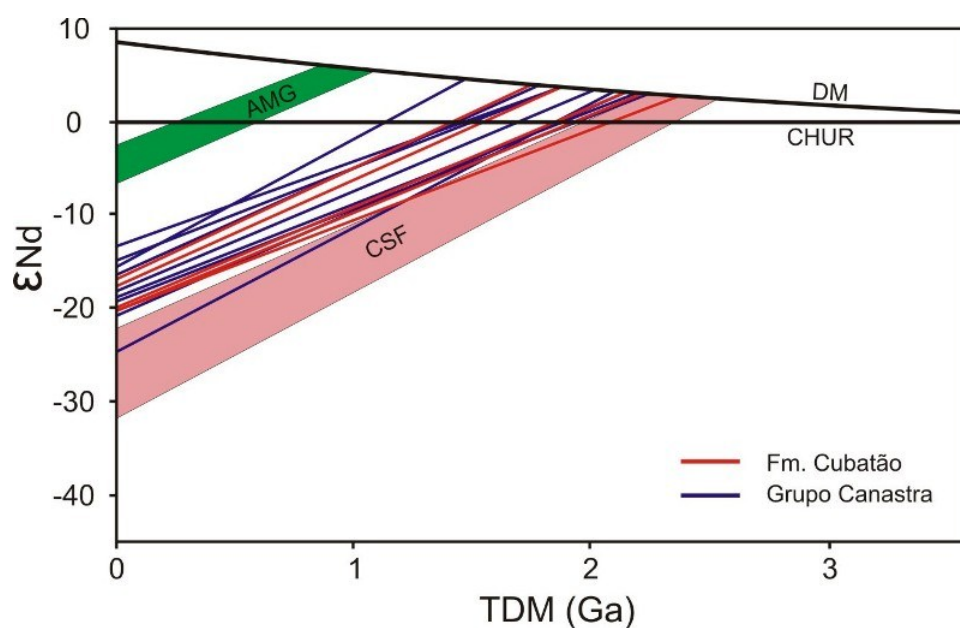


Figura 5.14 - Gráfico ϵNd X Tempo das amostras do Grupo Canastra e da Formação Cubatão (AMG-Arco Magmático de Goiás, CSF-Cráton do São Francisco).

- Formação Rio Verde

A concentração relativa de idades U-Pb do xisto Ibiá mostra duas fontes distintas: uma neoproterozóica, primária; e outra arqueana, secundária. O pico de idades mesoproterozóicas (ca. 1,2 Ga) presente no Grupo Canastra e no conglomerado Ibiá, está ausente do xisto Ibiá. Os padrões

morfológicos dos zircões mostram pelo menos duas fontes: uma mais distal, representada pelos zircões arredondados e esféricos com idades entre 2,5 e 1,9 Ga, e outra proximal, representada pelos zircões facetados (ígneos), pouco transportados e idades entre 1,1 Ga e 640 Ga (Fig. 5.13). As fontes mais velhas se localizariam no Crátom do São Francisco e/ou no Maciço Mediano de Goiás.

Os grãos com morfologia de zircão ígneo apresentam idades entre ca. 640 e 800 Ma (Fig. 5.13) e podem ser correlacionados às rochas do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 1999, 2000, 2001, 2003) e a granitos intrusivos no Grupo Araxá (Seer *et al.*, 2010, Klein, 2008).

As idades mais novas (630-640 Ma) de grãos detriticos de zircão do xisto Rio Verde apontam para rochas-fontes geradas no estágio de colisão continental, como por exemplo, os granitos Serra Velha (ca. 637 Ma), Estrela do Sul (ca. 631 Ma), Galheirinhos (ca. 631 Ma) e Perdizes (642 Ma; Seer *et al.*, 2010); e o ortognaisse Goiandira (ca. 640 Ma; Klein, 2008). Esses granitos-gnaisses encontram-se tectonicamente intercalados ou intrudidos nas rochas do Grupo Araxá.

As idades-modelo Sm-Nd em 1,2 Ga e $\epsilon_{Nd}(640 \text{ Ma})$ muito próximos a zero (embora geralmente negativos) indicam mistura de áreas fontes juvenis, como proposto em Seer *et al.* (2000). Os dados geoquímicos apresentados corroboram a interpretação de uma bacia relacionada à erosão de arcos magmáticos (Fig. 5.15).

