

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**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)**

**Percy Boris Wolf Klein**

***TESE DE DOUTORADO***  
***N° 085***

**Brasília, DF**  
**Fevereiro, 2008**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

***TESE DE DOUTORADO  
N° 085***

**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)**

**Percy Boris Wolf Klein**

Tese submetida como exigência parcial para obtenção do Grau de Doutor em Geologia, área de concentração em Geologia Regional, à comissão julgadora do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, sob a orientação do Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck.

**Brasília, DF**

**Fevereiro de 2008**

**Percy Boris Wolf Klein**

**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)**

Tese aprovada como requisito parcial de obtenção do grau de Doutor em Geologia, Área de Concentração em Geologia Regional, no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, pela seguinte banca examinadora:

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (Orientador)

Prof. Dr. Francisco Egídio Cavalcante Pinho

Prof. Dr. Hardy Jost

Prof. Dr. Hildor José Seer

Prof. Dr. Raul Minas Kuyumjian

Brasília, 29 de Fevereiro de 2008

Aos meus pais Hans e Maria Theresia (in memoriam),  
aos meus filhos Claudia e Carlos Felipe,  
e, principalmente, à minha esposa Doralice, companheira de todas as horas,  
pelo estímulo, carinho e compreensão.

## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível graças à colaboração direta de várias instituições e pessoas.

Inicialmente gostaria de agradecer as seguintes instituições:

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB e Departamento de Geografia da Universidade de Goiás – UFG, Campus Catalão que me proporcionaram a realização desta pós-graduação;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES e Pró-Reitoria de Pós-Graduação e Pesquisa da Universidade de Goiás – UFG que forneceram a bolsa de estudos no período de março-2001 a fevereiro-2004;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (470183/04-7) e Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal – FAPDF (193.000.106/2004) que financiaram as análises de geoquímica em rocha total, datação de U-Pb em zircão e geoquímica isotópica de Sm-Nd.

Também gostaria de agradecer as seguintes pessoas:

Ao Prof. Reinhardt Adolfo Fuck, orientador desta tese;

Aos co-autores e colaboradores dos artigos Prof. Reinhardt Adolfo Fuck, Prof. Elton Luiz Dantas, Prof. José Affonso Brod e Jaime Estevão Scandolara pelas discussões e orientações;

Aos professores do Instituto de Geociências – UnB: Ariplínio Antônio Nilson, Augusto César Bittencourt Pires, Carlos José Souza de Alvarenga, Detlef Hans Gert Walde, Elton Luiz Dantas, Hardy Jost, Marcel Auguste Dardenne, José Affonso Brod, José Oswaldo de Araújo Filho, Luiz José Homem D'el-Rey Silva, Márcia Abrahão Moura, Nilson Francisquini Botelho, Paulo Roberto Meneses, Raul Minas Kuyumjian, Reinhardt Adolfo Fuck, Roberto Ventura Santos, Sylvia Maria de Araújo pelas disciplinas ministradas, orientações e apoio nos trabalhos em laboratórios;

Aos professores do Departamento de Geografia – UFG/Campus Catalão especialmente a Idelvone Mendes Ferreira, Manoel Rodrigues Chaves, Laurindo Elias

Pedrosa, Paulo Henrique Kingma Orlando e Gilmar Alves de Avelar pelo incentivo a execução desta tese, substituição das minhas aulas e auxílio nas etapas de campo;

Aos Professores Reinhardt Adolfo Fuck, Elton Luiz Dantas, Hildor José Seer, que muito me auxiliaram nas etapas de campo;

Ao amigo Jaime Estevão Scandolaro pelo grande incentivo, discussões geológicas e ajudas indispensáveis nesta tese;

Ao pessoal do Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências – UnB, especialmente a Sérgio Junges, Jorge Laux, Simone Gioia e Elton Luiz Dantas, pela atenção, apoio e execução das análises;

Ao Alexandre de Amorim Teixeira pelo fornecimento das imagens de satélite e ajuda no geoprocessamento;

Ao aluno do Curso de Geografia Antônio Santiago da Silva pela ajuda prestada na confecção das figuras e suporte em softwares gráficos;

Aos amigos Adalene Moreira Silva, Ana Maria, Carrera, Carlos Cordeiro Ribeiro, Carlos Rendon D'Ávila, Henrique Roig, Jaime Estevão Scandolaro, Jorge Laux, Luciana Melo, Luciana Myahara, Marco Paixão, Maria Helena Hollanda, Renato de Moraes, Sérgio Junges, Simone Gioia, Tati e Valmir pelo convívio durante o doutorado;

Aos funcionários do Instituto de Geociências – UnB: Abel Nunes de Oliveira Filho, Francisca Rodrigues Freitas, Márcio Ferreira da Silva, Stela, Sebastião C. de Sousa Filho, Sérgio Paulo F. de Brito, Valdeci da Silva Reis, às laminadoras Francisca das Chagas Moraes e Adalgisa Ferreira e muitos outros, pelo auxílio nas questões administrativas, de infra-estrutura, atenção e simpatia dispensadas.

A todos manifesto minha gratidão.

***Muito obrigado!!!***

$$E = mc^2$$

(Einstein A., 1905)

## RESUMO

A parte sul da Faixa Brasília, Província Tocantins, localizada na região central do Brasil, é constituída por metassedimentos, seqüências vulcano-sedimentares, granitos intrusivos e um significativo cinturão de ortognaisses. Estas unidades estão sobrepostas tectonicamente e o metamorfismo varia do fácies xisto verde até anfíbolito, caracterizado pelos eventos extensionais ocorridos em 720 e 800 Ma e colisional em 660 Ma.

Os anfíbolitos da área indicam a presença de protólitos gabróticos e basálticos de afinidade toleítica com enriquecimento de Fe, baixo teor de Ti, baixa razão La/Yb, fraca anomalia negativa de Eu e  $\epsilon_{Nd(T)}$  próximos à zero, associado a fonte magmática primitiva, variando de basaltos de cordilheiras meso-oceânicas transicionais a basaltos enriquecidos (T-MORB a E-MORB). Um dos anfíbolitos é alcalino, com alto teor de  $TiO_2$  e razão La/Yb, fraca anomalia de Eu, genericamente relacionado à ambientes tectônicos de rift.

Os dados geoquímicos das metavulcânicas intermediárias a ácidas do Grupo Araxá e Seqüência Maratá da Região Ipameri-Catalão, caracterizam eventos extensionais em 720 e 800 Ma. Idade modelo ( $T_{DM}$ ) entre 1,91 e 2,08 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre -7,95 e -9,30 indicam que os magmas parentais são derivados da fusão crustal de protólitos variados.

Idade modelo ( $T_{DM}$ ) entre 1,77 e 1,97 e  $\epsilon_{Nd(T)}$  negativos (-7,26 to -9,48) dos metapelitos da área mostram fonte associada à crosta continental paleoproterozóica. Padrões heterogêneos dos ETR destas rochas sugerem diferente proveniência dos protólitos sedimentares do Grupo Araxá – Domínio Oeste.

$\epsilon_{Nd(T)}$  e dados geoquímicos permitiram separar dois grupos de granitóides. Um, constituído pelos granitos Pires Belo e Davinópolis com deformação incipiente, fracamente peraluminosos a metaluminosos do tipo A, com idades de  $798 \pm 2$  Ma e  $775 \pm 5$  Ma. As idade modelo destes corpos são 1,29 e 1,52 Ga e  $\epsilon_{Nd(T)}$  igual a -1,31 e -0,77, respectivamente, sugerindo contribuição de fontes juvenis e mais primitivas. O



outro é formado por granitos do Tipo S, gnaissificados com idade modelo entre 1,79 e 2,41 Ga e idade de cristalização de c. 663 Ma,  $\epsilon_{Nd(T)}$  por volta de  $-9.68$ , refletindo fonte crustal retrabalhada e ambiente tectônico colisional.

Os ortognaisses meso-neoproterozóicos da região de Ipameri - Nova Aurora localizam-se na parte central da área estudada. Dados geológicos, geoquímicos, isotópicos de Sm-Nd e idades U-Pb em zircão permitiram discriminar três domínios: (1) Ortognaisses Nova Aurora de 1.2 Ga; (2) Ortognaisses Goiandira de 640 Ma; e (3) Ortognaisses Ipameri de 790 Ma.

A petrografia e geoquímica de rocha total em amostras selecionadas indicam que os protólitos destes ortognaisses são de composição tonalítica a granítica, com afinidade peraluminosa e cálcio-alcalina. Estas rochas são cálcicas a alcali-cálcicas, com  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre  $+2,52$  to  $-11,69$ , provavelmente associado à margem de arco continental.

O domínio mais a oeste, em torno de Nova Aurora, é formado por ortognaisses mesoproterozóicos datados em  $1219 \pm 13$  Ma,  $\epsilon_{Nd(T)} = -4,89$  e  $1259 \pm 7$  Ma,  $\epsilon_{Nd(T)} = -4,57$ . Idade modelo deste grupo variam entre 1413 e 2624 Ma e  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre  $-6,52$  e  $+2,52$ , mostrando mistura de fontes heterogêneas mais antigas com fontes juvenis. Isto permite sugerir que este domínio pode ser a fonte potencial de parte das populações de zircão detrítico mesoproterozóicos do segmento sul da Faixa Brasília.

Os ortognaisses do entorno de Goiandira possuem idades entre  $634 \pm 9$  e  $717 \pm 39$  Ma. As idades  $T_{DM}$  variam entre 1371 e 2541 Ma e valores calculados de  $\epsilon_{Nd(T)}$  estão entre  $-4,15$  e  $-11,69$ .

O terceiro domínio ortognaissico ocorre na área de Ipameri. Idades U-Pb em zircão de duas amostras possuem idades de  $796 \pm 64$  Ma e  $771 \pm 13$  Ma, idade modelo ( $T_{DM}$ ) entre 1913 e 2057 Ma e  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre  $-3,65$  e  $-9,83$ , sendo que uma das amostras idade por volta de 1284 Ma. Alguns ortognaisses dioríticos, tonalíticos e graníticos da região de Ipameri - Nova Aurora são provavelmente de natureza alcalina com muito alto a alto K e peraluminosos.

Os domínios Goiandira 640 Ma e Ipameri 790 Ma estão relacionados com arco magmático continental, construído às margens do Craton do São Francisco. Sua extensão para norte constitui os terrenos granulíticos do Complexo Anápolis-Itaçu.

Sugerimos que o domínio dos ortognaisses Nova Aurora, de idades 1230-1260 Ma, associa-se a um fragmento alóctone de arco mesoproterozóico.

Estas evidências demonstram que o magmatismo bimodal das rochas da região de Ipameri - Catalão correspondem a um evento de rift continental entre 720 e 800 Ma, associado à crosta oceânica T-MORB a E-MORB. Em 660 Ma ocorreu magmatismo originado pela colisão do Bloco Paranapanema com a região sudoeste do Cráton do São Francisco.

*Palavras Chaves:* Faixa Brasília, Província Tocantins, magmatismo bimodal, ortognaisses, arco continental, eventos extensional e colisional.

## ABSTRACT

The part of the southern Brasília Belt, Tocantins Province, exposed in central Brazil, comprises metasedimentary rocks, metavolcano-sedimentary sequences, amphibolites and intrusive granites, and a large orthogneiss belt. These units are tectonically imbricated, and vary in metamorphic grade from lower greenschist to amphibolite facies, characterized by a 720 and 800 Ma extensional, and 660 Ma collisional events.

The amphibolites indicate gabbroic and basaltic protoliths, typically of tholeiitic affinity, showing Fe enrichment, low Ti content, low La/Yb ratios, small negative Eu anomalies and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  close to zero, associated to primitive magma sources varying from transitional to enriched mid-ocean ridge (T-MORB to E-MORB) basalts. One amphibolite is alkaline, with high  $\text{TiO}_2$  and La/Yb ratio, small negative Eu anomaly and general rift-related characteristics.

Geochemical data of the intermediate to acid metavolcanic rocks of the Araxá Group and Maratá Sequence suggest formation in 720 and 800 Ma extensional events.  $T_{\text{DM}}$  model ages varying from 1.91 to 2.08 Ga and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values between -7.95 and -9.30 indicate that the parental magmas derived from crustal melting of varied protoliths.

Model ages between 1.77 and 1.97 and negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-7.26 to -9.48) of metapelitic rocks show a continental crust source indicating provenance of paleoproterozoic rocks. The REE from these rocks indicates heterogeneous patterns, suggesting a different provenance for sedimentary protoliths of the western domain of the Araxá Group in the area.

$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  and geochemical data allow the distinction of two groups of granitoids. One comprises the less deformed, slightly peraluminous to metaluminous, A-type, Pires Belo and Davinópolis granites, dated at  $798 \pm 2$  Ma and  $775 \pm 5$  Ma. Their model ages are 1.29 and 1.52 Ga,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  -1.31 and -0.77, respectively, suggesting important contribution of more primitive and juvenile sources. The second group is formed by more deformed, gneissified peraluminous S-type granites with model ages between 1.79

and 2.41 Ga with one crystallization age of c. 663 Ma, with  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  of  $-9.68$ , reflecting a reworked crustal source.

The meso-neoproterozoic orthogneisses from Ipameri-Nova Aurora occur within the central part of the studied area. From west to east, geological, geochemical and Sm-Nd isotopic data and U-Pb zircon age determinations allow to discriminate three domains: (1) Nova Aurora 1.2 Ga orthogneiss; (2) Goiandira 640 Ma orthogneiss; and (3) Ipameri 790 Ma orthogneiss.

Petrography and whole rock geochemistry of selected samples characterize their protoliths as tonalite to granite in composition, with calc-alkaline and peraluminous affinity. They vary from calcic to alkaline-calcic, with varied  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  range ( $+2.52$  to  $-11.69$ ), probably formed in a continental margin arc environment.

The westernmost domain, around Nova Aurora, comprises mesoproterozoic orthogneisses, dated at  $1219 \pm 13$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -4.89$  and  $1259 \pm 7$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -4.57$ . Model ages of this group vary between 1413 and 2624 Ma and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between  $-6.52$  and  $+2.52$ , suggesting mixed juvenile and older heterogeneous sources. This leads to the suggestion that this domain could have been a potential source for part of the mesoproterozoic detrital zircon population reported from the southern Brasília Belt.

The orthogneiss domain around Goiandira yielded neoproterozoic ages between  $634 \pm 9$  and  $717 \pm 39$  Ma. Model ages range between 1371 and 2541 Ma and calculated  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values between  $-4.15$  and  $-11.69$ .

The third orthogneiss domain is exposed in the Ipameri area. U-Pb zircon ages of two samples yielded  $796 \pm 64$  Ma and  $771 \pm 13$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between  $-3.65$  and  $-9.83$  and  $T_{\text{DM}}$  model ages between 1913 and 2057 Ma, with one lower value of 1284 Ma. Some dioritic, tonalitic and granitic orthogneiss in the Ipameri-Nova Aurora region have a different behavior. They have very high- to high-K character and peraluminous affinity with probably alkaline nature.

The Goiandira 640 Ma and Ipameri 790 Ma domains are related to a continental magmatic arc, built-up at the margin of the plate that includes the São Francisco Craton. Their northward continuity constitutes the Anápolis-Itauçu granulite terrain. As for the 1230-1260 Ma orthogneiss domain in Nova Aurora, we suggest that it is an exotic fragment of a mesoproterozoic arc built elsewhere.

The overall evidence demonstrates that the bimodal magmatism presented in the rocks outcropping in the Ipameri-Catalão region, are related to an extensional continental rift event occurred between 720 and 800 Ma, evolving to an oceanic crust with T-MORB to E-MORB affinity. At 660 Ma there is evidence of continental collision magmatism related to compressional movement between the southwestern portion of São Francisco Craton and Paranapanema Block.

*Keywords:* Brasília Belt, Tocantins Province, bimodal magmatism, orthogneiss, continental arc, extensional and collisional events.

## LISTA DE FIGURAS

Figura I.1 – Mapa de localização da área de trabalho (Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2004). .....	2
Figura II.1 – Esquema representativo de possíveis interações dos crátons, Bloco Paranapanema e faixas dobradas durante o Neoproterozóico (modificado a partir de Pimentel <i>et al.</i> , 2001). .....	8
Figura II.2 – Mapa geológico simplificado da Província Tocantins (compilado e modificado de Fuck <i>et al.</i> , 1987;1994; Blum, 1999).....	10
Figura II.3 – Mapa geológico da Região Ipameri - Catalão (compilado e modificado a partir do SIG-GOIÁS, Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2004).....	14
Figura II.4 – Perfil geológico esquemático da Região Ipameri - Catalão (compilado a partir do SIG-GOIÁS, Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2004).....	15
Figura II.5 – Fotomicrografias da lâmina IPC47: Seqüência Maratá: Muscovita-biotita-plagioclásio-quartzo xisto. Metavulcânica com clastos de quartos envolvidos por foliação desenvolvida nos domínio da muscovita e biotita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo). .....	19
Figura II.6 – Fotomicrografias da lâmina IPC45 (Seqüência Maratá) Muscovita-biotita gnaiss granítico. Gnaiss de granulação grosseira com foliação incipiente determinada pela orientação da biotita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epidoto; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo). .....	20
Figura II.7 – Fotomicrografias da lâmina IPC143 (Seqüência Maratá): Dacito. Metavulcânica félsica de granulação fina. Aumento de 4x luz, transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Ttn: Titanita). .....	20
Figura II.8 – Fotomicrografias da lâmina IPC54 (Seqüência Veríssimo): Biotita/clorita-plagioclásio xisto. Metabásica de granulação fina com clastos de plagioclásio alinhados com a foliação principal formada por biotita cloritizada. Aumento de 10x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Chl: clorita; Pl: plagioclásio). .....	22

- Figura II.9 – Fotomicrografias da lâmina IPC101 (Seqüência Veríssimo): Turmalina-biotita-muscovita-quartzo-clorita xisto feldspático. Clivagem de crenulação diferenciada ( $S_1$  crenulada por  $S_2$ ) e seção basal de turmalina pós- $S_2$ . Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Tur: turmalina). ..... 23
- Figura II.10 – Fotomicrografias da lâmina IPC55 (Granito Sesmarias): Sienogranito. Cristais de plagioclásio sub-édricos, quartzo anhédrico deformado com extinção ondulante e foliação incipiente determinada pela orientação de biotita e clorita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo). ..... 25
- Figura II.11 – Fotomicrografias da lâmina IPC07: Biotita granito (Granito Pires Belo). Granulação grossa, quartzo anhédrico com extinção ondulante, plagioclásio subédrico e cristal de cordierita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Crd: Cordierita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo). ..... 27
- Figura II.12 – Fotomicrografias da lâmina IPC01: Muscovita granito (Granito Davinópolis). Granulação grossa, quartzo fraturado com extinção ondulante e plagioclásio saussuritizado. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo). ..... 28
- Figura II.13 – Fotomicrografias da lâmina IPC28: Biotita-muscovita gnaiss granodiorítico. Granulação média a fina com quartzo, plagioclásio e microclínio. Muscovita com orientação mostrando foliação incipiente. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Grt: granada; Mcl: microclínio; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio). ..... 29
- Figura II.14 – IPC10: Leucossoma em biotita gnaiss. À esquerda, ocorrência de anfíbolito (metagabro) discordante. .... 29
- Figura II.15 – Fotomicrografias da lâmina IPC10A: Biotita-hornblenda monzonito. Granulação média a fina com cristais de apatita euhédrica, quartzo, biotita, plagioclásio saussuritizado, hornblenda e titanita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Ap: apatita; Bt: Biotita; Hbl: Hornblenda; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Ttn: Titanita). ..... 30