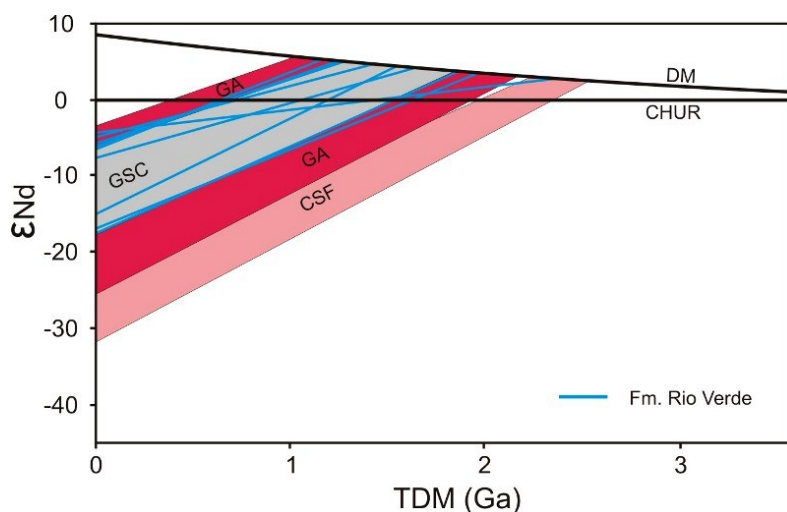


Figura 5.15 - Gráfico ϵ_{Nd} X Tempo das amostras da Formação Rio Verde (GA-Rochas do Grupo Araxá, GSC-Granitos Sincolisionais, CSF-Crátom do São Francisco).

Os dados geocronológicos do xisto da Formação Rio Verde diferem muito dos resultados fornecidos, pelos mesmos métodos e técnicas analíticas, para o metaconglomerado da Formação Cubatão. Estes, por sua vez, muito melhor se correlacionam com os dados dos quartzitos do Grupo

Canastra (Fig. 5.16). As idades modelos e os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ também apresentam picos e campos distintos dos valores para as rochas da Formação Rio Verde o que permite uma interpretação de fontes distintas para as duas formações (Fig. 5.17).

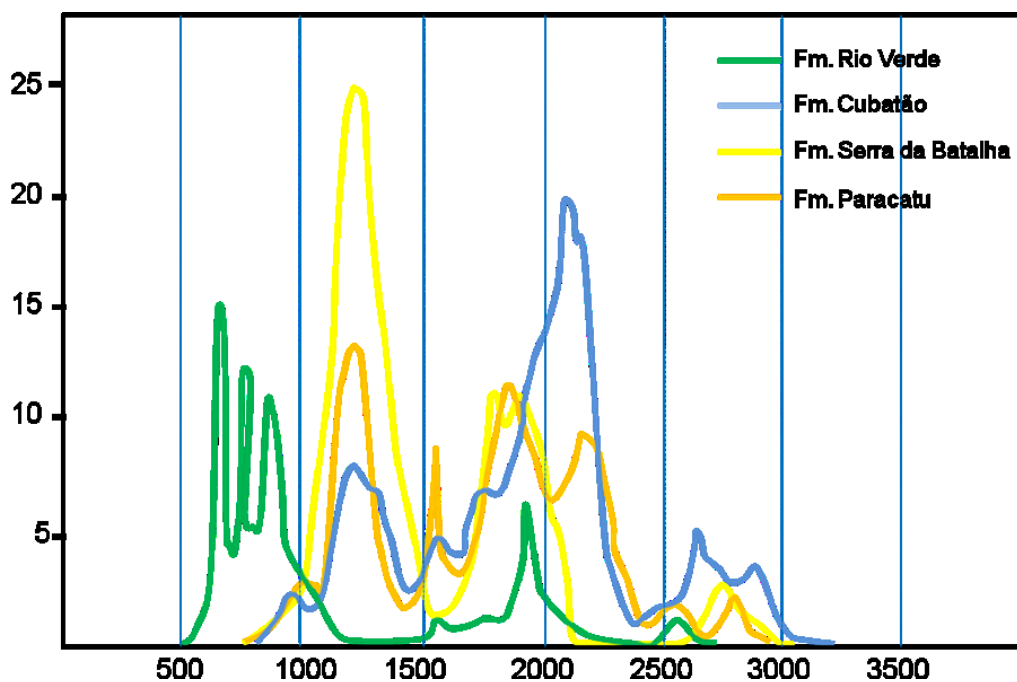


Figura 5.16 - Linhas de densidade relativa de idades para as rochas dos grupos Ibiá e Canastra.

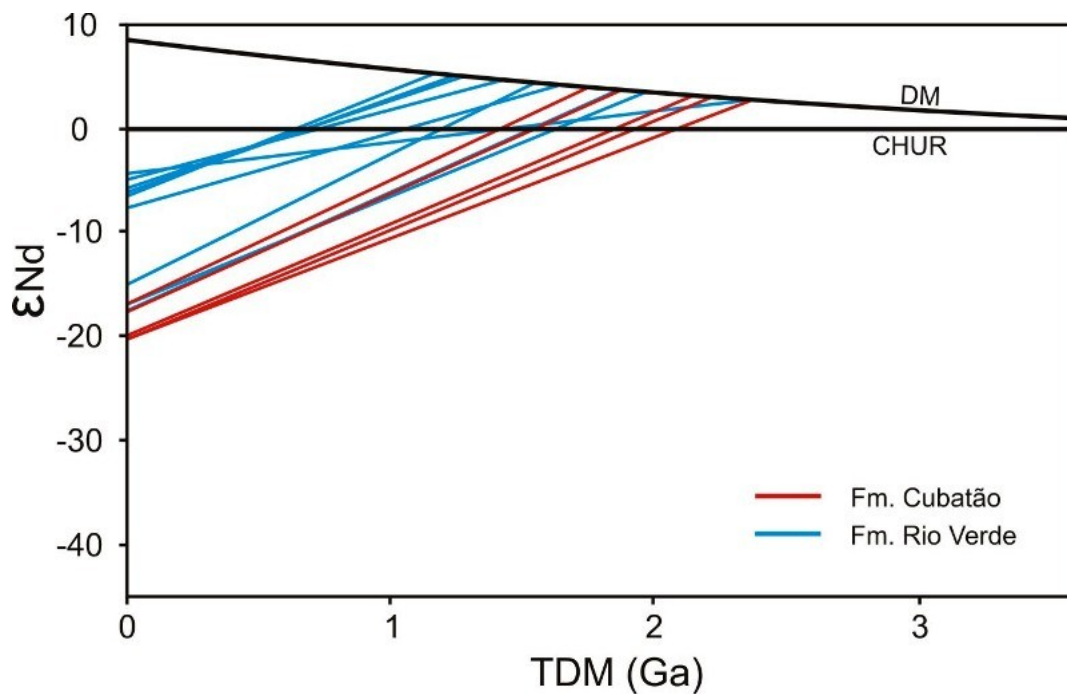


Figura 5.17 - Gráfico ϵ_{Nd} X Tempo das formações do Grupo Ibiá.

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES

6.1. Grupo Canastra

O Grupo Canastra é consensualmente interpretado na literatura como uma megassequência regressiva depositada em plataforma de mar aberto, na margem continental passiva situada na região sudoeste (de acordo com a geografia atual) do Paleocontinente São Francisco-Congo (Pereira *et al.*, 1994; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2008).

Os dados médios indicam que preenchimento da bacia Canastra iniciou-se no máximo em 1200 Ma, mas sua idade máxima mais provável seria Toniana, devido aos poucos zircões datados em *ca.* 950 Ma.

A Formação Paracatu do Grupo Canastra representa a fase inicial de uma sucessão granocrescente, com filitos intercalados com camadas ricas em matéria orgânica (filitos carbonosos), pirita diagenética e lentes de sedimentos com contribuição de sedimento químico (formação ferrífera) na base. Essas camadas passam gradualmente para camadas interdigitadas de filitos e quartzitos, interpretadas por Pereira *et al.* (1994) e Dardenne (2000) como sequência turbidítica depositada em taludes por fluxo gravitacional.