- Figura II.16 – Fotomicrografias da lâmina IPC66A: Granada-muscovita gnaise granodiorítico alterado. Quartzo fraturado com extinção ondulante e porfiroclasto de granada. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: Biotita; Grt: Granada; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Sau: Saussurita; Ttn: Titanita). ..... 30
- Figura II.17 – Fotomicrografias da lâmina IPC139: Epidoto-biotita gnaise tonalítico milonitizado. Quartzo anédrico, com muito epidoto e biotita ligeiramente orientada. Fotomicrografias com aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo). .. 31
- Figura II.18 – Fotomicrografias da lâmina IPC128: Biotita-muscovita gnaise granítico alterado. Quartzo fraturado com extinção ondulante, plagioclásio saussuritizado, foliação incipiente com orientação de muscovita desenvolvida e biotita. Fotomicrografias com aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo). ..... 31
- Figura II.19 – Fotomicrografias da lâmina IPC135: Granada-quartzo granulito alterado. Granulação grossa, quartzo fraturado com extinção ondulante. Porfiroclastos de granada fraturados preenchidos com óxidos. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Am: anfibólio; Chl: clorita; Grt: granada; Qtz: quartzo; Ser: Sericita). ..... 32
- Figura II.20 – Fotomicrografias da lâmina IPC153 – Hornblenda-ortopiroxênio granulito. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Am: anfibólio; Opx: ortopiroxênio; Tlc: talco). ..... 33
- Figura II.21 – Fotomicrografias da lâmina IPC74: Clorita-epidoto-biotita gnaisses quartzo monzodiorítico. Plagioclásio saussuritizado com muito epidoto e biotita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio). ..... 34
- Figura II.22 – Diagramas de contorno com todas as medidas da Região Ipameri - Catalão, incluindo os dados de Dardenne *et al.*, 1991;1994. Projeção de Schmidt com todas as medidas projetadas no hemisfério inferior ( $S_1$ =foliação principal da deformação  $D_1$ ;  $S_2$ =foliação da deformação  $D_2$  e  $l_x$  = lineações mineral e estiramento). ..... 38



Figura II.23 – IPC43 – Quartzitos intercalados com metapelitos carbonosos mostrando $S_0$ .....	40
Figura II.24 – IPC43 – Detalhe da interseção de $S_0/S_1(?)$ em quartzito fino ( $S_0 = 228^\circ/14^\circ, 230^\circ/11^\circ$ ; $S_1 = 276^\circ/15^\circ$ ; $l_1 = S_0/S_1 = 10^\circ/170^\circ$ ; $l_x = 05^\circ/230^\circ$ . .....	40
Figura II.25 –IPC36: Biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo (azul) xisto milonitizado (metavulcânica) com veios de quartzo dobrados segundo o superfície $S_1$ , indicando cisalhamento simples. $S_1=245^\circ/20^\circ, l_x=45^\circ/200^\circ$ . ....	41
Figura II.26 – IPC66: Granada-biotita gnaiss granodiorítico às margens do Rio do Braço com dobras mostrando interferência em laço gerado pela superposição de $D_2(?)$ sobre $D_1(?)$ . $S_1=320^\circ/25^\circ, l_x=20^\circ/290^\circ$ .....	41
Figura II.27 – IPC53: Biotita xisto com níveis centimétricos de muscovita xisto. Dobras assimétricas, inclinadas e recumbentes (linhas contínuas) cortadas por falha inclinada (linha tracejada) resultantes de $D_2$ . $S_1 = 340^\circ/15^\circ$ , superfície axial= $220^\circ/40^\circ$ , eixo de dobra= $10^\circ/340^\circ$ , $l_{x1}=00^\circ/180^\circ$ e $l_{x2}=05^\circ/160^\circ$ .....	42
Figura II.28 – IPC48: Muscovita-quartzo xisto cisalhado em biotita xisto. Zona milonítica indicando falhamento inverso topo para SE. $S_1=240^\circ/50^\circ$ ; $l_x=12^\circ/170^\circ$ ; eixo de dobra $05^\circ/200^\circ$ . ....	42
Figura II.29 – Fotomicrografias da lâmina IPC47: Seqüência Maratá: Muscovita-biotita-plagioclásio-quartzo xisto (metavulcânica) com Kinks indicando a interseção de $S_1$ com $S_2$ . Aumento de 4x, luz transmitida polarizada (Bt: biotita; Qtz: Quartzo).....	43
Figura II.30 – IPC55: Granito Sesmaria (sienogranito). Detalhe de porfiroclasto de feldspato K rotacionado em milonito. Aumento de 4x luz, transmitida polarizada. ....	43
Figura II.31 – IPC16: Seqüência de pods de gnaiss granodiorítico rotacionado em gnaiss granítico milonitizado com veios pegmatóides. $S_1 = 254^\circ/65^\circ$ , $l_{x1}=50^\circ/200^\circ, l_{x2}=10^\circ/320^\circ$ . ....	44
Figura II.32 – IPC21: Quartzo estirado em muscovita-quartzo xisto feldspático. $S_1=320^\circ/10^\circ$ e $l_x=08^\circ/340^\circ$ . ....	44

Figure III.1 Geologic map of the southern Brasilia Belt, Tocantins Province (modified from Fuck <i>et al.</i> , 1994); rectangle indicates the study area. ....	49
Figure III.2 – Geologic map of the Ipameri-Catalão region (modified from Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2004). ....	51
Figure III.3 – Tectonic-stratigraphic column (not to scale) of the Ipameri-Catalão region (modified from Dardenne <i>et al.</i> , 1991, 1994, Seer <i>et al.</i> , 2001).....	51
Figure III.4 – (A) Chemical classification and nomenclature of metavolcanic rocks using the total alkalis versus silica diagram (TAS – Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O x SiO <sub>2</sub> ; Le Maitre, 1989); (B) AFM diagram showing the calc-alkaline and tholeiitic fields (A= Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O, F= FeO+0.8998Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> and M=MgO; Irvine & Baragar, 1971); (C) Subdivision of subalkaline rocks using the K <sub>2</sub> O vs. silica diagram (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989); (D) plot of Shand's index for felsic rocks (A/NK = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) and A/CNK = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O; Maniar & Piccoli, 1989). ....	63
Figure III.5 – (A) Log(Nb/Y) vs. Log(Zr/Y) plot showing the composition of the studied rocks (average values for primitive mantle (PM), N-MORB, E-MORB, and OIB from Sun & McDonough, 1989; parallel lines define the upper and lower bounds of the Iceland array from Fitton <i>et al.</i> , 1997; average upper (UC), middle (MC) and lower (LC) crust from Brewer <i>et al.</i> , 2004; (B) Y/Nb vs. Zr/Nb diagram plotting the crustal contamination trend (Pearce, 1983) of metavolcanic rocks of the Ipameri-Catalão region. ....	64
Figure III.6 – (A) Chondrite-normalized REE patterns of amphibolite from the orthogneiss unit (light-grey field) and Araxá Group amphibolites (dark-grey field), compared to model values of different MORB types (Hannigan <i>et al.</i> , 2001). Normalization values from Sun and McDonough, 1989. (B) Trace-element normalized diagram showing both types of amphibolites, compared to T-MORB (Sun <i>et al.</i> , 1979) and E-MORB (Niu <i>et al.</i> , 2002). Primitive Mantle normalization values from Sun and McDonough (1989). ....	64

Figure III.7 – (A) Chondrite-normalized REE patterns, and (B) Trace-element normalized diagrams from IPC54 amphibolite (dashed line) from the Veríssimo Sequence, IPC143 metabasic rock from Maratá Sequence (continuous line), amphibolites (dark-grey field) belonging to Araxá Group, and amphibolites from the orthogneiss unit (vertical ornamented field), compared to model value from OIB and CRB (dotted line and light-grey field respectively; Sun & McDonough, 1989; Le Roex <i>et al.</i> , 2001; MacDonald <i>et al.</i> , 2001). Chondrite and Primitive Mantle normalization values from Sun and McDonough (1989).....	65
Figure III.8 – $\epsilon_{Nd(T)}$ x time evolution diagram showing the isotopic composition of Ipameri-Catalão amphibolites. Data taken from table III.3.....	66
Figure III.9 – (A) Chondrite-normalized REE patterns, (B) and (C) Trace-element normalized diagrams from the rhyodacitic rocks of the Ipameri-Catalão region (Maratá Sequence, Araxá Group and Juscelândia metavolcanic felsic rocks represented respectively by continuous line, light-grey and horizontal lines fields). Chondrite and Primitive Mantle normalization values from Sun and McDonough (1989), ORG from Pearce <i>et al.</i> (1984) and Juscelândia metavolcanic felsic rocks from Moraes <i>et al.</i> , 2003.....	68
Figure III.10 – Zircon U-Pb concordia diagrams for samples (A) IPC36 – mylonitized biotite-muscovite-plagioclase schist; (B) IPC47 – muscovite-biotite-plagioclase-quartz schist. Open symbols are analytical points used in regression. Data taken from table III.2.....	69
Figure III.11 – $\epsilon_{Nd(T)}$ x time evolution diagram for felsic metavolcanic rocks of Ipameri-Catalão. Data taken from table III.3.....	70
Figure III.12 – (A) Post-Archean average Australian sedimentary rock-normalized REE patterns (normalization factors from Mc Lennan, 1981); (B) Nd isotopic composition of metasedimentary rocks from Ipameri-Catalão.....	71
Figure III.13- Cumulative probability histogram of $^{207}Pb/^{206}Pb$ data in zircon grains of IPC101 – K-feldspar-garnet-biotite-muscovite-quartz-chlorite schist (columns: number of analyses).....	72

Figure III.14 – (A) Classification of felsic, phaneritic magmatic rocks, QAP diagram (CIPW normative proportions, where Q=Quartz + A= Alkali Feldspar + P=Plagioclase > 10%; Streckeisen, 1976); (B) Chemical classification and nomenclature of plutonic rocks using the total alkalis versus silica diagram (TAS; Cox *et al.*, 1979 – broken curved line subdivides the alkalic from the subalkaline rocks); (C) AFM diagram showing the calc-alkaline and tholeiitic fields (A= Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, F= FeO+0.8998Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and M=MgO; Irvine & Baragar, 1971). (D) Subdivision of subalkaline rocks using the K<sub>2</sub>O vs. silica diagram (Le Maitre *et al.*, 1989); (E) plot of Shand’s index for felsic rocks (A/NK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) and A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; Maniar & Piccoli, 1989); (F) Rb vs. Y+Nb for granite sources (Pearce, 1984; 1996), showing the composition range of metaplutonic rocks of Ipameri-Catalão. .... 75

Figure III.15 – (A) Chondrite-normalized REE patterns; (B) Trace-element normalized diagrams from the Davinópolis (IPC01 – dashed line) and Pires Belo (IPC07 – continuous line) granites compared to A-type granites from Jungar Terrane – NW China and various other A-type granites (Chen & Chan, 2004; Whalen *et al.*, 1987, grey field); (C) Chondrite-normalized REE patterns; (D) Trace-element normalized diagrams from the Maratá and São Marcos granites (IPC53A, broken and pointed line, IPC45 and IPC118, respectively, broken lines and IPC28, continuous line), compared to S-type granites from East Greenland Caledonides, British Columbia and Lachlan Fold Belt, Australia (Kalsbeek *et al.*, 2001; Hinchey & Carr, 2007; Whalen *et al.*, 1987, grey fields). Chondrite and Primitive Mantle normalization values from Sun and McDonough (1989). .... 76

Figure III.16 – U-Pb in zircon for IPC01 – Davinópolis garnet-muscovite granite. Open symbols are analytical points used in regression. .... 78

Figure III.17 – U-Pb Concordia diagram for IPC07 zircon – biotite granite (Pires Belo Granite). Open symbols are analytical points used in regression. .... 78

Figure III.18 – Concordia U-Pb diagram of IPC28 zircon – Granodioritic garnet-biotite-muscovite gneiss. Open symbols are analytical points used in regression. .... 79

Figure III.19 – Nd evolution diagram for Ipameri-Catalão granites and gneisses. ....	80
Figure IV.1 – Schematic geologic map of the southern part of the Tocantins Province (A) and southern branch of the Brasilia Belt (B), central Brazil (modified from Fuck <i>et al.</i> , 1994). ....	99
Figure IV.2 – Schematic geologic map of Ipameri-Nova Aurora, SE Goiás (modified from Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2004). ....	100
Figure IV.3 – (A) – Classification of phaneritic magmatic rocks, QAP diagram (CIPW normative proportions, where Q=Quartz + A= Alkali Feldspar + P=Plagioclase > 10%; Streckeisen, 1976); (B) – Chemical classification and nomenclature of metaplutonic rocks using the total alkalis versus silica diagram (TAS – Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O x SiO <sub>2</sub> ; Le Maitre, 1989); (C) Classification of granitic rocks according to their molecular normative An-Ab-Or composition (after Barker, 1979); (D) – AFM diagram showing the calc-alkaline ant tholeiitic rocks (A= Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O, F= FeO+0.8998Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , M=MgO; Irvine & Baragar, 1971), showing the composition range of ortogneisses from Ipameri-Nova Aurora. Triangles represent Goiandira 640 Ma orthogneiss domain; square, Ipameri 790 Ma domain; circles, Nova Aurora 1.2 Ga domain. Open symbols represent transalkaline rocks. Data taken from table IV.1. ....	106
Figure IV.4 – (A) – Subdivision of subalkaline rocks using the K <sub>2</sub> O vs. silica diagram (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989); (B) – a plot of Shand's index for granitoids (A/NK = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) vs. A/CNK = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O; Maniar & Piccoli, 1989); (C) Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO x SiO <sub>2</sub> diagram (Frost <i>et al.</i> , 2001) showing the approximate range for the alkalic, alkali-calcic, calc-alkalic and calcic rock series. Triangles represent Goiandira 640 Ma orthogneiss domain; square, Ipameri 790 Ma domain; circles, Nova Aurora 1.2 Ga domain. Open symbols represent transalkaline rocks. Data taken from table IV.1. ....	107
Figure IV. 5 - A) Chondrite-normalized REE diagram from granodiorites and calc-alkaline granites (horizontal lines field); (B) Trace-element normalized diagram from the same samples grouped in one field (horizontal lines filed), compared to continental extension rift (dark-grey field; Upton <i>et al.</i> , 1990; Mcdonald, 1987) and to arc convergence environment (light-	

grey field; Imai, 1995; Govindaraju, 1994). Data from table IV.1. Chondrite and primitive mantle normalization values from Sun and McDonough (1989). .....	108
Figure IV.6 – (A) Rb vs. Y+Nb for granites sources (Pearce, 1984; 1996); and, (B) Rb/100xNb/16xY/44 diagram (Harrys <i>et al.</i> , 1986) indicates the source of the orthogneisses rocks of the Ipameri-Nova Aurora region. Triangles represent Goiandira 640 Ma orthogneiss domain; square, Ipameri 790 Ma domain; circles, Nova Aurora 1.2 Ga domain. Open symbols represent transalkaline rocks. Data taken from table IV.1. ....	109
Figure IV.7 - U-Pb Concordia diagram of garnet-biotite granodiorite-gneiss (IPC16A). Data taken from table IV.2. ....	109
Figure IV.8 – U-Pb Concordia diagram from biotite granite-gneiss (IPC126). Open symbols are analytical points not used in regression. Data taken from table IV.2. ....	110
Figure IV.9 – $\epsilon_{Nd(T)}$ x time evolution diagram showing the isotopic composition of the 1.2 Ga orthogneisses from Nova Aurora. Data taken from table IV.3. ....	111
Figure IV.10 – (A) Chondrite-normalized REE diagram for diorites (horizontal lines field), granodiorites (vertical lines field) and granites (cross pattern) from the Goiandira 640 Ma domain; and, (B) Trace-element normalized diagram for the same rocks compared to continental extension rift (dark-grey field; Upton <i>et al.</i> , 1990; McDonald, 1987) and to arc convergence environment (light-grey field; Imai, 1995; Govindaraju, 1994); and, (C) Trace-element normalized diagram for tonalite (IPC84, continuous line) and granitic gneiss (IPC127, dashed line) also compared to continental extension rift and to arc convergence environment. Chondrite and N-MORB normalization values from Sun and McDonough (1989). ....	113
Figure IV.11 - U-Pb Concordia diagram of IPC66A - garnet-biotite granodiorite-gneiss. Data taken from table IV.2. ....	114
Figure IV.12 - U-Pb Concordia diagram of IPC74 - biotite-quartz monzodiorite-gneiss. Data taken from table IV.2. ....	114
Figure IV.13 - U-Pb Concordia diagram of IPC163- garnet-biotite tonalite-gneiss. Data taken from table IV.2. ....	115

Figure IV.14 – U-Pb Concordia diagram of IPC10A U-Pb (biotite-hornblende diorite). Data taken from table IV.2. ....	116
Figure IV.15 – $\epsilon_{Nd(T)}$ x time evolution diagram showing the isotopic composition of the 640 Ma orthogneisses from the Goiandira area. Data taken from table IV.3. ....	117
Figure IV.16 - (A) Chondrite-normalized REE diagram for granites (horizontal lines field) from the ca. 790 Ma domain,; and (B) Trace-element normalized diagram from the same rocks, compared to continental extension rift (dark shaded field; Upton <i>et al.</i> , 1990; McDonald, 1987) and to arc convergence environment (light shaded field; Imai, 1995; Govindaraju, 1994). Chondrite and N-MORB normalization values from Sun and McDonough (1989). ....	118
Figure IV.17 – U-Pb Concordia diagram of IPC38 – Biotite gneiss. One fraction analysis is not used in regression. Data taken from table IV.2. ....	119
Figure IV.18 - U-Pb Concordia diagram of IPC128 – Biotite-muscovite granite gneiss, showing two possible interpretations (see text for discussion). Data taken from table IV.2. ....	119
Figure IV.19 – $\epsilon_{Nd(T)}$ x time evolution diagram showing the isotopic composition of the 790 Ma orthogneiss from the Ipameri domain. Data taken from table IV.3. ....	120

## LISTA DE TABELAS

Table III.1 – ICP-MS/AES geochemical data of Ipameri-Catalão region rocks. ....	58
Table III.2 – U-PB (ID-TIMS) results of Ipameri-Catalão region rocks.....	60
Table III.3 – Sm - Nd (ID-TIMS) results of Ipameri-Catalão region rocks in $T_{DM}$ increasing order. ....	62
Table IV.1 – Geochemical data of orthogneisses and associated rocks of Ipameri-Nova Aurora.....	121
Table IV.2 – Results of U-Pb (ID-TIMS) of rocks from Ipameri-Nova Aurora. ....	123
Table IV.3 – Sm-Nd results (ID-TIMS) of the rocks from Ipameri-Nova Aurora in growing order of $T_{DM}$ by geochronology domain. ....	125



## LISTA DE ANEXOS

Apendix III.1 – Sample Locations.....	94
Apendix IV.1 – Sample Locations. ....	135
Anexo I – Mapa de Pontos e Geologia da Região Ipameri-Catalão.....(Envelope)	
Anexo II – Imagem Landsat TM7 da Região Ipameri-Catalão. ....(Envelope)	

# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS .....	iv
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	x
LISTA DE FIGURAS .....	xiii
LISTA DE TABELAS .....	xxiii
LISTA DE ANEXOS .....	xxiv
SUMÁRIO.....	xxv
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO .....	1
I.1. Objetivos.....	1
I.2. Materiais Utilizados e Métodos .....	3
I.3.1. Dados Preliminares.....	3
I.3.2. Cartografia Geológica .....	3
I.3. Trabalhos de Laboratório .....	4
I.3.1. Petrografia .....	4
I.3.2. Geoquímica Isotópica Sm-Nd .....	4
I.3.3. Geocronologia U-Pb.....	5
I.3.4. Geoquímica de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras.....	6
CAPÍTULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO .....	7
II.1. Província Tocantins .....	7
II.2. A Faixa Brasília .....	7
II.3. Geologia da Área de Estudo .....	12
II.3.1. Grupo Araxá.....	12
II.3.2. Seqüência Maratá.....	19
II.3.3. Seqüência Rio Veríssimo .....	21
II.3.4. Granitos .....	22
II.3.5. Ortognaisses .....	27
II.3.6. Grupo Ibiá .....	34

II.3.7. Grupo Canastra .....	35
II.4. Geologia Estrutural .....	36
CAPÍTULO III – Artigo .....	45
720 – 800 Ma extensional events in the southern Brasília Belt, central Brazil: Tectonic implications .....	45
Abstract.....	45
III.1. Introduction .....	46
III.2. Geology of the Ipameri-Catalão Region.....	47
III.3. Analytical Procedures.....	53
III.3.1. Major, Trace and Rare Earth Element Geochemistry.....	53
III.3.2. U-Pb Geochronology .....	53
III.3.3. Sm-Nd Isotopic Geochemistry .....	55
III.4. Results.....	55
III.4.1. Amphibolites.....	55
III.4.2. Intermediate to Acid Metavolcanic Rocks .....	66
III.4.3. Metasedimentary rocks of the Araxá and Ibiá groups .....	70
III.4.4. Granites.....	73
A-type granites (IPC01 and IPC07).....	74
S-Type granites (IPC28, IPC45, IPC53A and IPC118).....	74
Granite dating .....	77
III.5. Discussion.....	80
III.6. Conclusions .....	83
Acknowledgments .....	85
References.....	85
CAPÍTULO IV – Artigo.....	95
Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust formation episodes in the southern Brasília Belt, central Brazil: whole rock geochemistry, Sm-Nd isotopic data and U-Pb geochronology.....	95
Abstract.....	95
IV.1. Introduction.....	96

IV.2. Geology of the Ipameri-Nova Aurora area.....	97
Characterization of the orthogneisses .....	101
IV.3. Analytic procedures.....	103
IV.3.1. Major, Trace and Rare Earth Element Geochemistry .....	103
IV.3.2. U-Pb Isotopic Geochemistry .....	103
IV.3.3. Sm-Nd Isotopic Geochemistry .....	104
IV.4. Results.....	105
IV.4.1. Nova Aurora domain – crystallization ages 1.22-1.26 Ga .....	105
IV.4.2. Goiandira domain - crystallization ages of c. 640 Ma.....	111
IV.4.3. Ipameri domain – Crystallization ages of approximately 790 Ma	117
IV.4.4. Granulite domain .....	120
IV.5. Discussion and conclusions.....	125
Acknowledgments .....	127
References.....	128
CAPÍTULO V - Conclusões.....	136
Referências Bibliográficas.....	142

# CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

A presente tese de doutorado aborda os aspectos geoquímicos, geocronológicos e de geologia isotópica da região situada entre as cidades de Ipameri e Catalão, Estado de Goiás. A área de estudo estende-se por 60 km na direção norte-sul e 88 km na direção leste-oeste, totalizando 5280 km<sup>2</sup> aproximadamente. Localiza-se no sudeste de Goiás, incluindo as cidades de Catalão, Ipameri, Goiandira, Nova Aurora, Campo Alegre de Goiás e Pires Belo. O extremo noroeste tem as coordenadas geográficas igual a 17°38'19" S e 48°29'35" W e o extremo sudeste 18°10'42" S e 47°39'56" W. As principais vias de acesso são as rodovias BR 050 e GO 320. A cidade de Catalão, situada na parte sudeste da área, dista 310 km de Brasília e 259 km de Goiânia (figura I.1).

Nesta introdução são apresentados os objetivos, a problematização e a definição de hipóteses, as justificativas da escolha da área, os métodos e os recursos utilizados. O capítulo II trata da revisão da geologia regional e local. Os capítulos III e IV são constituídos pelos artigos “**720 – 800 Ma extensional events in the southern Brasília Belt, central Brazil: Tectonic implications**” e “**Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust formation episodes in the southern Brasilia Belt, central Brazil: whole rock geochemistry, Sm-Nd isotopic data and U-Pb geochronology**”. O capítulo V contém a síntese, integração das discussões dos artigos e conclusões finais.

## I.1. Objetivos

O objetivo principal é a caracterização geoquímica e isotópica dos ortognaisses expostos na região de Ipameri - Catalão e suas relações com as seqüências supracrustais e granitos que constituem a porção meridional da Faixa Brasília.

Apesar de incluídos em vários programas de cartografia geológica (Braun, 1970; Braun *et al.*, 1976; Lacerda Filho *et al.*, 1989; 1994; 1995a; 2004; Pereira *et al.*, 1981), os ortognaisses de Ipameri - Catalão não foram estudados em detalhe. Sua idade era desconhecida determinando sua classificação como Complexo Indiferenciado (Lacerda *et al.*, 2004) ou como eventual continuação do Complexo Anápolis-Itauçu. Com base

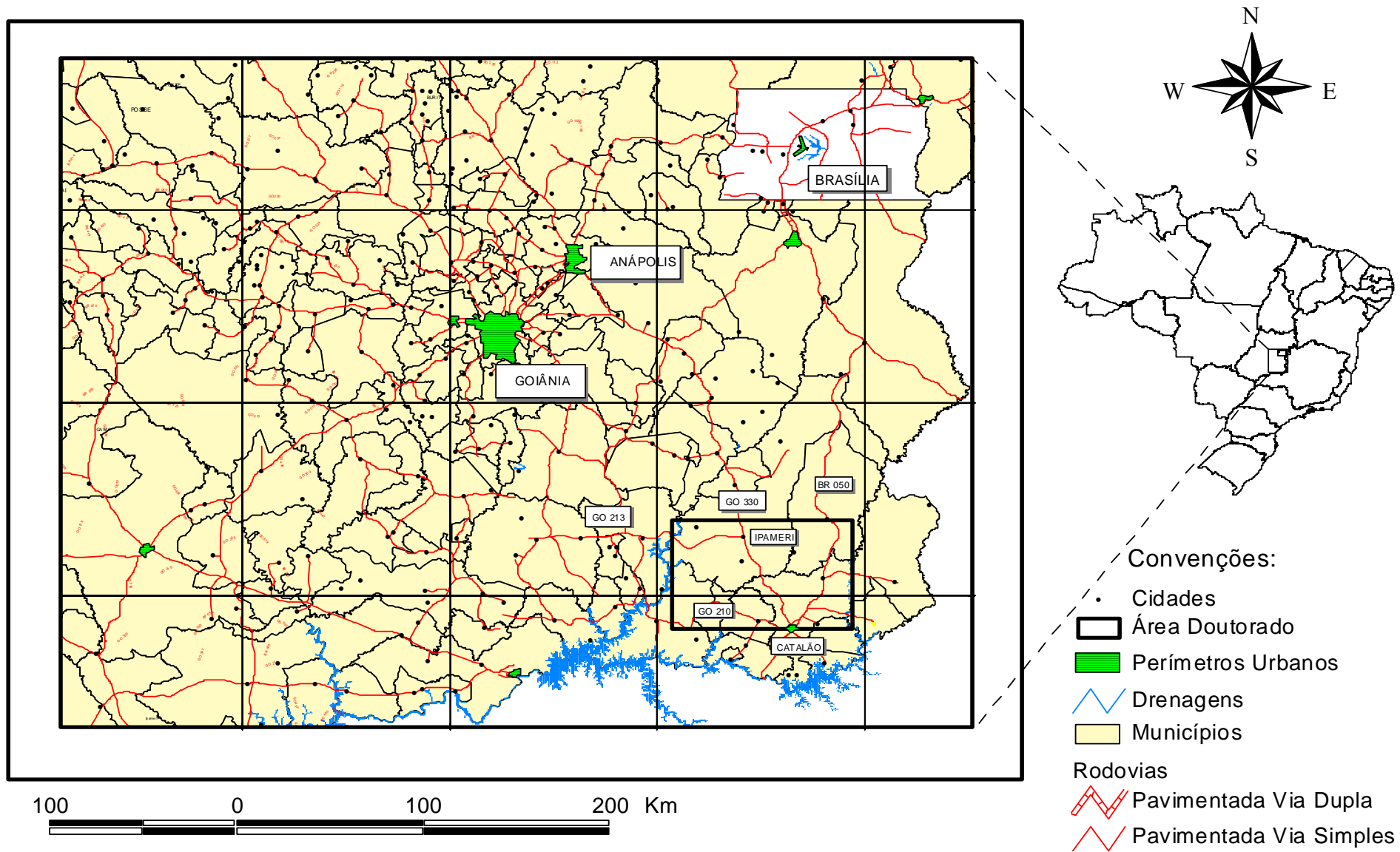


Figura I.1 – Mapa de localização da área de trabalho (Lacerda Filho *et al.*, 2004).

em suas relações geológicas com as unidades supracrustais expostas na região, bem como em dados petrográficos, litogeoquímicos e isotópicos, determinou-se a natureza e idade destes ortognaisses, caracterizando seu real significado geológico e tectônico no contexto da evolução da porção meridional da Faixa Brasília.

## **I.2. Materiais Utilizados e Métodos**

### **I.3.1. Dados Preliminares**

Os trabalhos iniciais consistiram em revisão bibliográfica, quatro etapas de campo para coleta de amostras e obtenção de dados laboratoriais, incluindo análises geoquímicas, geocronológicas e isotópicas.

### **I.3.2. Cartografia Geológica**

Para os estudos de reconhecimento foi escolhida parte da área correspondente às das folhas Campo Alegre de Goiás, Catalão, Goiandira e Ipameri (SE.23-V-C-IV, SE.23-Y-A-I, SE.22-Z-B-III e SE.22-X-D-VI, respectivamente), em escala 1:100.000.

O tratamento preliminar das imagens de satélite, cenas 221-72 de 23/07/1999 e 221-73 de 25/04/1994 e a utilização dos mapas geológicos das cartas SE.22-X-D - Morrinhos, SE.23-V-C - Paracatu, SE.23-Y-A - Patos de Minas e SE.22-Z-B - Uberlândia, retirados do SIG – GOIÁS (Lacerda Filho *et al.*, 2004), permitiram compilar a base planimétrica e o mapa geológico preliminar, na escala 1:250.000, mostrando a distribuição espacial das rochas supracrustais, ortognaissicas, graníticas e respectivas unidades litológicas da área. O mapa geológico e a imagem em composição colorida 5R4G3B com ampliação linear de contraste, ambos em escala 1:250.000, encontram-se nos anexos I e II, respectivamente.

As relações de contato entre os diferentes tipos de rochas expostas na área foram obtidas em trabalhos de campo, nos quais foram descritos 194 afloramentos, objetivando a tomada de dados estruturais e outras informações geológicas e a coleta de amostras para estudos geocronológicos e geoquímicos. Para tal, foram executados três perfis de levantamento de dados na direção E-W, nas partes setentrional, central e meridional, visando determinar as características geológicas gerais da área. A faixa de ortognaisses foi estudada em maior detalhe, objetivando a obtenção de dados petrográficos, geocronológicos e de geologia isotópica para definir suas relações com as rochas associadas dos grupos Araxá e Ibiá, seqüências metavulcanossedimentares Maratá e Veríssimo e granitos Sesmaria, Tambu, Pires Belo e Davinópolis.

### **I.3. Trabalhos de Laboratório**

#### **I.3.1. Petrografia**

Foram realizadas descrições petrográficas em lâminas delgadas para a caracterização detalhada dos diferentes tipos petrográficos, caracterizando suas feições mineralógicas, texturais e paragêneses minerais com o objetivo de classificar as rochas, permitindo o controle dos aspectos petrológicos da geoquímica e a escolha das amostras para estudos isotópicos de Sm-Nd e U-Pb.

#### **I.3.2. Geoquímica Isotópica Sm-Nd**

No Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB foram executadas 50 determinações isotópicas pelo método Sm-Nd em amostras de rochas metasedimentares dos grupos Araxá e Ibiá, dos ortognaisses, das seqüências Maratá e Veríssimo e dos granitos Pires Belo e Davinópolis. Os dados de idades-modelo obtidos foram utilizados como parâmetro indicativo de fontes de magma, evolução crustal e proveniência de materiais sedimentares.

O método de datação Sm-Nd seguiu os procedimentos de Gioia & Pimentel (2000). Cerca de 50 mg do pó das 50 amostras de rochas e minerais foram misturados a uma solução traçadora mista de  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  e em seguida digeridos ( $\text{HF}:\text{HNO}_3$ ) em cápsulas Savillex ao longo de aproximadamente dois dias. Após essa primeira digestão, a solução é evaporada e novamente atacada com os mesmos ácidos por cerca de quatro dias. A solução é evaporada novamente e o resíduo solubilizado em HCl 6N a quente. Após nova evaporação, o resíduo é solubilizado em HCl 2.5N. A extração dos lantanídeos é feita por métodos convencionais em colunas de troca iônica confeccionadas em quartzo, usando resina BIO-RAD AG-50w-x8. A extração de Sm e Nd foi executada em coluna de Teflon empacotada com a resina LN-Spec (resina líquida HDEHP-ácido fosfórico di-etilhexil, impregnada em pó de teflon). As frações de Sm e Nd são depositadas em arranjos duplos de filamentos de rênio e analisadas na forma metálica em modo estático, usando o espectrômetro de massa Finnigan MAT-262 multi-coletor do Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. As razões isotópicas são normalizadas para a razão  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  e a constante de desintegração usada é de  $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ . A precisão externa da determinação da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , baseada em repetidas análises do padrão BHVO-1, é melhor que  $\pm 0.005\%$  ( $1\sigma$ ). Incertezas nas razões Sm/Nd são estimadas em  $\pm 0.4\%$



(1 $\sigma$ ). Os valores de  $T_{DM}$  foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981) por meio de macros que funcionam no programa EXCEL – MICROSOFT e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001).

### **1.3.3. Geocronologia U-Pb**

O método de datação U-Pb foi utilizado para determinação da idade de cristalização de 14 amostras dos corpos graníticos, rochas metavulcânicas, metapelíticas e ortognaisses existentes na área.

As análises seguiram os procedimentos descritos em Laux *et al.* (2004; 2005). Diferentes frações de minerais foram obtidas pela separação por densidade a partir de cerca de 15 kg de amostras, efetivada no Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. As frações de minerais pesados foram peneiradas em lotes de diferentes granulações. Cada fração de mesma granulação foi classificada pelo separador magnético isodinâmico do tipo Frantz.

A combinação das seguintes técnicas foi utilizada para a redução da discordância: (i) separação manual dos grãos de zircão mais transparentes, com menor grau de alteração e livres de fraturas, e (ii) abrasão aérea, usando pirita como meio de polimento (Krogh & Turck, 1982).

As frações de zircão foram lavadas duas vezes em solução  $\text{HNO}_3$  4N, primeiro para dissolver os grãos de pirita e depois por cerca de 45 minutos para limpeza final, seguida de repetidas lavadas com água destilada e acetona. Posteriormente, pequenas frações de zircão foram pesadas em fragmento de alumínio descartável e dissolvidas em mistura de HF e  $\text{HNO}_3$  (4:1), usando bombas de Teflon do tipo Parr a 220°C. Foi adicionada pequena quantidade de traçador isotópico  $^{205}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$  (Krogh & Davis, 1975). A dissolução e a extração química de U e Pb seguem procedimentos descritos por Krogh (1973).

Pb e U são recuperados em seguida como fosfatos com gel de sílica e depositados em filamento simples de rênio e analisados na forma metálica em modo estático, usando o espectrômetro de massa Finnigan MAT-262 multi-coletor do Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB. Detalhes dos procedimentos no espectrômetro de massa estão descritos em Krogh e Turck (1982) e Davis *et al.* (1982).

Os dados isotópicos são corrigidos para o fracionamento de 0,1% por unidade de massa atômica (AMU). O total de urânio e chumbo no recinto do laboratório no momento da análise foi estimado em 5 e 10 pg, respectivamente.

Erros foram cotados no intervalo  $2\sigma$  e são computados individualmente. Linhas de regressão são utilizadas conforme o método de Davis *et al.* (1982) e o erro de idade tem 95% de confiabilidade. O espalhamento dos pontos analíticos é calculado pelo parâmetro probabilidade de ajuste. Regressões bem ajustadas têm probabilidade de ajuste superior a 10%. As constantes de decaimento usadas e a composição isotópica do Urânio seguem as recomendações de Steiger & Jäger (1977). Os programas PBDAT (Ludwig, 1999) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001) foram utilizados para tratamento dos dados e cálculo das idades. Os erros da razão isotópica são  $2\sigma$ .

Em alguns casos, quando os pontos analíticos se agrupam próximo à concórdia foi necessário forçar a curva de regressão para zero devido às interferências das idades de metamorfismo ou presença de herança. Tal procedimento foi utilizado somente para ancorar os modos de regressão do tipo 1 ou 2, reduzindo os erros de cálculo da idade de cristalização de algumas das rochas analisadas (Kozuch, 2003).

#### **I.3.4. Geoquímica de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras**

Foram coletadas 40 amostras representativas das rochas da região de Ipameri - Catalão para análise de elementos maiores pelo método ICP-AES, com erro de  $\pm 2\%$  para concentrações 50 vezes acima dos limites de detecção. Os elementos traços e terras raras (ETR) foram analisados pelo método ICP-MS, com erro de  $\pm 5\%$  para concentrações 50 vezes superiores aos limites de detecção. Nos dois casos as amostras foram fundidas com  $\text{LiBO}_2$ , digeridas e diluídas em ácido nítrico a partir da rocha total. Este trabalho foi realizado pela Acme Analytical Laboratories Ltda.

## CAPÍTULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO

### II.1. Província Tocantins

A Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981), localizada na parte central do Brasil, representa um extenso orógeno brasileiro resultante de eventos termos-tectônicos, responsáveis pela consolidação da parte oeste do Gondwana. Os eventos começaram no Neoproterozóico e terminaram no Cambro-Ordoviciano, quando tectonismo, sedimentação e magmatismo pós-orogênico ocorreram em diversas regiões da América do Sul e da África.

Segundo Brito Neves e Cordani (1991), os domínios brasileiros/pan-africanos são os resultados de complexas colisões e ajustamentos de várias massas continentais, dentre as quais os crátons Congo-Kasai/São Francisco, Rio de La Plata e Kalahari e as microplacas do Maranhão Central, Goiás Central e Paranapanema (figura II.1). Na Província Tocantins, entre estas massas continentais e microplacas, desenvolveram-se as faixas Paraguai, Araguaia e Brasília, as duas primeiras margeando o Cráton Amazônico e a última o Cráton do São Francisco.

### II.2. A Faixa Brasília

A Faixa Brasília ocupa a parte leste da Província Tocantins, em contato com a borda oeste do Cráton do São Francisco, estendendo-se desde o oeste de Minas Gerais até o sul de Tocantins, por mais de 1.100 km (figura II.2). Trata-se do cinturão orogenético neoproterozóico mais bem preservado no Brasil, caracterizado na parte centro-oriental por espessas seqüências de rochas metassedimentares e sedimentares, incluindo mélanges ofiolítica, granitos colisionais do tipo-S e nappes de escala regional, indicando transporte para leste. Na parte ocidental da Faixa Brasília ocorrem extensos terrenos de rochas cálcio-alcalinas, formadas em ambiente de arco (Pimentel *et al.*, 2000). As condições metamórficas de temperatura e pressão aumentam progressivamente de leste para oeste (Pimentel *et al.*, 2001).