Sobre os turbiditos deposita-se uma sucessão arenosa (Formação Serra da Batalha Inferior) com sedimentos bem selecionados e maduros. Além disso, há registro de que esse ambiente foi afetado pela ação de ondas provocadas por tempestades, evidenciadas pelas estratificações cruzadas tipo *hummocky* descritas por Pereira *et al.* (1994).

Finalizando o ciclo regressivo ocorre sedimentação característica de ambiente marinho raso, passando para planície de maré, com registro de estratos areno-argilosos, que contêm estratificações cruzadas tabulares, marcas de ondas e laminações *flaser* (Pereira *et al.*, 1994) e raras camadas que apresentam contribuição de matéria carbonosa.

A proveniência dos sedimentos aponta, seguramente, fontes situadas a leste, no Paleocontinente São Francisco-Congo, em particular em rochas do Mesoproterozóico ao Riáciano (*rifts* intracontinentais; *eg.*: Sg. Espinhaço) e do embasamento arqueano-paleoproterozóico da região do Quadrilátero Ferrífero. Os dados isotópicos Sm-Nd comprovam essa proveniência cratônica e com longo tempo de residência crustal, indicando alto grau de retrabalhamento.

6.2. Grupo Ibiá

O metadiamicrito da Formação Cubatão de Pereira *et al.* (1994) foi interpretado, por estes autores, como depósito glácio-marinho que gradativamente daria lugar, rumo o topo, aos pelitos da Formação Rio Verde, considerados como depósitos transgressivos pós-glaciais (Pereira *et al.* 1994, Dardenne 2000). Embora nenhuma evidência concreta de ambiente glácio-relacionado tenha sido até hoje apresentada na literatura, atribuí-se origem glácio-marinha a este rudito com base em variedade composicional, morfológica e de tamanho de clastos; e correlação com a Formação Jequitai (Pereira *et al.* 1994, Dardenne 2000).

Ainda sobre o caráter glacial Rodrigues *et al.* (2010) utiliza os dados geocronológicos dos sedimentos de topo do Grupo Ibiá (640 Ma) e correlaciona os metaconglomerados do Grupo Ibiá ao evento glacial Marinoano.

Entretanto, o metaconglomerado Cubatão ocorre somente na porção distal (oeste) do Grupo Canastra, e, em geral, seus clastos são de quartzitos (muito similares aos do Grupo Canastra) e quartzo de veio. Ademais, na região de Ibiá, o metaconglomerado Cubatão mostra nítido contato brusco com o xisto Rio Verde e sua matriz é bem distinta deste xisto. Além disso, a estreita semelhança dos espectros de idades de zircões detríticos contidos no metaconglomerado Cubatão e no Grupo Canastra (Rodrigues *et al.* 2010, Pimentel *et al.* 2011, Dias 2011), a grande semelhança morfológica dos grãos de zircão (arredondados) dessas unidades e a abundância de clastos de quartzito (Canastra) sugerem as mesmas fontes, bem como retrabalhamento de fontes, para o conglomerado Cubatão e Grupo Canastra. Em conclusão, sugere-se que a Formação Cubatão represente depósitos de leques aluviais relacionados a frentes de cavalgamento.

Os dados geocronológicos do xisto Rio Verde diferem muito dos que estão disponíveis para o metaconglomerado Cubatão e quartzitos Canastra, em decorrência dos espectros de distribuição de idades e a marcante presença de zircões com idades no intervalo 800-600 Ma naquele metapelito (ver Rodrigues *et al.* 2010, Pimentel *et al.* 2011). Além disso, o xisto Rio Verde apresenta grãos de feldspato detrítico e grãos de zircão euédricos, similares aos de rochas ígneas, indicando que alguma fonte magmática próxima contribuiu para formação de seu protólito.

A concentração relativa de idades para o xisto Rio Verde mostra duas fontes distintas: uma neoproterozóica, primária e, outra, paleoproterozóica, secundária. O pico de idades mesoproterozóicas (~1.2 Ga), presente no metadiamicrito Cubatão e Grupo Canastra, não aparece no xisto Rio Verde. Os padrões morfológicos dos zircões mostram pelo menos duas fontes: uma mais distal e/ou retrabalhada, representada pelos grãos bem arredondados e esféricos com idades

concentradas em 2 Ga, e outra proximal, representada pelos zircões facetados (ígneos), pouco transportados e idades entre 1,1 Ga e 640 Ma.