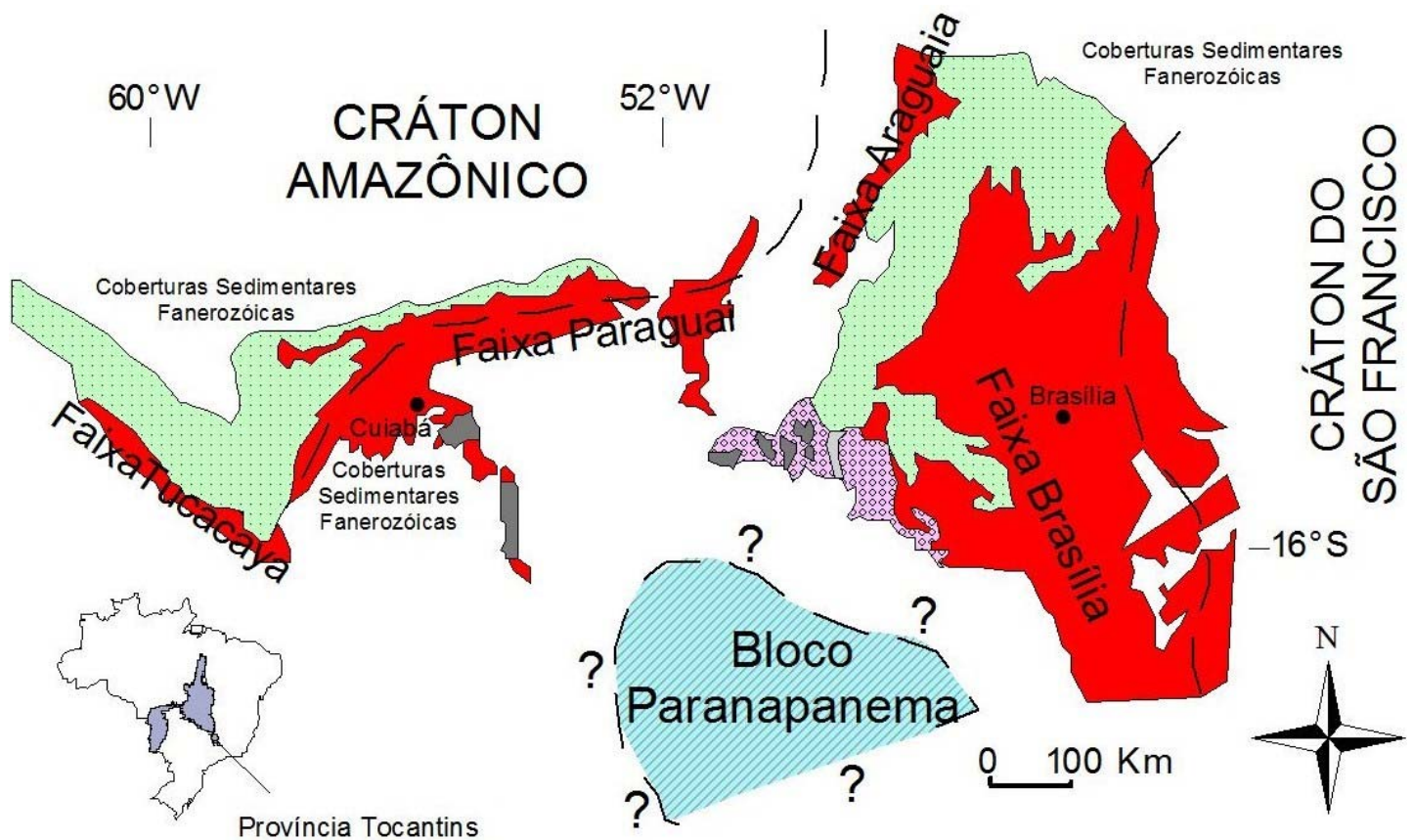


Figura II.1 – Esquema representativo de possíveis interações dos crátons, Bloco Paranapanema e faixas dobradas durante o Neoproterozóico (modificado a partir de Pimentel *et al.*, 2001).

A Sintaxe dos Pirineus (Costa & Angeiras, 1971; Araújo & Marschack, 1997; Araújo, 2000) caracteriza-se como importante feição tectônica, dividindo a Faixa Brasília em dois segmentos, o meridional de orientação NW e setentrional de orientação NE, determinando concavidade voltada para leste, concordante com a margem do paleocontinente São Francisco (Valeriano *et al.*, 2004a).

A Faixa Brasília é constituída por diversas seqüências supracrustais, cujas idades variam do Mesoproterozóico até o Neoproterozóico divididas em zonas externa e interna (Fuck *et al.* 1994). Na base da zona externa encontra-se a sucessão sedimentar do Grupo Araí, assentada em não-conformidade sobre o embasamento siálico. Trata-se de seqüência de rift, com cerca de 1,77 Ga (Pimentel & Fuck, 1991), com sedimentos terrígenos e rochas vulcânicas félsicas e máficas, além de subordinada contribuição carbonática.

Sobreposto ao Grupo Araí ocorre o Grupo Paranoá que, junto com os grupos Canastra e Ibiá ao sul, constituem os principais componentes da parte externa da Faixa

Brasília, sendo interpretados como seqüências de margem passiva formadas na parte oeste do continente São Francisco - Congo (figura II.2; Pimentel *et al.*, 1999; 2001).

Na parte setentrional da Faixa Brasília ocorrem os sedimentos arenosos, pelíticos e argilo-carbonatados do Grupo Paranoá (Dardenne, 2000), separados por discordância na base do Grupo Araí e no topo do Bambuí. Estas rochas caracterizam seqüências deposicionais de ambiente marinho inicialmente transgressivo (conglomerática, quartzítica), intermediária (siltico-ardosiana e rítmica quartzítica) e regressiva (rítmica pelito-carbonatada; Faria & Dardenne, 1995).

O Grupo Canastra (Barbosa, 1955) é uma seqüência de metassedimentos detríticos formado por quartzitos e filitos, estes últimos em grande parte carbonosos, com fácies carbonatadas subordinadas. Estas rochas foram metamorfisadas em fácies xisto verde, zonas da clorita até granada.

O Grupo Ibiá (Barbosa *et al.*, 1970) é constituído por seqüência metassedimentar pelítica de calcifilito, quartzo filito, filito e quartzito micáceo subordinado. Esta seqüência está arranjada em ritmitos finamente granulados, com paragêneses em fácies xisto verde, zona da clorita.

A zona interna da seqüência supracrustal da Faixa Brasília é formada principalmente pelo Grupo Araxá (Barbosa, 1955), constituído de micaxistos pelíticos e quartzitos, representando sedimentos marinhos profundos, e pelo núcleo metamórfico representado pelo Complexo Anápolis-Itauçu, constituído essencialmente de granulitos orto-paraderivados, além de numerosos granitos e corpos máfico-ultramáficos intrusivos.

O padrão estrutural geral das unidades do Grupo Araxá é dominado por: (i) foliações de baixo ângulo associadas a escamas de empurrões com transporte tectônico em direção ao Cráton do São Francisco; (ii) longos lineamentos próximos à direção E-W, correspondendo provavelmente a rampas laterais ou falhas transcorrentes, originadas pelo deslocamento diferencial das cunhas de empurrão (Strieder & Nilson, 1992). A deformação diminui progressivamente em direção à área cratônica (Pimentel *et al.*, 1999).

## Legenda

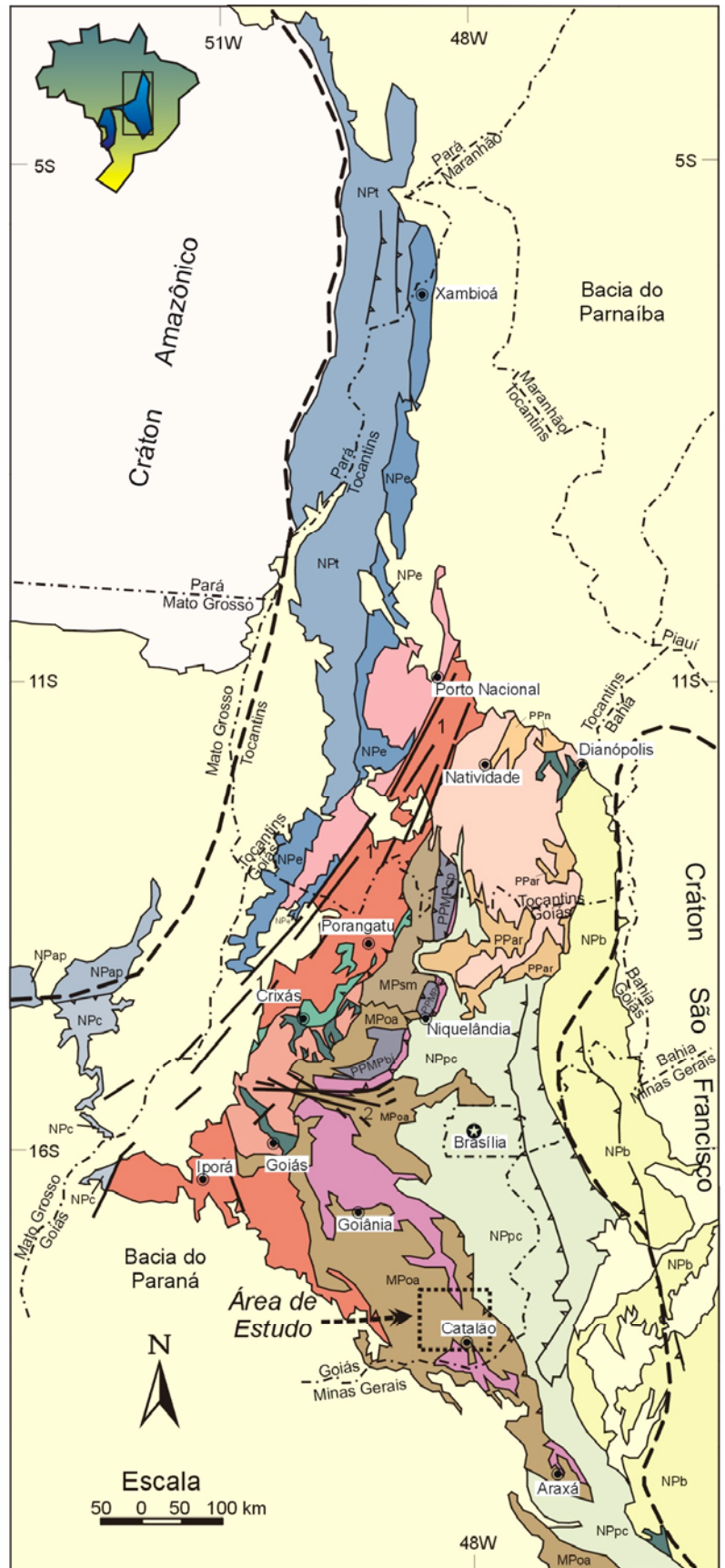


Figura II.2 – Mapa geológico simplificado da Província Tocantins (compilado e modificado de Fuck *et al.*, 1987;1994; Blum, 1999).

Uma característica distintiva do Grupo Araxá é a presença de corpos serpentinizados de rochas ultramáficas correspondendo à mélanges ofiolítica (Drake Jr, 1980; Strieder e Nilson, 1992). A mélanges associada a pilhas de escamas de empurrões sugere que o Grupo Araxá corresponde a um sistema de cunhas acrescionárias sobre a seqüência plataformal da margem passiva (Pimentel *et al.*, 1999).

O Grupo Bambuí é uma cobertura sedimentar das seqüências de margem passiva da Faixa Brasília e também de extensas áreas do Cráton do São Francisco, sobre o qual suas camadas são em geral horizontais e isentas de deformação. Estas rochas são constituídas de seqüências detríticas e carbonáticas com a presença de diamictitos basais (Pimentel *et al.*, 1999). O Grupo Bambuí, principalmente suas formações superiores, é interpretado como bacia de antepaís formada em resposta ao desenvolvimento a oeste do sistema de empurrões da Faixa Brasília (Pimentel *et al.*, 1992; Thomaz Filho *et al.*, 1996; Guimarães, 1997).

Estruturas estromatolíticas de carbonatos sugerem deposição das seqüências sedimentares entre 1,2 e 0,9 Ga no Grupo Paranoá e 0,9 a 0,6 Ga no Bambuí (Dardenne, 2000; Marchese, 1974).

À medida que aumenta a distância do Cráton do São Francisco em direção a oeste, ocorre o aumento do grau de deformação e do metamorfismo na Faixa Brasília. Esta variação é genericamente progressiva, porém não linear, sofrendo alterações pela superposição de fatias tectônicas imbricadas, extensas falhas de empurrão, transcorrências e nappes que interrompem a polaridade metamórfica de leste para oeste e causam retrometamorfismo e forte foliação milonítica de direção geral NW-SE (Fuck & Marini, 1981; Leonardos & Meyer, 1991; D'el-Rey *et al.*, 2004).

Estudos geocronológicos recentes, combinados com trabalhos de campo e dados estruturais, mostram a importância da atividade ígnea neoproterozóica, com magmatismo proveniente de fusão mantélica e crustal, indicando que a Faixa Brasília é um cinturão colisional devido a: (i) presença a oeste de terrenos definidos com arco magmático (Arco Magmático de Goiás); (ii) magmatismo granítico no Grupo Araxá relacionado com ambiente colisional e (iii) metamorfismo de alto grau de idade brasileira associado ao Complexo Anápolis-Itauçu (Pimentel *et al.*, 1999; Piuzana, 2002).

Dados geocronológicos U-Pb e Rb-Sr, assim como idades Sm-Nd, indicam que a história tectônica e metamórfica da Faixa Brasília é bastante complexa terminando há cerca de 0,63 Ga. Seu início se deu por volta de 900-950 Ma com a fragmentação do paleocontinente Rodínia e o desenvolvimento de bacias marginais passivas ao longo da borda ocidental do Cráton do São Francisco, com a deposição dos grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá e Andrelândia. Magmatismo félsico de refusão crustal em ambiente colisional, associado à aglutinação do Arco Magmático de Goiás ao Maciço de Goiás, ocorreu no Grupo Araxá entre 750 e 830 Ma (Pimentel *et al.*, 1999). Fenômenos de colisão continental, provocando metamorfismo de alta pressão e fusão crustal, são registrados na Faixa Brasília, produzindo importante granitogênese entre 620 e 640 Ma (Valeriano *et al.*, 2004; 2004a; Seer *et al.*, 2005; Piuzana *et al.*, 2003; 2003a).

### **II.3. Geologia da Área de Estudo**

Na região de Ipameri - Catalão (figura II.3, II.4 e anexo I), o segmento sul da Faixa Brasília compreende os seguintes compartimentos litoestratigráficos, de W para E, separados por importantes zonas de cavalgamento longitudinais, frontais ou transpressionais, com vergência para o Cráton do São Francisco (Lacerda Filho *et al.*, 2004): (i) Grupo Araxá, a oeste, constituído de calcixistos, hematita xistos, quartzitos e metacalcários; (ii) Seqüência Maratá (Grupo Araxá) formada por metariolitos, anfíbolitos, xistos e filonitos; (iii) ortognaisses; (iv) Seqüência Veríssimo (Grupo Araxá) composta por xistos feldspáticos, filitos, anfíbolitos e mármore; (v) grupos Araxá, Ibiá e Canastra, a leste, formados por muscovita xistos, clorita xistos, hematita xistos e calcixistos, quartzitos, filitos e anfíbolitos; e (v) granitos sin a tarditectônicos.

#### **II.3.1. Grupo Araxá**

Após a definição apresentada por Barbosa (1955), diversos autores ampliaram ou redefiniram o Grupo Araxá. Os dados que se sucederam aos estudos de Barbosa *et al.* (1970) demonstram que o Grupo Araxá não é homogêneo devendo ser redefinido ou até mesmo desmembrado.

A maior dificuldade tem sido o empilhamento desta unidade, em razão da ampla distribuição do grupo e de suas variações faciológicas de natureza tanto sedimentar como metamórfica. Resulta destes aspectos a difícil obtenção de colunas estratigráficas guia e de valor regional.



O trabalho de Barbosa (1955) caracteriza o Planalto Araxaense como um complexo metamórfico pré-cambriano, constituído essencialmente de xistos verdes, micaxistos e migmatitos, conferindo a estas rochas a categoria de formação. Barbosa (1963) estendeu sua área de ocorrência da Formação Araxá por todo Estado de Goiás, elevando a categoria de série. Barbosa *et al.* (1970) passam a usar o termo Grupo Araxá, subdividindo-o nas unidades A e B, a primeira sendo representada por quartzitos, micaxistos com granada, turmalina e/ou cordierita, e rochas feldspáticas, e a segunda por lentes de calcários micáceos marmorizados com intercalações de quartzitos, retirando-se da base desse grupo os migmatitos e gnaisses, considerados como pertencentes a seqüências mais antigas, e do topo, os xistos calcíferos denominando-os de Formação Ibiá. Para Paulsen *et al.* (1974) os micaxistos do Araxá e os filitos da Formação Ibiá diferem entre si apenas quanto ao grau metamórfico.

Segundo Lacerda Filho & Delgado (1995), a subunidade A é composta por sedimentos plataformais tipo marinho raso, representados por muscovita-clorita xistos, às vezes com cloritóide e outras rochas associadas. A subunidade B é definida por uma seqüência pelítica marinha, constituída por calcita-clorita biotita xistos e rochas associadas. Apresentam também controvérsias quanto à definição da idade do Grupo Araxá na área.

Estudando a região de Ipameri, Braun (1970) subdividiu o Grupo Araxá em quatro unidades. A inferior constitui-se principalmente de xistos com intercalações de quartzitos maciços e gnaisses que graduam para ortoquartzitos e quartzitos micáceos com intercalações de muscovita-biotita xisto. O nível seguinte constitui a unidade chave e compreende micaxistos com granada que, com o aumento de plagioclásio, podem assumir estrutura gnáissica. Em sua parte superior intercalam-se xistos verdes, finos leitões de quartzitos e mármore. O topo da seqüência é caracterizado por quartzitos, quartzos filitos, xistos muscovíticos finos, às vezes ligeiramente hematíticos ou grafitosos, que foram consideradas como sendo as rochas representativas do Grupo Canastra. Braun & Batista (1976) inverteram a coluna descrita acima, correlacionando o Grupo Canastra com a seqüência anteriormente considerada como sendo a base do Grupo Araxá.

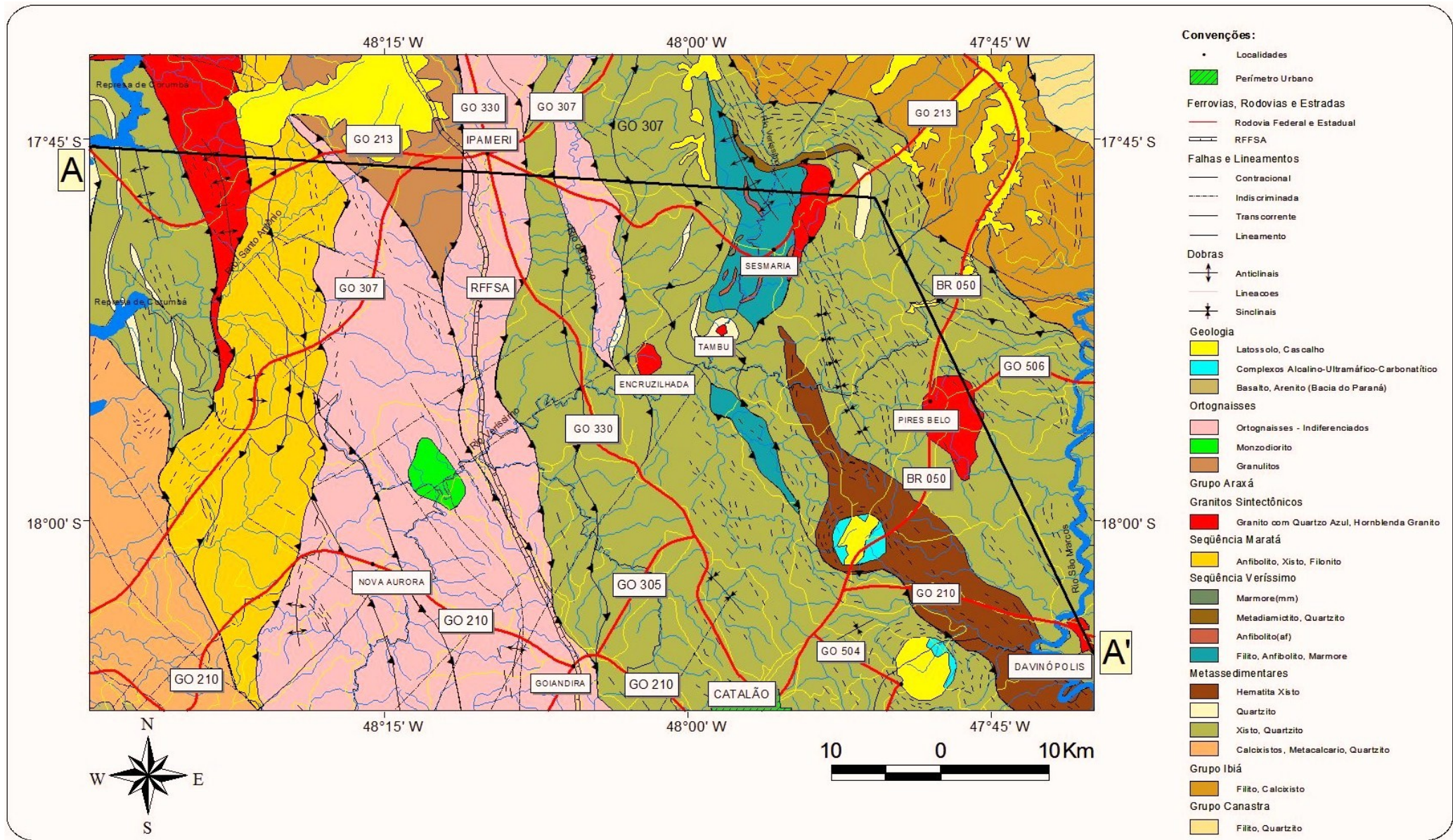


Figura II.3 – Mapa geológico da Região Ipameri - Catalão (compilado e modificado a partir do SIG-GOÍÁS, Lacerda Filho *et al.*, 2004).

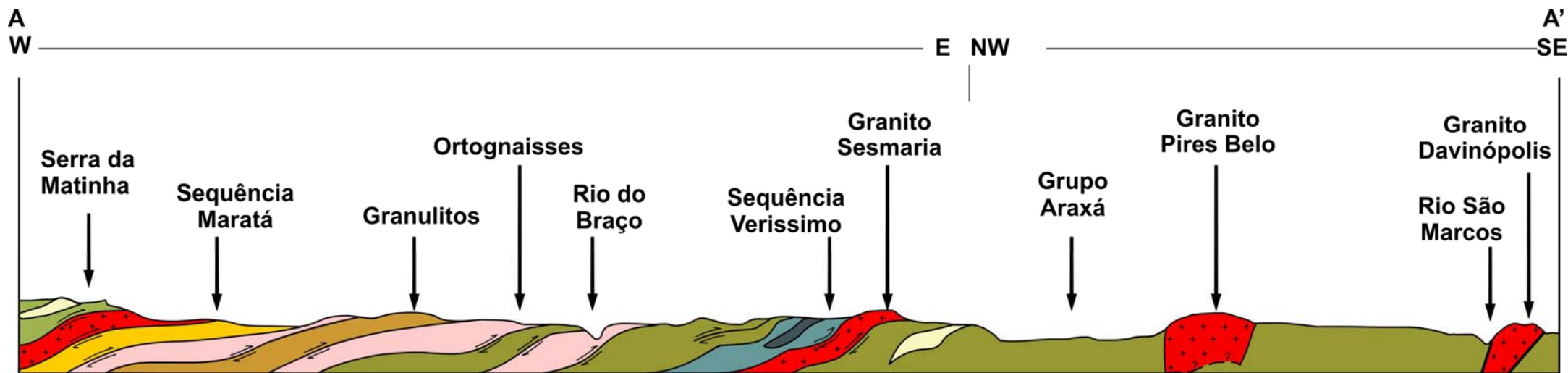


Figura II.4 – Perfil geológico esquemático da Região Ipameri - Catalão (compilado a partir do SIG-GOIÁS, Lacerda Filho *et al.*, 2004)

A procura de critérios que justificassem a separação litológica entre Grupo Araxá, seu embasamento e o Grupo Canastra levaram Barbosa *et al.* (1970) a usarem o termo Araxá apenas para xistos e quartzitos, considerando as rochas gnáissicas como pertencentes a um complexo mais antigo. Nesse trabalho foi definida a Formação Ibiá, estratigraficamente superior ao Grupo Canastra e cavalgada pelos micaxistos Araxá, mantendo, entretanto, a posição superior para quartzitos e filitos. Tais trabalhos mostram a dificuldade de separar o Grupo Araxá do Grupo Canastra devido ao caráter transicional entre os mesmos, representando, porém, condições diferentes de sedimentação na bacia.

O Grupo Araxá apresenta aumento do grau metamórfico em direção a oeste, atingindo fácies xisto verde médio, zona da biotita e, em diversas seções, inicia-se com gnaisses sobrepostos por uma seqüência imatura com características flyschoides, de muscovita e/ou biotita xistos granadíferos, podendo conter cianita e estauroлита, xistos carbonosos, calcixistos e mármore (Lacerda Filho *et al.*, 1989).

Neste grupo ocorre magmatismo máfico-ultramáfico representado por intercalações de anfíbolitos e corpos de serpentinito, esteatito, talco xisto e clorita xisto (Brod & Jost, 1991; Brod *et al.*, 1992; Fuck & Marini, 1981; Strieder, 1990 e Strieder & Nilson, 1992; Pimentel *et al.*, 1999). Várias ocorrências de pequenas lentes de serpentinito, anfíbolito e talco-xisto, localmente com depósitos de cromita podiforme, afloram na região de Abadiânia (Goiás) e ao sul de Goiânia, representando uma mélange ofiolítica de orientação aproximada N-S (Strieder e Nilson, 1992). Outros corpos de anfíbolitos associados às rochas metassedimentares do Grupo Araxá têm sido mapeados em Minas Gerais. Valeriano e Simões (1997) destacam os anfíbolitos da Nappe de Passos e Brod *et al.* (1992) caracterizaram os anfíbolitos de Abadia dos Dourados.

Seer & Dardenne (2000) e Seer *et al.* (2001) caracterizaram os anfíbolitos da Sinforma de Araxá como oriundos de protólitos de gabros e basaltos do tipo toleítico de alto teor de FeO, com assinatura de ETR que se assemelham com E-MORB. Estes podem representar crosta oceânica evoluída a partir da mistura de fontes astenosféricas e litosféricas. As rochas metassedimentares estão associadas a camadas de chert (ortoquartzitos). Estas rochas apresentam  $T_{DM}$  igual a 1,9 Ga e  $\epsilon_{Nd(T)} = -10,21$ .

Anfíbolitos associados aos xistos do Grupo Araxá próximos à Bonfinópolis foram datados por meio de isócrona Sm-Nd rocha total em 0,9 Ga, com valor de  $\epsilon_{Nd(T)} = +5,3$  (Piuzanna, 2002; Piuzana *et al.*, 2003). Estes dados confirmam que o Grupo Araxá foi

depositado entre cerca de 1,0 a 0,8 Ga. Tal fato sugere que os grupos Araxá e Ibiá são bem mais jovens (<0,9 Ga) do que anteriormente era referido pela literatura (Pimentel *et al.*, 2001).

Regionalmente, esta variação litológica e metamórfica apresenta uma estruturação de imbricamento tectônico em nappes e empurrões de baixo ângulo com vergência para leste, em direção ao Cráton do São Francisco, como mostra a figura II.2.

Avaliando amostras para identificar a proveniência dos sedimentos detríticos na Faixa Brasília, Pimentel *et al.* (2001) concluíram que o Grupo Araxá apresenta uma distribuição bimodal das idades modelo Sm-Nd. O primeiro grupo de amostras mostrou valores entre 1,79 e 2,2 Ga e o segundo idades  $T_{DM}$  consideravelmente mais jovens, cujos valores variam entre 1,0 e 1,26 Ga. Estes dados sugerem contribuição de duas áreas fontes distintas para os sedimentos do Grupo Araxá. A mais antiga é Paleoproterozóica, provavelmente proveniente do Cráton do São Francisco, com valores  $T_{DM}$  no mesmo intervalo que os grupos Canastra e Paranoá. Por outro lado, os valores  $T_{DM}$  mais jovens sugerem participação de fontes neoproterozóicas juvenis, indicando contribuição do Arco Magmático de Goiás, cujas idades modelo encontram-se entre 0,8 e 1,1 Ga (Pimentel & Fuck, 1992a; Pimentel *et al.*, 1999).

As rochas metassedimentares do Grupo Araxá na região de Ipameri - Catalão afloram no extremo oeste e na parte centro-oriental da área, formando faixas na direção N-S. Compreendem quartzo-mica xistos, micaxistos, granada-quartzo-mica xistos, granada-cloritóide-quartzo-mica xistos, quartzitos, quartzitos micáceos, alguns com intercalações de xistos carbonosos.

Estas rochas são resultantes de metamorfismo que varia de xisto verde baixo a alto, zona da granada, chegando a fácies anfíbolito, dominando xistos e quartzitos médios a grossos na parte oeste, frequentemente milonitizados, variando de protomilonitos a ultramilonitos, com estruturas S-C marcantes.

Na parte leste da área predominam filitos, xistos finos e quartzitos, indicando grau metamórfico xisto verde. Granada apresenta retrometamorfismo para clorita, muscovita e minerais opacos, formando porfiroblastos ovalados, rotacionados, com coloração marrom-avermelhada, compondo até 15% do volume e diâmetro de até 5 mm. Muscovita e biotita estão quase sempre deformadas com ondulações e eventualmente em kinks. Biotita muitas vezes foi retrometamorfizada para clorita. O quartzo arranja-se em agregados alongados, com extinção ondulante, presença de subgrãos e recristalizando para grãos menores com contatos interpenetrativos. Os quartzitos são constituídos de muscovita e quartzo com intercalações de

xistos carbonosos, estes últimos formados essencialmente por muscovita, quartzo e biotita cloritizada.

Na região Ipameri - Sesmaria, Pereira *et al.* (1981) dividiram o Grupo Araxá em três subunidades:

A porção basal constitui sucessão de muscovita-biotita xistos feldspáticos, raras faixas de biotita gnaisses, bancos de quartzitos puros ou micáceos e muscovita-quartzo xistos. A unidade de maior extensão é representada por muscovita-biotita xistos granadíferos, com horizontes de xistos feldspáticos, quartzitos micáceos e localmente estreitos níveis de biotita-muscovita gnaisses. Estes níveis também foram mapeados a leste do Rio do Braço. Os gnaisses graníticos apresentam fácies cataclásticas e porfiroblastos de ortoclásio microclinizado. Localmente tornam-se enriquecidos em turmalina e mudam para uma rocha constituída por apatita, fluorita, cassiterita, topázio, plagioclásio (oligoclásio-andesina) muscovita (Li) e microclínio pertítico. No contato desta rocha com os xistos regionais desenvolvem-se zonas enriquecidas em porfiroblastos poiquilíticos de feldspato K que alcançam até 5 cm;

Na porção intermediária, a leste e a sul da Serra do Paredão, ocorrem sills metabásicos intrusivos, diques basálticos e estreitos níveis de anfíbolito ou xistos verdes intercalados nos mica xistos regionais. A seqüência da Serra do Paredão é composta por sucessão cíclica de muscovita-clorita xistos que se alternam com muscovita-quartzo xistos, quartzitos micáceos e raras porções grafitosas. Os estratos estão dispostos segundo a direção NS. A sul os estratos apresentam disposição irregular, resultado de estruturas de interferência geradas por dobramentos de eixos aproximadamente ortogonais (N15E e N60-80W). Na porção norte a disposição dos estratos é mais simples, aparecendo como camadas contínuas dispostas linearmente;

A porção do topo aflora no extremo leste da área mapeada e é caracterizada por uma sucessão de rochas no fácies xisto verde baixo, representada por muscovita filitos, níveis subordinados de metabasaltos (anfíbólio xistos) e metavulcânicas ácidas. Os dois últimos tipos ocorrem principalmente ao longo de uma faixa a oeste do granito-gnaisse de Sesmaria.

Os anfíbolitos ocorrem em diversos locais da região Ipameri - Catalão associados às rochas metassedimentares do Grupo Araxá e metavulcano-sedimentares das seqüências Veríssimo e Maratá. Estas rochas variam de anfíbolito a epidoto anfíbolito, algumas muito alteradas, faneríticas, granulação média a fina, indicando que os protólitos eram gabros a basaltos.

### II.3.2. Seqüência Maratá

Em meio aos metapelitos do Grupo Araxá, Há algumas ocorrências de rochas metavulcânicas representadas por granada-muscovita-biotita-quartzo xisto feldspático, biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo xisto, alguns com quartzo azul (figura II.5).

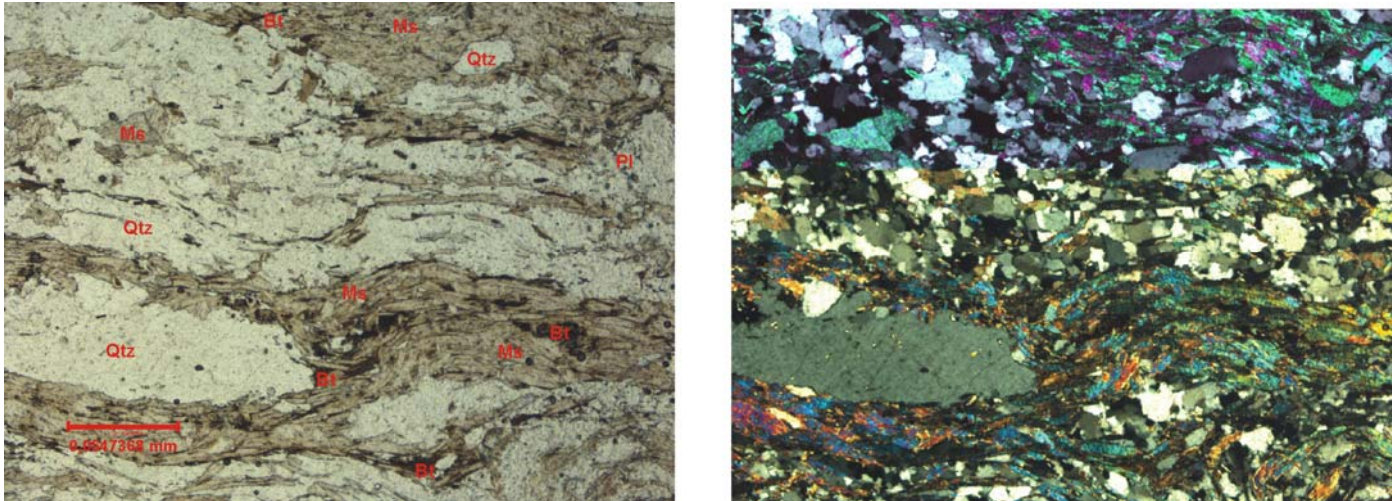


Figura II.5 – Fotomicrografias da lâmina IPC47: Seqüência Maratá: Muscovita-biotita-plagioclásio-quartzo xisto. Metavulcânica com clastos de quartos envolvidos por foliação desenvolvida nos domínio da muscovita e biotita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo).

A Seqüência Maratá, definida por Leonardos *et al.* (1990) e estudada por Dardenne *et al.* (1991), Pimentel *et al.* (1992; 1995a) e Lacerda Filho *et al.* (1995; 2004), é constituída por faixa de rochas metavulcano-sedimentares com direção N-S com pelo menos 150 km e espessura média de cerca de 2 km, que se estende de maneira quase contínua de Pires do Rio até a região oeste de Nova Aurora. Esta seqüência é composta na base, a leste, por filitos calcíferos, localmente com seixos de granito e carbonatos. Subordinados ocorrem corpos de tremolita-clorita xistos, clorita xistos, gonditos e hornblenda metagabros. Sobreposto por contato tectônico a esta unidade ocorre um conjunto de xistos diversos, localmente com estauroлита e/ou granada, intercalações de xistos carbonosos, talco xistos, clorita-actinolita xistos e mármore subordinados. Sobre este pacote de xistos encontram-se rochas metavulcânicas andesíticas a riolíticas, xistificadas e gnaissificadas, geralmente com porfiroclastos de feldspato K e quartzo azul, com raras intercalações de quartzitos e pequenos corpos graníticos (Dardenne *et al.*, 1991; figuras II.5, II.6 e II.7).

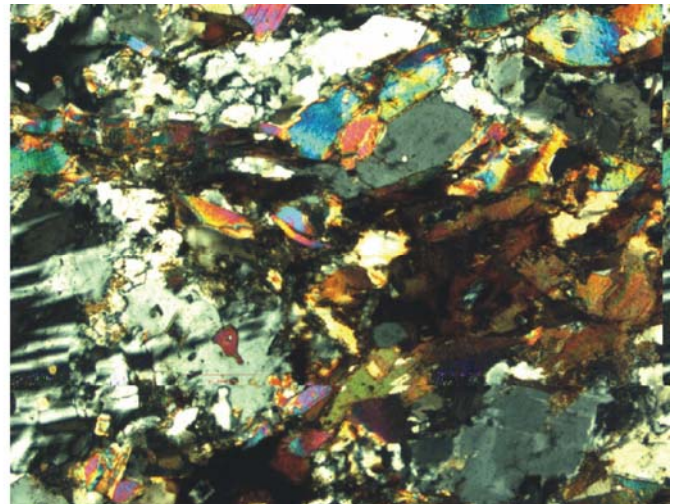
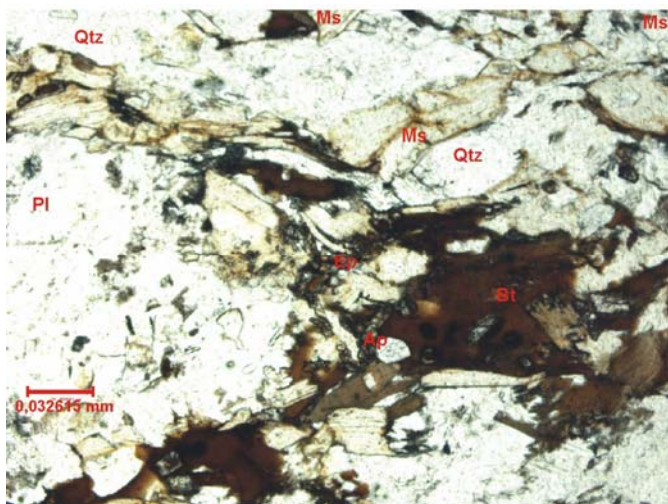


Figura II.6 – Fotomicrografias da lâmina IPC45 (Seqüência Maratá) Muscovita-biotita gnaiss granítico. Gnaiss de granulação grosseira com foliação incipiente determinada pela orientação da biotita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epidoto; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo).