A fonte dos grãos bem arredondados poderia se localizar no embasamento do Cráton do São Francisco e/ou no Maciço Mediano de Goiás. Os grãos com morfologia semelhante a zircões de rochas ígneas apresentam idades entre 700 e 900 Ma e podem ser correlacionados às rochas do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 1999, 2000, 2001, 2003) ou mesmo aos granitos Monte Carmelo e Quebra Anzol (Seer *et al.* 2010). Além disso, as idades mais novas (ca. 640-620 Ma) obtidas de zircões do xisto Rio Verde apontam, também, para rochas fontes geradas no estágio sincolisional como, por exemplo, os granitos Serra Velha (ca. 637 Ma), Estrela do Sul e Galheirinhos (631 ± 3 Ma) e Perdizes (ca. 642 Ma), e Ortognaisses Goiandira (ca. 640 Ma), (Pimentel *et al.* 1999; Valeriano *et al.* 2004, Klein 2008, Seer *et al.* 2010).

Na literatura, o Grupo Ibiá é apontado como uma unidade flyschóide (Campos Neto 1984) e representante do aporte de detritos oriundos de arcos vulcânicos intra-oceânicos num contexto bacinal de retro-arco (Seer *et al.* 2000).

Entretanto, no presente trabalho se propõe que o ambiente sedimentar para a deposição dos pelitos com freqüentes intercalações carbonáticas (margas) da Formação Rio Verde seria uma bacia marinha (profunda?), em clima quente, preenchida no limiar do estágio sincolisional (ca. 640 Ma) a partir da erosão, principalmente, de rochas dos arcos magmáticos e granitos sincolisionais da Faixa Brasília. Os dados de campo e análise estrutural evidenciam que a Formação Rio Verde foi, em maior parte, depositada diretamente sobre o Grupo Canastra, e as idades máximas de sedimentação sugerem que a exumação de nappes na região de Araxá ocorreu após 640 Ma.

Por sua vez, o conglomerado Cubatão, a despeito de sua classificação como diamictito (o que não implica, necessariamente, uma origem glacial), representaria leques aluviais relacionados a frentes de empurrão que envolveram a parte distal do Grupo Canastra.

Referências Bibliográficas

- Alkmim, F. F. & Marins-Neto M. A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. (eds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/MG, 9-30
- Almeida F.F.M., 1968. Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais. Acad. Bras. Ciên.* 40 (Suplemento): 285-295.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/ DGM, Boletim, 241:36.
- Almeida F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349- 364.
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19:401-406.
- Barbosa O. 1955. Guia das Excursões. *In: SBG, CONG.SO BRAS. GEOL.*, 9, Not. 3.
- Barbosa O., Baptista M.B., Braum O.P.G., Cotta J.C. 1969. Geologia e Inventário dos Recursos Minerais da Região Central de Goiás (Projeto Brasília). DNPM, 148 p
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, *Boletim* 136, 140p.
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *The Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Blakely J. B. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press New York, 441 pp.
- Braun O.P.G. 1968. Contribuição à geologia do Grupo Bambuí. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 22, *Anais*, p.155-166.
- Brim J.P., 1981. Síntese geoquímica de parte do Maciço Mediano de Goiás. *In: SBG, SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*. *Anais*, 116p.
- Brito-Neves B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F. 1996. A tafrogênese estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. *Geonomos*, 3:1-21
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasília-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22:155-166.
- Campos Neto M.C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*,14(2):81-91.