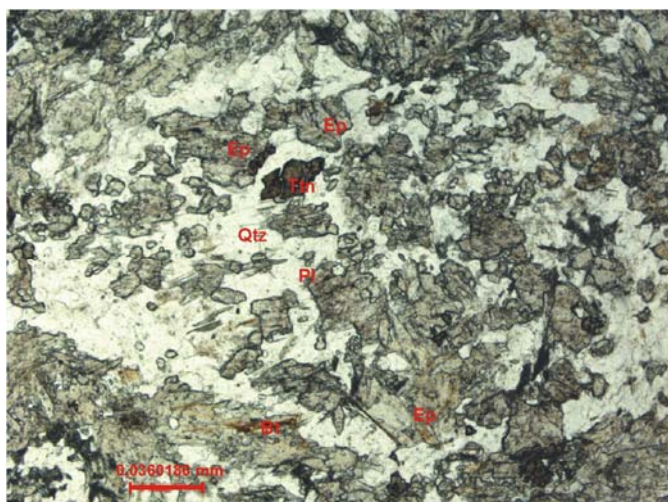


Figura II.7 – Fotomicrografias da lâmina IPC143 (Seqüência Maratá): Dacito. Metavulcânica félsica de granulação fina. Aumento de 4x luz, transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Ttn: Titanita).

Segundo Pimentel *et al.* (1995a), os teores em  $\text{SiO}_2$  das rochas da Seqüência Maratá estão entre cerca de 68% e 73%, com composições equivalentes a dacitos e riolitos. Moderados teores em álcalis mostram sua característica sub-alcalina e o excesso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  em relação a álcalis+CaO confere a essas rochas caráter peraluminoso. Em termos de elementos maiores e traço (Rb, Zr, Ga e Nb), as rochas metavulcânicas e sub-vulcânicas da Seqüência Maratá apresentam composição peraluminosa alojadas no Grupo Araxá.



As rochas metavulcânicas e sub-vulcânicas félsicas e granitos associados estão estruturadas de forma similar ao Grupo Araxá. Rochas félsicas desta seqüência foram datadas anteriormente em  $794 \pm 10$  Ma (Pimentel *et al.*, 1992) e as idades modelo  $T_{DM}$  se situam entre 1,73 e 2,56 Ga.; (Klein *et al.*, 2002; figura II.3).

As idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) entre 1.6 e 2.0 Ga das rochas da Seqüência Maratá sugerem participação de crosta continental mais antiga nos magmas originais destas rochas, provavelmente Paleoproterozóica (Pimentel *et al.*, 1999a).

Os resultados sugerem que a Seqüência Maratá, assim como o Grupo Araxá, ao menos em parte, formaram-se no Neoproterozóico, contemporâneo ao Grupo Paranoá da Faixa Brasília (Dardenne, 1978), fazendo parte de um mesmo sistema orogenético desenvolvido no Ciclo Brasileiro. Esta proposta contradiz aos modelos prévios de que estas rochas pertencem ao Mesoproterozóico (Almeida, 1968; Almeida *et al.*, 1981; Fuck e Marini, 1981).

### **II.3.3. Seqüência Rio Veríssimo**

A Seqüência Veríssimo, definida por Dardenne *et al.* (1994) encontra-se entre Campo Alegre e Ipameri, nas imediações do povoado de Sesmaria. Dispõe-se em faixas estreitas e alongadas, de direção N-S, individualizadas como pertencentes à base do Grupo Araxá, em contato tectônico com o Grupo Ibiá e cortadas pelos granitos Sesmaria, Embu e Encruzilhada.

A seqüência é composta por conjunto vulcano-sedimentar, sendo que na sua base, parte nordeste da área de Ipameri - Catalão, é formada por clorita xistos, alguns com porfiroblastos subcentimétricos de granada, sobrepostos por sericita filitos com lentes de quartzito e filito carbonoso. Acima deste pacote encontram-se muscovita xistos com intercalações de clorita xistos e anfíbolitos associados. Entre estes dois conjuntos de rochas aloja-se tectonicamente o Granito Sesmaria que nas suas bordas está fortemente gnaissificado. Em seguida ocorre pacote de quartzitos e quartzito xistos fortemente deformados mostrando dobras em bainha, macroscópicas de caráter regional. Dentro deste pacote encontra-se alojado o Granito Encruzilhada. Aos quartzitos sobrepõem-se biotita-muscovita xistos, biotita-muscovita xistos feldspáticos, às vezes com turmalina e clorita presentes (figuras II.8 e II.9) e gnaisses finos acompanhados pela intrusão do Granito Tambu e lentes de quartzitos. O topo da Seqüência Veríssimo é constituído por granada xistos e biotita-muscovita gnaisses com porfiroclastos centimétricos arredondados de feldspato potássico e porfiroclastos subcentimétricos estirados de plagioclásio. Em contato com estes xistos e gnaisses ocorrem as metavulcânicas ácidas com porfiroclastos de quartzito azul e granulação fina, com intercalações de quartzito milonitos feldspáticos (Dardenne *et al.*, 1994).

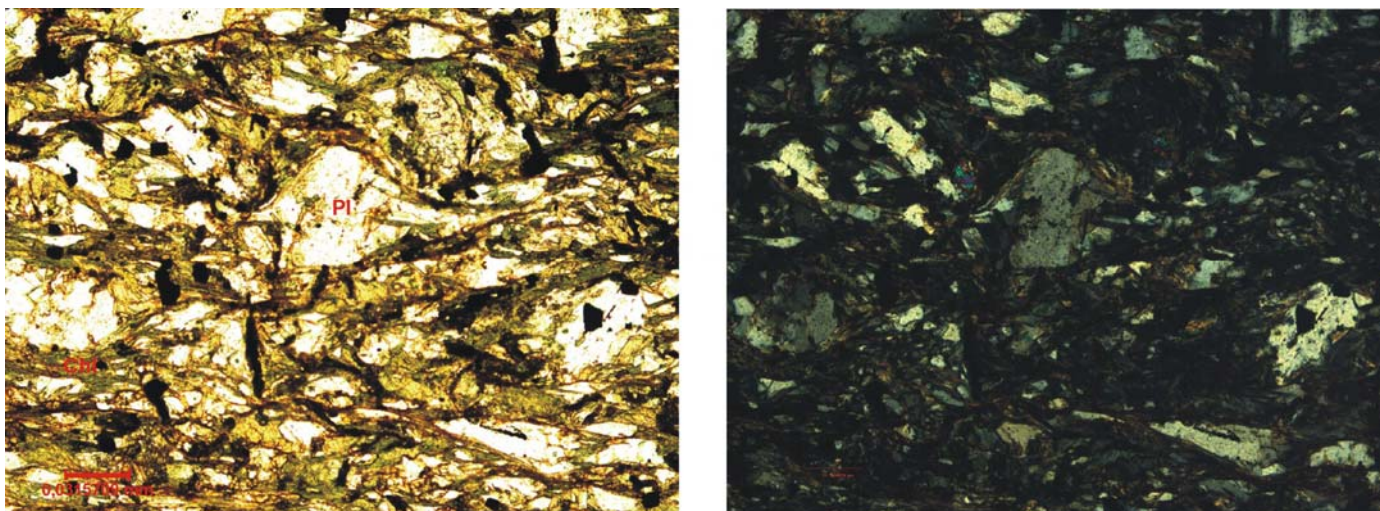


Figura II.8 – Fotomicrografias da lâmina IPC54 (Seqüência Veríssimo): Biotita/clorita-plagioclásio xisto. Metabásica de granulação fina com clastos de plagioclásio alinhados com a foliação principal formada por biotita cloritizada. Aumento de 10x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Chl: clorita; Pl: plagioclásio).

#### II.3.4. Granitos

No contexto regional, os granitos do tipo S fazem parte da Província Estanífera de Goiás (Marini e Botelho, 1986; Botelho & Moura, 1998). Acham-se embutidos tectonicamente nos ou superpostos pelos metassedimentos (Grupo Araxá) e complexo gnáissico e granulítico da zona interna da Faixa Brasília (Botelho & Moura, 1998).

Granitos da região de Estrela do Sul e Monte Carmelo em Minas Gerais foram datados em cerca de 800 Ma com base em isócronas Rb-Sr (Besang *et al.*, 1977). O granito Estevão Lobo, também em Minas Gerais, revelou idade Rb-Sr de  $700 \pm 22$  Ma. As altas razões iniciais indicadas por essas isócronas (entre 0,707 e 0,710) sugerem a participação de crosta continental mais antiga nos magmas originais (Pimentel *et al.*, 1995).

Na área de estudo encontram-se os granitos Sesmaria, Encruzilhada e Tambu. Os teores de sílica também estão entre cerca de 68% e 73% (Pimentel *et al.*, 1999a). Os granitos Sesmaria e Tambu são apenas levemente peraluminosos, com idades modelo Sm-Nd entre 1,1 a 1,0 Ga. O Granito Encruzilhada tem características semelhantes à Seqüência Maratá, sendo peraluminoso, apresentando idades modelo mais antigas, entre 1,73 e 2,5 Ga. São classificados como granitos sincolisionais do tipo-S. A presença de granada e xenólitos de biotita quartzito fino é compatível com essa interpretação (Pimentel *et al.*, 1995a; 1999a).

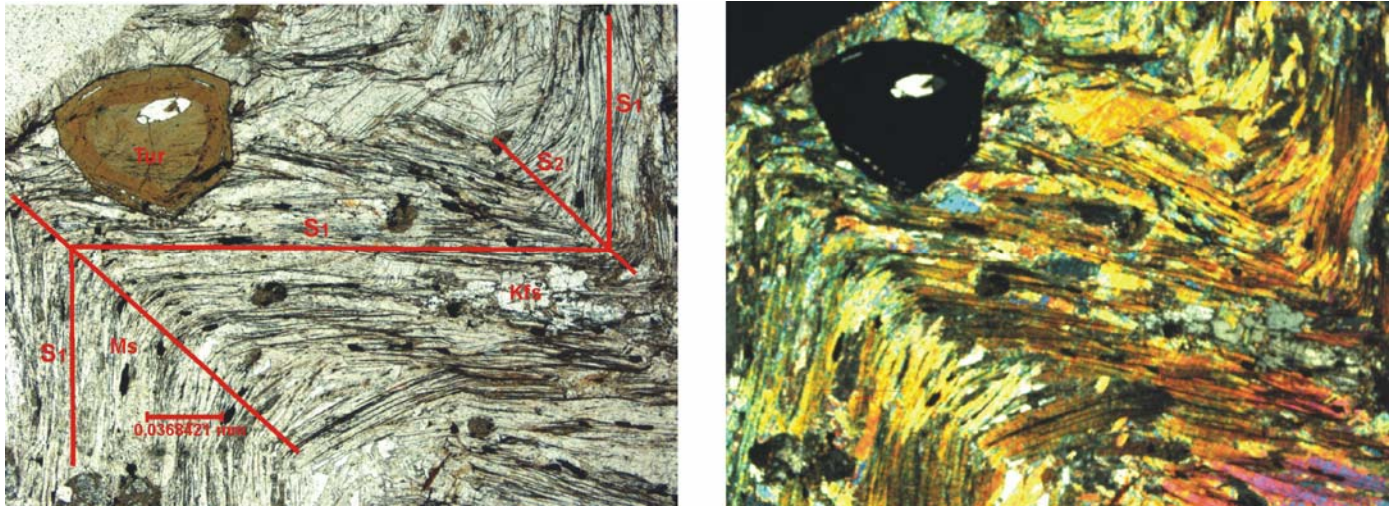


Figura II.9 – Fotomicrografias da lâmina IPC101 (Seqüência Veríssimo): Turmalina-biotita-muscovita-quartzoclorita xisto feldspático. Clivagem de crenulação diferenciada ( $S_1$  crenulada por  $S_2$ ) e seção basal de turmalina pós- $S_2$ . Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Tur: turmalina).

As rochas graníticas mais antigas (Maratá e Encruzilhada) apresentam composição isotópica de Nd muito semelhante à das rochas metassedimentares do Grupo Araxá. Os magmas originais do Granito Encruzilhada, semelhantes aos granitóides da Seqüência Maratá, são interpretados como refusão das rochas do Grupo Araxá. Por outro lado, as características isotópicas de Nd dos granitos Sesmaria e Tambu apresentam idade  $T_{DM}$  menor, sugerindo a presença de componente juvenil neoproterozóica na fonte dos magmas parentais. Crosta juvenil neoproterozóica é desconhecida até o momento nesta região da Faixa Brasília (Pimentel *et al.*, 1999a).

Os granitos mostram graus de deformação variáveis. O pequeno corpo granítico ao sul de Sesmaria mostra-se extensivamente deformado, enquanto que o Granito Encruzilhada é praticamente livre de deformação. O granito Sesmaria é intensamente deformado em suas bordas, mas mostra texturas e estruturas reliquias bem preservadas em seu núcleo (Pimentel *et al.*, 1995a). Isócronas Rb-Sr determinaram idades entre 0,70 e 0,78 Ga e razões iniciais entre 0,705 e 0,710 para estes granitos, sendo que o Granito Sesmaria apresentou uma idade de  $727 \pm 5$  Ma com razão inicial de 0.7052 (Pimentel *et al.*, 1999a).

O magmatismo félsico peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região de Ipameri - Catalão caracteriza os estágios colisionais de cinturões dobrados. Este magmatismo é produto de refusão do embasamento síalico mais antigo ou das poções basais da própria pilha

sedimentar nas quais eles estão alojados. Logo, a idade de 794 Ma obtida nos riolitos da Sequência Maratá (Pimentel *et al.*, 1992) caracteriza a época do magmatismo félsico. Tal fato pode representar o evento colisional há cerca de 790 Ma, entre a porção sudoeste do Cráton do São Francisco e um outro continente a sudoeste, provavelmente o Bloco Paranapanema (Brito Neves & Cordani, 1991) encoberto atualmente pelos sedimentos Fanerozóicos da Bacia do Paraná.

A caracterização genética das mineralizações da Subprovíncia Ipameri foi detalhada nos trabalhos de Pereira *et al.* (1981) e Pires & Miano (1994). Segundo Pereira *et al.* (1981), a seqüência litológica local, próximo aos granitos Sesmaria e Encruzilhada, apresenta sucessão de estratos com foliação preferencial NS, N15W e mergulhos suaves para oeste, encontrando-se dobrada em estilo isoclinal apertado com eixos com mergulhos preferencialmente para norte.

Na região de Ipameri - Sesmaria, Pereira *et al.* (1981) observaram que tanto na porção intermediária como no topo das seqüências que constituem as subunidades do Grupo Araxá, ocorrem manifestações ácidas de caráter intrusivo que são representadas por corpos de diferentes dimensões, variando desde 1 até 30 km<sup>2</sup>. Localmente podem mostrar feições claras de intrusão, como a presença de xenólitos, zonas com efeitos de assimilação e de manifestações pneumatolíticas. Dois tipos podem ser individualizados: o biotita granito-gnaiss da região de Sesmaria e os diminutos corpos sub-vulcânicos circulares da porção oeste da Serra do Paredão, próximos à estrutura antiforme onde se localizam os depósitos da Mina Encruzilhada. O primeiro tipo corresponde a corpo alongado segundo a direção N-S, no qual podem ser individualizados três fácies distintos, de oeste para leste: hornblenda granito, biotita granito e muscovita granito, localmente contendo fluorita. Todo o granito-gnaiss acha-se deformado, particularmente na porção leste onde ocorrem protomilonitos e milonito gnaisses.

Os corpos graníticos sintectônicos, em relação à principal deformação das supracrustais do Grupo Araxá (Lacerda Filho *et al.*, 1995; Pimentel *et al.*, 1992; 1995a), são posicionados principalmente em zonas miloníticas, exibindo variáveis estágios de deformação, desde protomilonitos até ultramilonitos. Além dos granitos Sesmaria e Encruzilhada também se destaca o Granito Tambu, bem como os granitos Pires Belo e Davinópolis e os corpos granodioríticos do Rio do Braço e do Córrego Ribeirão.

O Granito Sesmaria encontra-se entre Ipameri e Campo Alegre, nas imediações do povoado de Sesmaria, separado por contatos tectônicos, a leste, de granada-clorita xistos,

sobrepostos por sericita filitos com lentes de quartzitos e filitos carbonosos e a oeste, muscovita xistos com intercalações de clorita xistos e anfibolitos associados, pertencentes à Sequência Veríssimo, tida como base do Grupo Araxá (Dardenne *et al.*, 1994). Sua granulação é grossa, é foliado, com fenocristais milimétricos de microclínio rotacionados e plagioclásio saussuritizado. Apresenta xenólitos de metapelitos e mineralização de cassiterita associada a muscovita litinífera, fluorita, turmalina e quartzo, formando veios ou níveis greisenizados, dipostos nas bordas da intrusão (Dardenne *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 1997; Lacerda Filho *et al.*, 2004; figura II.10).

O Granito Encruzilhada, situado a sudeste de Ipameri e a sudoeste do Granito Sesmária, alojado em quartzitos, quartzitos micáceos e quartzo xistos da Sequência Veríssimo, na base do Grupo Araxá, é representado por biotita granito e hornblenda granito gnaissificados provenientes de intensa milonitização, com fácies de muscovita xisto milonítico contendo mineralizações de cassiterita, veios e níveis de biotitito. Nas zonas mais preservadas da deformação apresenta aspecto porfirítico, de granulação grossa, coloração cinza escuro, com porfiroclastos centimétricos de plagioclásio quase totalmente saussuritizado, feldspato potássico com formas arredondadas e cristais centimétricos de quartzo azul às vezes de aspecto leitoso e formas irregulares. Foram encontrados xenólitos de granulação muito fina e bastante silicosa, provavelmente de quartzito ou quartzo xisto encaixante (Dardenne *et al.*, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 2004).

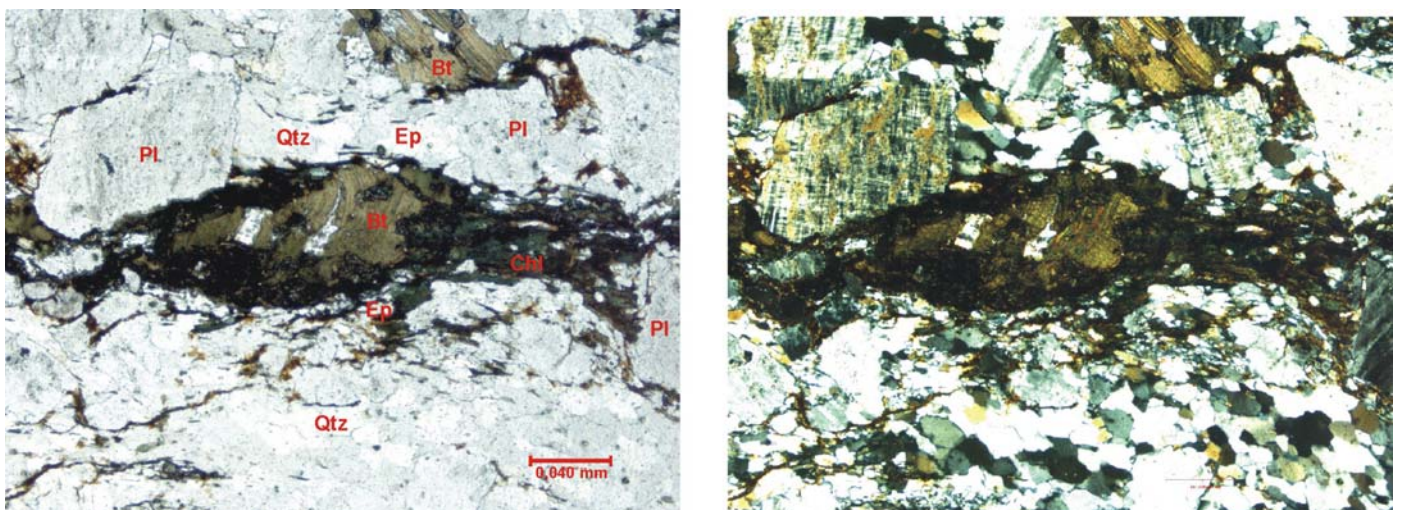


Figura II.10 – Fotomicrografias da lâmina IPC55 (Granito Sesmarias): Sienogranito. Cristais de plagioclásio sub-édricos, quartzo anhédrico deformado com extinção ondulante e foliação incipiente determinada pela orientação de biotita e clorita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo).

O Granito Tambu, está localizado também a sudeste de Ipameri, intrudido em biotita-muscovita xistos que também fazem parte da base do Grupo Araxá. Sua forma é praticamente circular, sendo constituído por granito de coloração cinza esbranquiçado, granulação grossa, bastante cisalhado. Apresenta porfiroclastos milimétricos de plagioclásio, na forma de oligoclásio, e microclínio em meio a matriz composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, epidoto e eventualmente granada, turmalina e clorita (Dardenne *et al.*, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 2004).

Ao norte de Catalão ocorre o Granito Pires Belo, alojado nas rochas metapelíticas do Grupo Araxá. Este corpo intrusivo apresenta forma quase arredondada, constituído por epidoto-muscovita granito a muscovita-granada granito, coloração variando de cinza esverdeado a marrom avermelhado, com granulação homogênea, variando de média a grossa, sem foliação, muito fraturado (figura II.11).

A oeste de Davinópolis encontra-se um muscovita granito, aqui denominado como Granito Davinópolis, intrudido nas mesmas rochas do Grupo Araxá onde se estabeleceu o Granito Pires Belo. Sua granulação é homogeneamente grossa, levemente deformado, delimitado por falhas que determinam sua forma alongada com limites retilíneos (figura II.12).

Na região Ipameri - Catalão ocorrem vários corpos graníticos pequenos alojados dentro das rochas metapelíticas do Grupo Araxá além dos anteriormente descritos. Sua composição litológica varia de granada-biotita-muscovita a biotita granodioritos alterados a clorita/biotita sienogranito com grau diferenciado de gnaissificação e milonitização (figura II.13). A coloração destas rochas varia de cinza clara a escura, granulação média a grossa com porfiroclastos subcentimétricos de plagioclásio intensamente saussuritizado e sua matriz com microclínio. Biotita apresenta-se muitas vezes com retrometamorfismo para clorita.

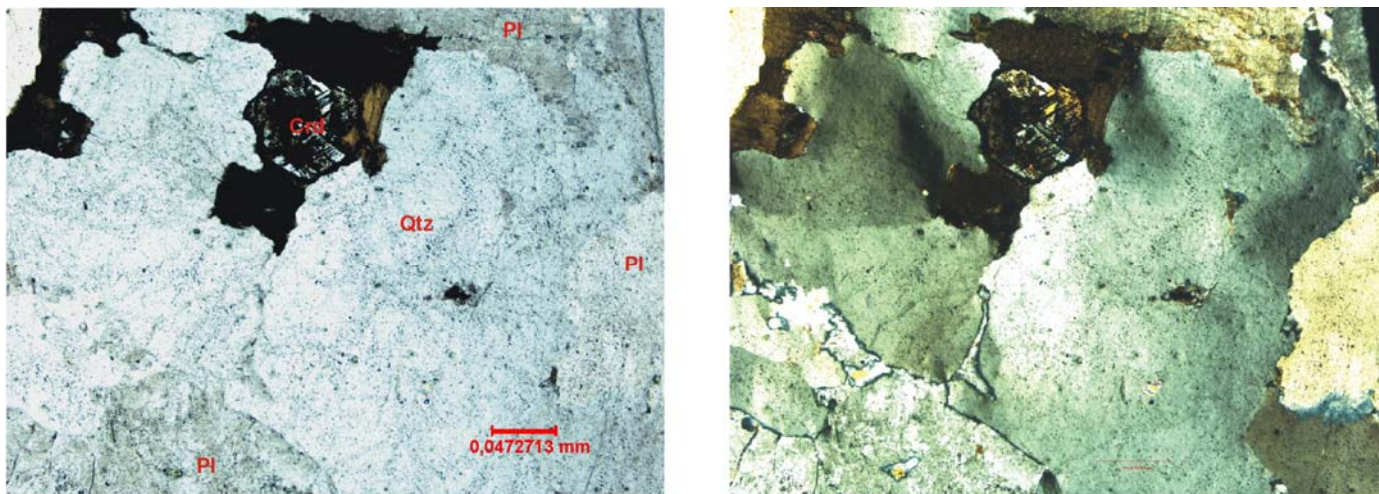


Figura II.11 – Fotomicrografias da lâmina IPC07: Biotita granito (Granito Pires Belo). Granulação grossa, quartzo anhédrico com extinção ondulante, plagioclásio subédrico e cristal de cordierita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Crd: Cordierita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo).

### II.3.5. Ortognaisses

Ortognaisses ocorrem sob a forma de faixa alongada, intercalada tectonicamente com as rochas do Grupo Araxá (Oliveira, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 2004).

Na área em estudo a unidade gnáissica, sobreposta às rochas metapelíticas do Grupo Araxá por contato tectônico, forma faixa com largura de cerca de 25 km, disposta na direção N-S. É caracterizada por relevo plano, com espesso manto de intemperismo. Em consequência, afloramentos de rochas frescas são escassos, geralmente representados por blocos e matacões rolados e eventualmente lajedos intemperizados, principalmente no leito das drenagens. O metamorfismo é de fácies anfibolito, mas localmente são identificados restos de paragêneses granulíticas. Intensa milonitização e alteração hidrotermal levaram à formação de rochas xistosas. Valores  $T_{DM}$  entre 1,37 e 2,54 Ga (Klein *et al.*, 2002) são indicativos de prováveis rochas plutônicas Meso a Neoproterozóicas com participação importante de fontes crustais antigas.

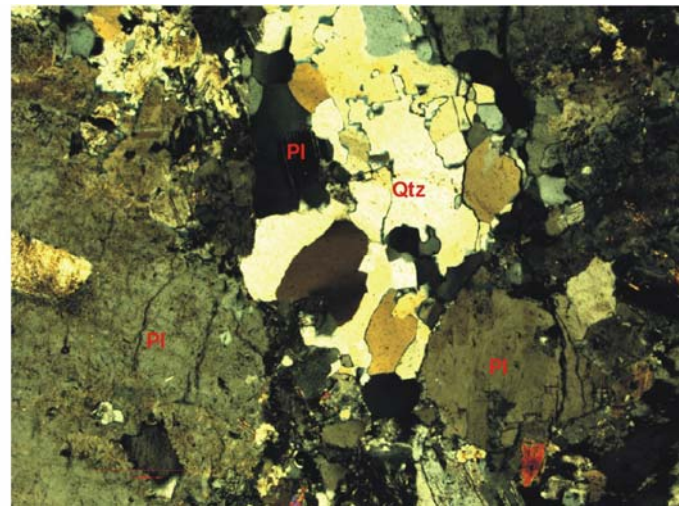
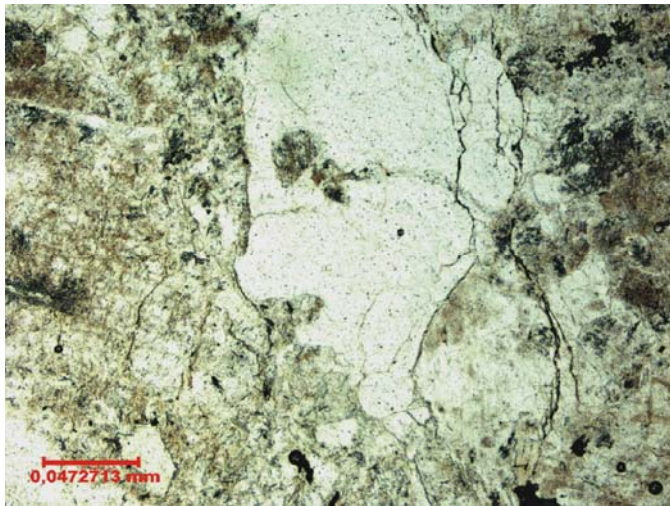


Figura II.12 – Fotomicrografias da lâmina IPC01: Muscovita granito (Granito Davinópolis). Granulação grossa, quartzo fraturado com extinção ondulante e plagioclásio saussuritizado. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo).

De maneira geral, as rochas da unidade ortognáissica apresentam granulação fina a média, com foliação marcante e freqüente bandamento. Os minerais dominantes são quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, algumas vezes como fenoclastos milimétricos a centimétricos, com variados graus de saussuritização, biotita, muscovita, granada, geralmente como fenoblastos milimétricos, hornblenda, além de epidoto/clinozoizita, zoisita e clorita retrometamórficos. Minerais opacos, apatita, zircão, titanita e monazita são os minerais acessórios mais comuns. Feldspato potássico pode ocorrer como fenoclastos centimétricos, sob a forma de augen. São normalmente rochas mesocráticas e algumas vezes leucocráticas. Eventuais texturas e estruturas ígneas preservadas indicam que seus protólitos predominantes são rochas plutônicas. Localmente ocorre a presença de veios de pegmatitos e/ou aplitos centimétricos a métricos (figuras II.14, 15, 16, 17 e 18).



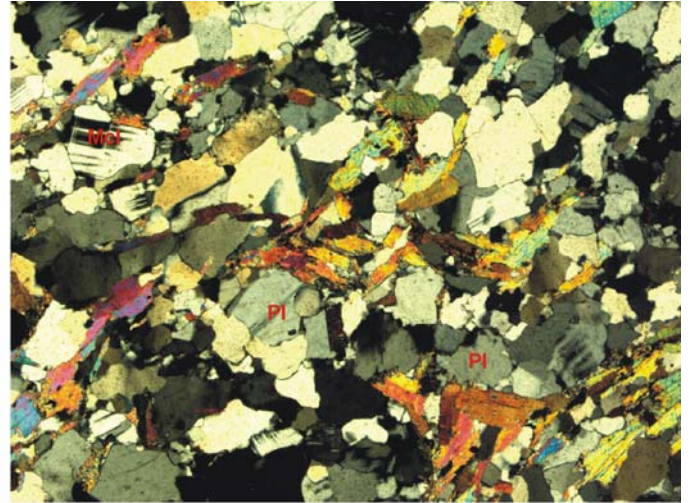
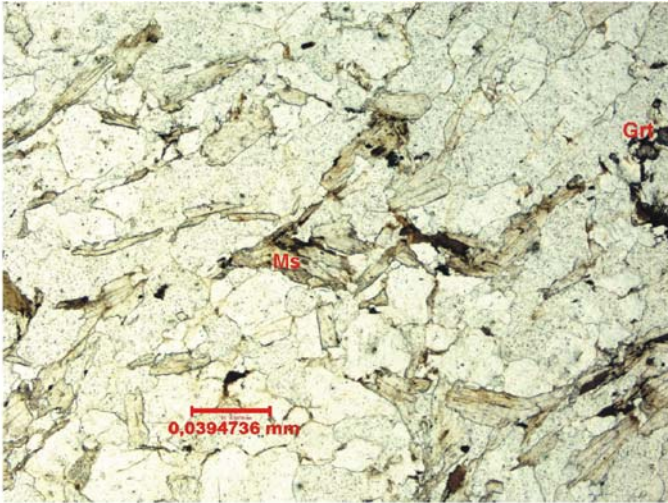


Figura II.13 – Fotomicrografias da lâmina IPC28: Biotita-muscovita gnaiss granodiorítico. Granulação média a fina com quartzo, plagioclásio e microclínio. Muscovita com orientação mostrando foliação incipiente. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Grt: granada; Mcl: microclínio; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio).



Figura II.14 – IPC10: Leucossoma em biotita gnaiss. À esquerda, ocorrência de anfibolito (metagabro) discordante.

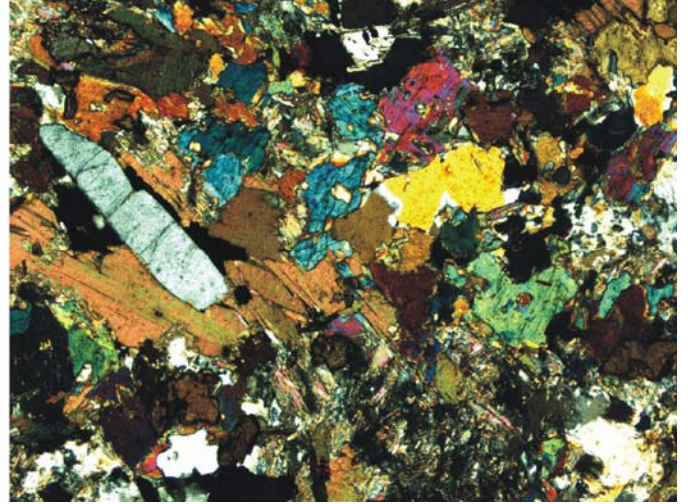
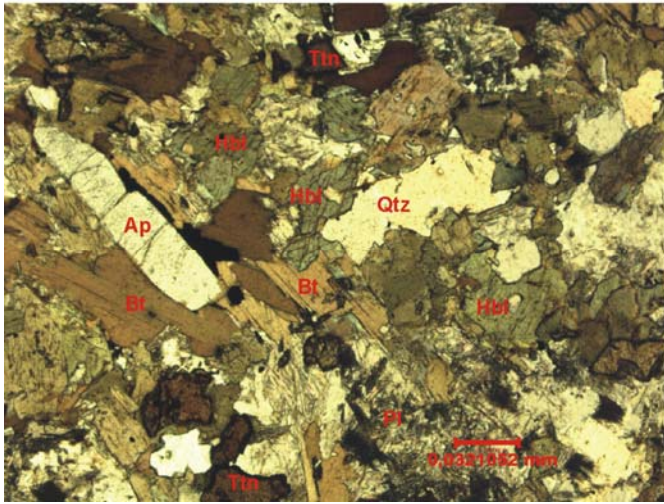


Figura II.15 – Fotomicrografias da lâmina IPC10A: Biotita-hornblenda monzonito. Granulação média a fina com cristais de apatita euhédrica, quartzo, biotita, plagioclásio saussuritizado, hornblenda e titanita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Ap: apatita; Bt: Biotita; Hbl: Hornblenda; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Ttn: Titanita).

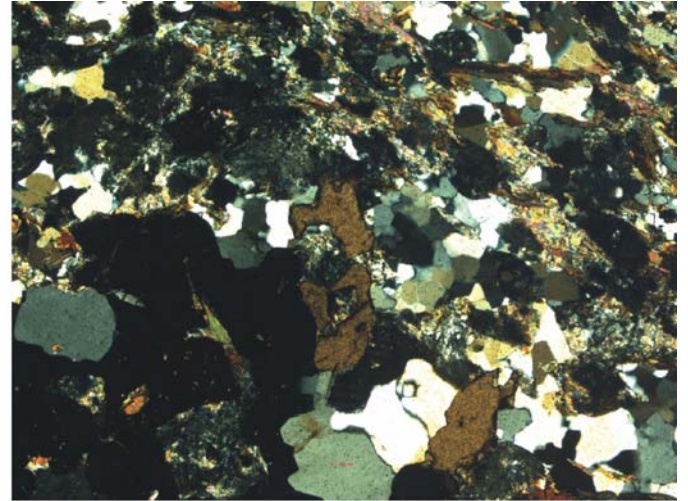
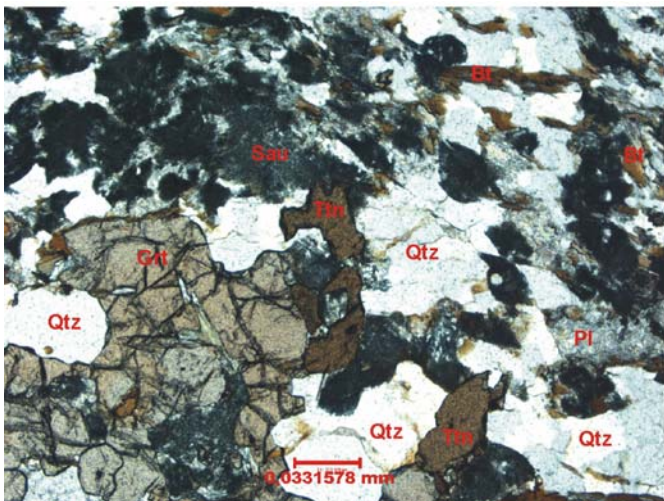


Figura II.16 – Fotomicrografias da lâmina IPC66A: Granada-muscovita gnaiss granodiorítico alterado. Quartzo fraturado com extinção ondulante e porfiroclasto de granada. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: Biotita; Grt: Granada; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Sau: Saussurita; Ttn: Titanita).

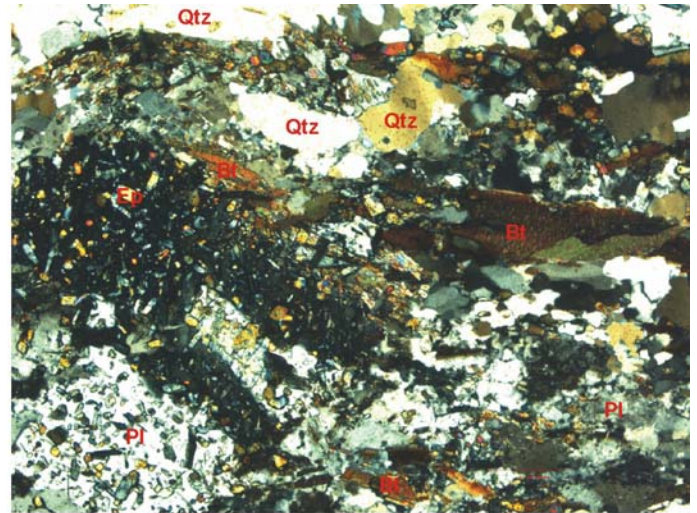
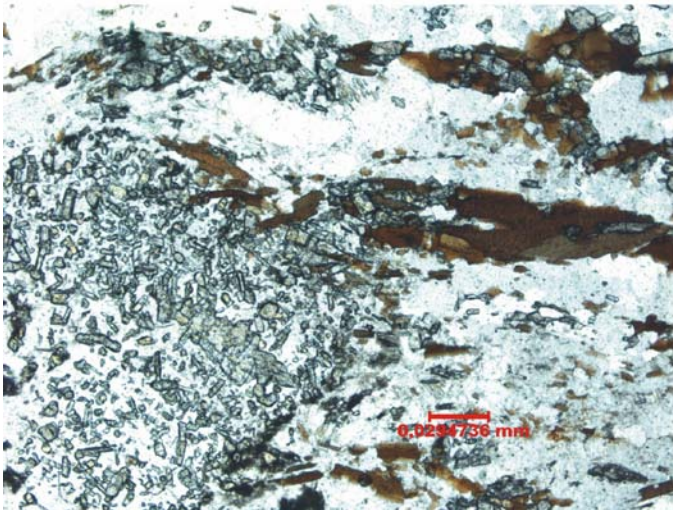


Figura II.17 – Fotomicrografias da lâmina IPC139: Epidoto-biotita gnaiss tonalítico milonitizado. Quartzo anédrico, com muito epidoto e biotita ligeiramente orientada. Fotomicrografias com aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo).