- Chemale Jr., F, Kawashita K., Dussin I. A., Ávila J. N., Justino D., Bertotti, A. L. 2008. U-Pb zircon dating with MC-ICP-MS using mixed detector configuration. *In: South America Symposium on Isotope Geology*, 6, *Extended Abstracts*, CDROM.
- Chemale Jr., F, Kawashita K., Dussin I. A., Ávila J. N., Justino D. & Bertotti, A. L. 2009. U-Pb zircon dating with MC-ICP-MS using mixed detector configuration. *Relatório Interno*, UFRGS. 36 pp.
- Chemale Jr., F., Dussin I.A., Martins M., Alkmim F.F., Queiroga, G. 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian basin? *In: VII South American Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstract. 552-555p.
- Cloud P. & Dardene M. 1973. Proterozoic age of the Bambui Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1673-1676.
- Costa L.A.M. & Angeiras A.G. 1971. Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of Central Brazil. *Geol.Runds*, 60 (3):1024-1050.
- Dardenne M.A. 1978. Zonação tectônica da borda ocidental do Cráton São Francisco. *In: SBG*, 30, CONGR. BRAS. GEOL., *Anais*, 1, 299-308p.
- Dardenne M.A. 1979. Les mineralisations de Plomb, Zinc, Fluor du Proterozoique Superieur dans le Brésil Central. Tese de Doutorado. Univ. Paris VI. 251 pp.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani U.G., Milani, E.J., Tomas Filho A. and Campos D.A., (eds.) 2000. Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the XXXI International Geological Congress*, 231-263p.
- Dardenne M.A. & Campos Neto M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar (Minas Gerais). *In: SBG*, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, *Resumos*, p. 17.
- Dardenne M.A., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S. 2003. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaí, Vazante and Ibiá Groups: Implications for the evolution of The Brasília Belt *In: SBG*, Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, 9, *Boletim de Resumos*, 47-49p.
- Danni j.C.M. & Fuck R.A. 1981. Unidades tectono-estratigráficas do embasamento das faixas dobradas da margem ocidental do Cráton do São Francisco. *In: SBG*, SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. *Anais*, 135-139p.
- Dias P.H.A., Chaves M.L.S.C., Andrade K.W., Noce C.M. (em preparação). *Folha São Gotardo SE.23-Y-D-I, Carta Geológica 1:100.000*. Belo Horizonte, Convênio CODEMIG-CPRM/UFGM-IGC-CPMTC, 1 mapa.
- Ferreira Filho.C.F., Kamo S., Fuck R.A., Krogh T.E., Naldrett A. J. 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precamb. Res.*, 68:241-255.

- Fischel D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 73(3): 445-460.
- Fonseca M.A. 1996. Estilos estruturais e o arcabouço tectônico do segmento setentrional da Faixa Brasília. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 172p.
- Freitas-Silva F.H. 1996. Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu. MG. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 339p
- Freitas-Silva F.H. & Dardenne M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. *In: SBG, SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE*, 4, *Anais*, 161-163p.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: SBG, SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE*, 4, *Anais*, 184-187p.
- Fuck R.A. & Marini O.J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. *In: SBG, SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*. *Anais*, 118-130p.
- Fuck R.A., Jardim de As E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco. *In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) O Craton do São Francisco*. Salvador, SBG, 161-185p.
- Fuck R.A., Marini O.J., Dardenne M.A., Figueiredo A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás, *Rev. Bras.Geoc.*, 18(1): 54-62.
- Guimarães D., 1947 - Nota preliminar sobre a jazida de Barreiro, município de Araxá, Minas Gerais: Minas Gerais. Inst. Tecn. Industr., Av. 2, 43p
- Hasui Y., Almeida F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19 (1): 7-26.
- Jost H. 2009. Evolução crustal e depósitos minerais do Bloco Arqueno de Goiás. *In: SBG, Simposio Brasileiro de Metalogenia*.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geog.*, 18:147-265.
- Klein P.B.W. 2008. Geoquímica de Rocha Total, Geocronologia de U-Pb e Geologia Isotópica de Sm-Nd das Rochas Ortognáissicas e Unidades Litológicas Associadas da Região Ipameri – Catalão (Goiás). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de Doutorado.
- Košler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U–Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies — a comparison of laser ablation ICP-MS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, 182: 605–618.

- Laux J.H. 2004. Evolução do Arco Magmático de Goiás com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de Doutorado.
- Lima O.N.B., Morato L. 2003. Contribuições a estratigrafia dos grupos Ibia e Canastra na região oeste do município de Guarda-Mor (MG). Monografia (Graduação), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 78p.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G. & Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *In: SBG, V Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais*, 171-174p.
- Marini, O.J., Fuck R.A., Danni J.C. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e seu embasamento. *In: SBG, SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Anais*, 100-113p.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C., Dardenne M.A., Loguércio S.O.; Ramalho R. 1984. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai Araguaia, e o Maciço Mediano de Goiás. *In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. (coords), Geologia do Brasil, MME-DNPM*, p.: 251-303.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev.Bras. Geoc.*, 28:95-102.
- Pereira L.F. 1992. Relações Tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 75p.
- Pereira L.F., Dardenne M.A., Rosiere C.A., Pedrosa-Soares A.C. 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibia na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, 2(1):22-32.
- Pettijohn F.J. 1975. Sedimentary rocks. Harper & Row, Publishers. New York. 628pp.
- Pimentel M.M. 1991. Late proterozoic crustal evolution of the Tocantins Province in Central Brazil: an isotopic and geochemical study. Ph.D. Thesis, University of Oxford, England, 248p.
- Pimentel M.M., Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Machado N., Fuck R.F., Ribeiro R.K., Viana M.G. 1993. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no Centro-Oeste. *In: SBGq, CONGR. BRAS. GEOQUIM.,4, Resumos Expandidos*, 255-258p.
- Pimentel M.M., Fuck R.A. 1994. Geocronologia Rb-Sr da Porção Sudoeste do Maciço de Goiás. *Rev.Bras.Geoc.* 24(2):104-111.

- Pimentel M.M., Fuck R.A., Alvarenga C.J.S. 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Res.*, 80:217-238.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N., 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Res.* 81: 299–310.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Yunges S. 1998. New Sm-Nd Isotopic for the Age of Metamorphic events in the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *In: EM-DEGEO-UFOP/ International Basement Tectonics Association. International Conference on Basement Tectonics, 14, Abstracts, 50-52.*
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, central Brazil: a review. *Lithos*, 46: 463-483.
- Pimentel M. M., Fuck R. A., Jost H., Ferreira Filho C. F., Araújo S. M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds.) The tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro. p.195-229.*
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges, S.L., Fischel D.P., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasilia Belt, Central Brazil. *J. South Am. Earth Sc.*, 14:571-585.
- Pimentel M.M., Rodrigues J.B., Dellagiustina M.E.S., Jungue S.L., Matteini M., Armstrong R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *J. South Am. Earth Sc.*, 31:345-357.
- Rodrigues J.B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detriticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Armstrong R.A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá groups (Brasília belt, Brazil): implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *J. South Am. Earth Sc.*, 29: 512-521.
- Seer H.J., Dardenne M. A., Fonseca M. A. 1998. Deformation and tectonic framework of the meso/neoproterozoic units of the southern Brasilia Fold Belt: implications on the geotectonic evolution. *In: EM-DEGEO-UFOP/ International Basement Tectonics Association. International Conference on Basement Tectonics, 14, Abstracts, 57-61p.*
- Seer H.J. 1999. Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de Doutorado, 267pp.

Seer H.J., Dardenne M.A., Pimentel M.M., Fonseca M.A., Castanheira M.L. 2000. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado a evolução de arcos magmáticos. *Rev. Bras.Geoc.*, 30(4):737-744.

Seer H.J. & Dardenne M.A. 2000. Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the Araxá Synform, Minas Gerais, Brazil - implications to the final collage of the Gondwanaland. *Rev. Bras.Geoc.*, 30(1):78-81.

Seer H.J., Brod J.A., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Boaventura, G., Dardenne, M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev. Bras.Geoc.*, 31(3):385-396.

Seer H.J., Brod, J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Rev. Bras.Geoc.*, 35(1):33-42.

Seer H.J. Moraes L.M, Jungues S. L. 2010. Novos dados U-Pb e Sm-Nd de granitos intrusivos no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG. *In: SBG, CONGR. BRAS. GEOL.*, 45, *Anais*.

Seer H.J. & Moraes L.C. (em preparação). *Folha Campos Altos SE.23-Y-D-IV, Carta Geológica 1:100.000*. Belo Horizonte, Convênio CODEMIG-CPRM/UFMG-IGC-CPMTC, 1 mapa

Sgarbi G.N.C., Sgarbi P.B.A., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Penha U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: O Registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco. *In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (eds.). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. SBG MG, Belo Horizonte, p.: 93-138

Silva C. H. da. 2003. Evolução geológica da Faixa Brasília na região de Tapira, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade de Rio Claro, Rio Claro, 196p.

Silva C.H., Simões L.S.A, Krymsky R., Macambira M.J.B. 2006. Proveniência e Idade do Metamorfismo das Rochas Faixa Brasília, na região de Tapira (SW de Minas Gerais). *Geol. USP Sér. Cient.*, 6: 53-66.

Simões L.S.A. & Navarro G. 1996. Estruturação da Faixa Brasília na região de Araxá, MG. *In: SBG, CONGR. BRAS. GEOL.*, 39, *Anais*, 92-95p.

Simões L.S.A. & Valeriano C.M. 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. *In: SBG, CONGR. BRASIL. GEOL.*, 36, *Anais*, 2564-2575p.

Simões L.S.A. 1995. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 149 p.

- Simon E. Jackson, S. E., Pearson N. J., Griffina W.L., Belousova E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69.
- Stacey J. S., and Kramers J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model: earth and Planetary Science Letters, 26: 207-222.
- Suita M.T.F. & Chemale Junior F. 1995. Nature of the Uruaçuano Cycle in the São Francisco & Tocantins Provinces and its relation with the Amazonian Craton. *In: SBG, SIMP. NAC. EST. TECT.*, 5. *Anais*, 98-100p.
- Uhlein A., Freitas A.M. de, Cruz A.B., Silva W.F. da, Caxito F.A.de, Moreira C.G. de. (em preparação). *Folha Carmo do Paranaíba SE.23-Y-B-IV, Carta Geológica 1:100.000*. Belo Horizonte, Convênio CODEMIG-CPRM/UFMG-IGC-CPMTC, 1 mapa.
- Uhlein A., Dardenne M.A., Seer J., Moraes L.C. de, Batista M.C., Noce C.M., Fragozo D.G.C., Dias P.H.A., Moreira G.C. 2010. A Formação Lagoa Formosa e a estratigrafia do Grupo Bambuí em Minas Gerais. *In: SBG, CONGR. BRAS. GEOL*, 45, *Resumos*.
- Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Simões L.S.A., Duarte B.P., Heilbron M. 1995. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-brasiliana. *Rev. Bras.Geoc.*, 25(4): 221–234.
- Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Simões L.S.A., Duarte B.P., Roig H.L., Heilbron M. 1996. Arcabouço estrutural do domínio alóctone externo da Faixa Brasília no Sudoeste de Minas Gerais: implicações tectônicas. *In: SBG, CONGR. BRAS. GEOL.*, 39, *Anais*, 41-43p.
- Valeriano C.M., Simões L.S.A., Godoy A.M. 1989. Compartimentação tectônica da porção meridional das Faixas Uruaçu e Brasília, sudoeste de Minas Gerais: dados preliminares. *In: SBG, SIMP. GEOL. MINAS GERAIS*, 5, *Anais*, 238-242p.
- Valeriano C.M. 1992. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198p.
- Valeriano C.M., Simões L.S.A., Teixeira W., Heilbron, M. 1998. Southern Brasília Belt (SE Brazil): Thrust-Discontinuities and Evolution During the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny. *In: EM-DEGEO-UFOP/ International Basement Tectonics Association. International Conference on Basement Tectonics*, 14, Abstracts, 62-65p.
- Valeriano C.M., Simões L.S.A., Teixeira W., Heilbron, M., 2000. Southern Brasilia belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K–Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. *Rev. Bras.Geoc.*, 30:195–199.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004. U-PB Geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precamb. Res.*, 130(1-4):27-55.

Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004a. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D.R., Brito-Neves B.B (eds) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Ed. Beca, São Paulo, p.: 575-592.

Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. *In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (Eds.), West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region.* Geological Society, London, Special Publications, 294:197-210.

Zini A., Forlin R., Andreazza P., Souza A. 1988. Depósito de ouro do Morro do Ouro. Paracatu, Minas Gerais. *In: Principais Depósitos Mineraiis do Brasil.* DNPM/CVRD, 3: 479-489.

Williams I.S. 1998. U- T h - P b Geochronology by Ion Microbe. *In: McKIBBEN, M. A.; SHANKS III, W. C.; RIDLEY, W. I. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes.* Society of Economic Geologists,7:1-35.

Youden W.J. (1951). *Statistical Methods for Chemists.* John Willey & Sons. p.:40-49.