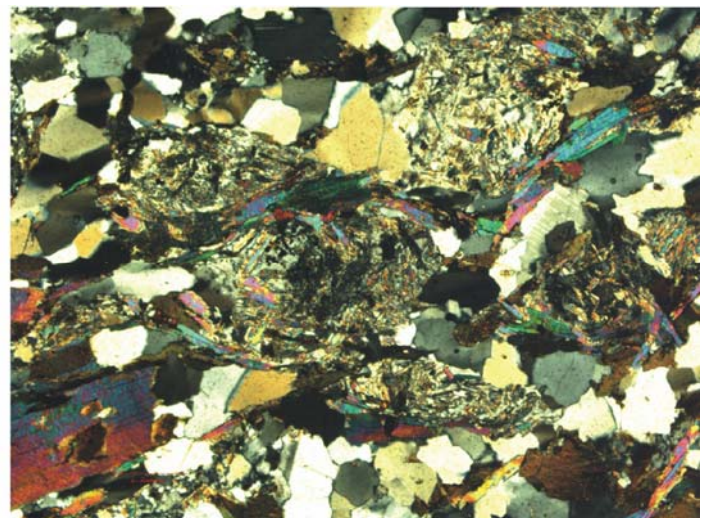
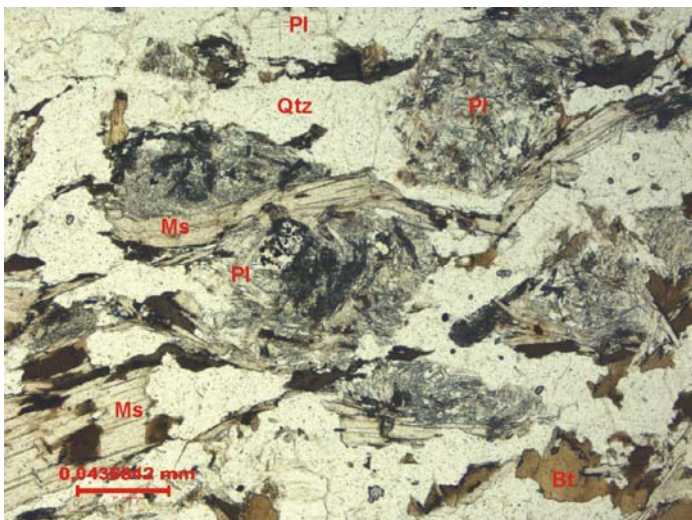


Figura II.18 – Fotomicrografias da lâmina IPC128: Biotita-muscovita gnaiss granítico alterado. Quartzo fraturado com extinção ondulante, plagioclásio saussuritizado, foliação incipiente com orientação de muscovita desenvolvida e biotita. Fotomicrografias com aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo).

Anfibolitos representam, provavelmente, enclaves máficos metamorfizados, embora não se descarte a possibilidade de serem fragmentos de antigos diques de rochas básicas. Estas rochas são constituídas de hornblenda, plagioclásio, epidoto retrometamórfico e, subordinadamente, minerais opacos, granada, apatita e titanita.

As associações minerais presentes nos ortognaisses e anfibolitos da região de Ipameri-Nova Aurora são de metamorfismo de fácies anfibolito representado pelas paragêneses biotita ± granada + muscovita + plagioclásio (provavelmente oligoclásio) ± feldspato potássico (microclínio ou ortoclásio) + quartzo e biotita ± granada + muscovita + plagioclásio + quartzo de gnaisses. Paragêneses de fácies granulito, caracterizada por quartzo + plagioclásio + granada + muscovita (+ clorita) e hornblenda + ortopiroxênio + plagioclásio, são encontradas ocasionalmente na porção mais norte da faixa (figuras II.19 e 20). Retrogressão na fácies xisto-verde está presente em praticamente todas as amostras laminadas. É representada pela substituição parcial ou total de granada, biotita e anfibólio por clorita, epidoto e anfibólio da série tremolita-actinolita e pela saussuritização quase completa de plagioclásio, substituído por cristais aciculares de zoizita e finas lamelas de muscovita. Associações similares de baixo grau são também observadas nas rochas milonitizadas presentes em zonas de cisalhamento.

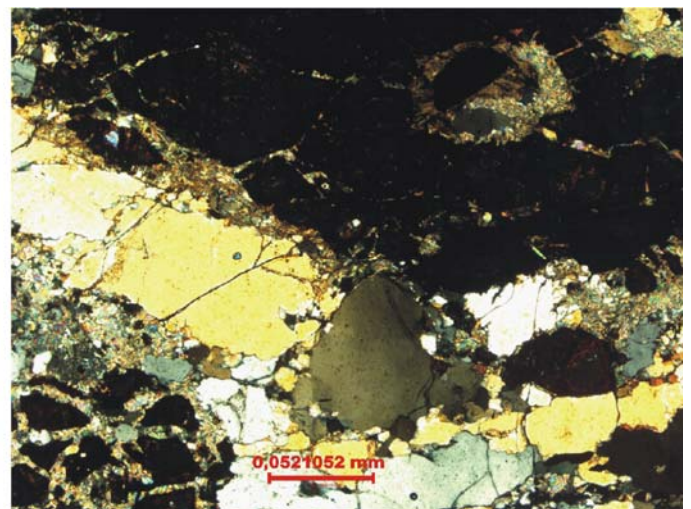
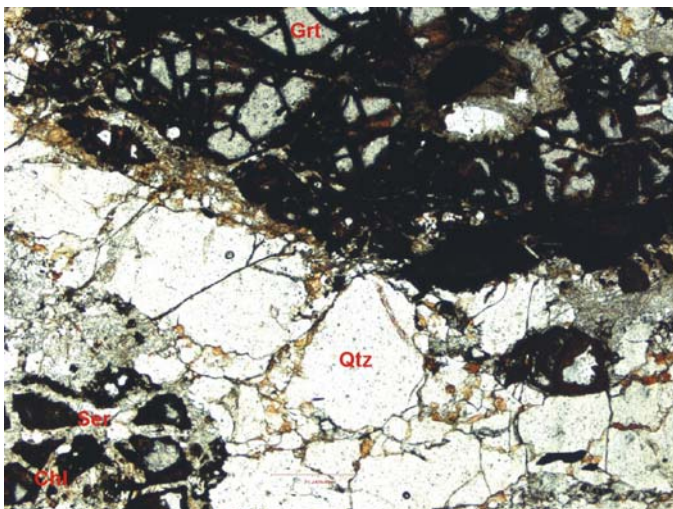


Figura II.19 – Fotomicrografias da lâmina IPC135: Granada-quartzo granulito alterado. Granulação grossa, quartzo fraturado com extinção ondulante. Porfiroclastos de granada fraturados preenchidos com óxidos. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Am: anfibólio; Chl: clorita; Grt: granada; Qtz: quartzo; Ser: Sericita).

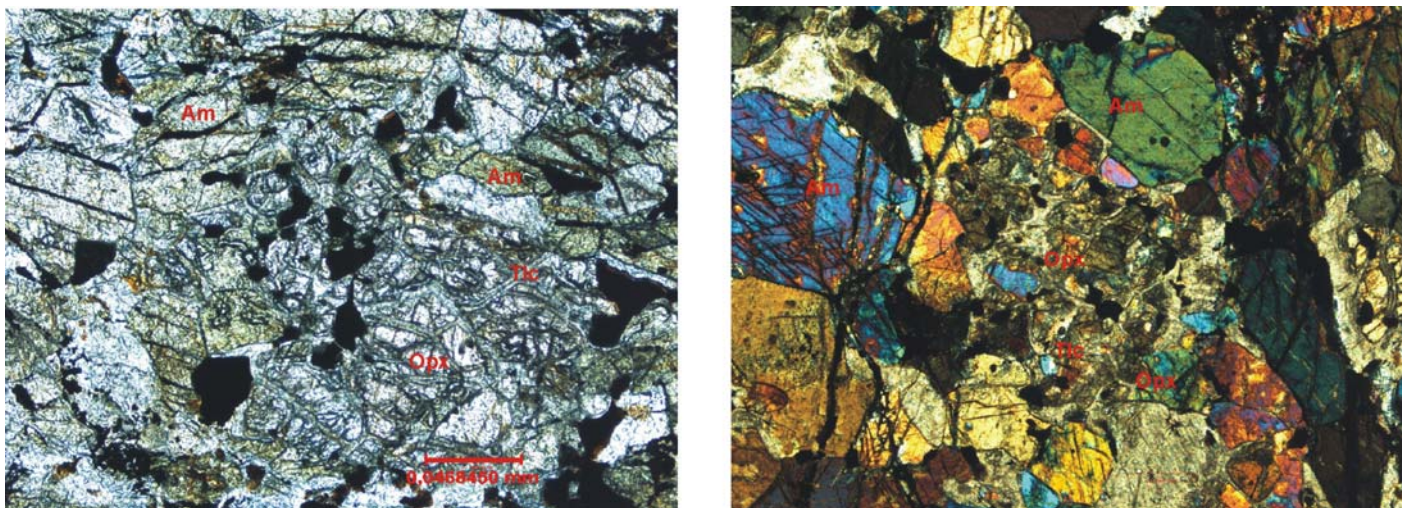


Figura II.20 – Fotomicrografias da lâmina IPC153 – Hornblenda-ortopiroxênio granulito. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Am: anfibólio; Opx: ortopiroxênio; Tlc: talco).

Dentro da associação ortognáissica de composição tonalítica e granítica encontram-se dois corpos de granitos definidos como granitos do tipo Piracanjuba (Lacerda Filho & Oliveira, 1990; Lacerda Filho *et al.*, 1989). O primeiro localiza-se ao norte de Ipameri e o segundo a noroeste de Goiandira (figura II.3 e anexo I). Estas rochas pertencem a uma geração de granitos amplamente distribuídos na bacia do rio Piracanjuba, tendo sido cartografados como  $\gamma_2$ . São compostos por metagranitos porfíricos de composição monzodiorítica a granítica, de natureza calci-alcalina do tipo I-MI, híbrido, leuco a mesocrático, desenvolvidos em regime sin a tarditectônico, intrusivos nos litotipos das seqüências metavulcano-sedimentares e associações ortognáissicas. O padrão litogeoquímico apresenta enriquecimento dos elementos terras raras leves, relações Ce/Yb variando de 2 a 8, com ramos da curva de terras raras pesadas (ETR<sub>Pesados</sub>) sub-horizontalizados (Lacerda Filho & Oliveira, 1990; Lacerda Filho *et al.*, 1989). Datações pelo método Rb-Sr revelaram isócronas de referência com idades de 1.3 Ga, com razão inicial  $0,7105 \pm 0,0012$  e  $990 \text{ Ma} \pm 4 \text{ Ma}$ , com razão inicial  $0,712 \pm 0,002$ , indicando a origem crustal desses corpos (Tassinari *et al.*, 1988).

A noroeste de Goiandira, próximo à ponte e povoado do rio Veríssimo, encontra-se anfibólio-epidoto-biotita gnaisse monzodiorítico deformado com traços de clinopiroxênio e quartzo, apatita, plagioclásio saussuritizado e clorita como produto de alteração de biotita. Sua coloração é cinza clara (mesocrática) com granulação fina a média (figura II.21). A rocha difere bastante dos litotipos principais que caracterizam os ortognaisses da região Ipameri - Catalão.

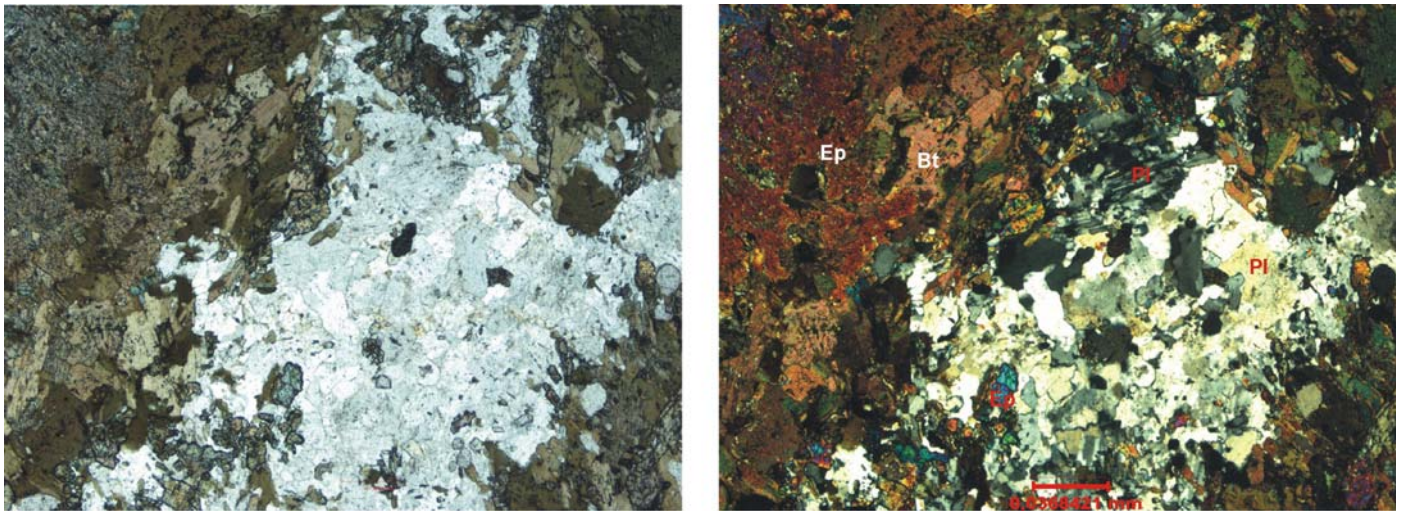


Figura II.21 – Fotomicrografias da lâmina IPC74: Clorita-epidoto-biotita gnaisses quartzo monzodiorítico. Plagioclásio saussuritizado com muito epidoto e biotita. Aumento de 4x, luz transmitida normal e polarizada (Bt: biotita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio).

### II.3.6. Grupo Ibiá

O Grupo Ibiá é um conjunto de metamorfitos originalmente descrito nas proximidades da cidade de Ibiá, Minas Gerais, como uma faixa de direção NW-SE, posicionada acima do Grupo Canastra, que se estende para o Estado de Goiás (Barbosa *et al.*, 1970).

O Grupo Ibiá é constituído por filitos, calci-xistos verdes, clorita xistos, sericita xistos, metadiamicctitos e quartzitos subordinados, subdividido nas formações Cubatão e Rio Verde (Pereira, 1992). Na base encontra-se a Formação Cubatão, em contato erosivo descontínuo sobre o Grupo Canastra (Dardenne, 2000), sob forma de pequenas lentes, de distribuição restrita no extremo sudeste de Goiás. Está representada por metadiamicctitos com intercalações de quartzito. A matriz é filítica e a origem glacial é inferida pela diversidade de composição, tamanho e forma dos clastos, além da presença de clastos estriados e facetados e de cordões de areia internos aos mesmos (Pereira, 1992).

No topo encontra-se a Formação Rio Verde, composta predominantemente por monótono pacote de calcifilito bandado com composição mineralógica semelhante à matriz do metadiamicctito. A passagem entre as formações é gradual, com redução da quantidade e do tamanho dos clastos na zona de contato (Pereira, 1992).

Na região da Sinforma de Araxá, o Grupo Ibiá é composto por seqüência metassedimentar de ritmitos de granulação fina, metamorfizadas no fácies xisto-verde, zona da clorita. Suas idades modelo Sm-Nd estão entre 1,1 e 1,3 Ga, indicando que os xistos são originários de fontes com curto tempo de residência crustal. Geoquimicamente, estas rochas

metassedimentares são similares a grauvas de arcos de ilhas oceânicas (OIA). A origem dos sedimentos pretéritos está associada a processos erosionais de arcos magmáticos Neoproterozóicos juvenis (Arco Mágmatóico de Goiás), provavelmente depositados através de correntes turbidíticas distais (Seer, 1999; Seer & Dardenne, 2000).

Segundo Pimentel *et al.* (2001), as áreas fontes dos sedimentos do Grupo Ibiá apresentam um padrão semelhante aos do Grupo Araxá, também indicando um padrão bimodal com idades-modelo praticamente nos mesmos intervalos. As fontes seriam rochas meta-ígneas cálcio-alcálinas constituindo o segmento de crosta juvenil, representada pelo Arco Mágmatóico de Goiás, apresentam idades de cristalização que variam entre cerca de 0,90 e 0,64 Ga e a maioria das idades  $T_{DM}$  se situa no intervalo entre 0,80 a 1,1 Ga (Pimentel & Fuck, 1992a; Pimentel *et al.*, 1999).

Segundo Seer (1999), o arco que representa a área fonte de proveniência dos filitos Ibiá localizado na parte meridional da Faixa Brasília é de natureza geoquímica primitiva.

As relações entre os grupos Canastra, Araxá e Ibiá não são claras devido à intensa imbricação tectônica entre estas unidades (Pimentel *et al.*, 2001).

O Grupo Ibiá aparece na porção NE da área em estudo, em contato tectônico no topo com a Seqüência Veríssimo e rochas metapelíticas do Grupo Araxá e na base com as rochas metassedimentares do Grupo Canastra. São constituídos essencialmente de calcixistos a calcifilitos verdes ricos em biotita, clorita, muscovita e quartzo, quase sempre microdobrados e crenulados, com lentes de quartzito branco, veios de quartzo recristalizados e intercalações de mármore resultantes de metamorfismo xisto verde baixo, zona da clorita. Este grupo litológico pertence à Formação Rio Verde, Grupo Ibiá, em contato tectônico sobre o Grupo Canastra (Barbosa *et al.*, 1970; Pereira, 1992).

### **II.3.7. Grupo Canastra**

O Grupo Canastra corresponde a um conjunto de metamorfitos definido por Barbosa (1955), constituído por quartzitos, filitos e xistos, além de granada xistos, filitos grafitosos, quartzitos ferruginosos e itabiríticos, que ocorrem desde o sul de Minas Gerais até o noroeste do Distrito Federal, ocupando o setor meridional da Faixa Brasília (Dardenne, 1978a; Dardenne, 1981; Pereira, 1992).

Os diversos trabalhos regionais posicionam-no acima do Grupo Araxá, ressaltando o contraste metamórfico entre essas duas unidades, com o Grupo Canastra mostrando grau metamórfico mais baixo, fácies xisto verde, zona da clorita (Barbosa, 1963; Barbosa *et al.*,

1970; Ferrari, 1989) e condições metamórficas marcadas por temperaturas entre 250 e 300 °C e pressões de 1,5 a 2 kbar (Freitas-Silva e Dardenne, 1994).

Fuck *et al.* (1993) posicionaram as rochas do Grupo Canastra no domínio externo da Faixa Brasília, correspondentes, na região de Araxá, a uma seqüência psamo-pelítica de filitos muscovíticos e quartzitos, com predominância de quartzitos para o topo (Seer, 1999).

Freitas-Silva e Dardenne (1994) propuseram a subdivisão formal do Grupo Canastra, no oeste mineiro e sudeste de Goiás, em três formações, denominadas, da base para o topo: (i) Serra do Landim, formada basicamente por calcita-clorita-sericita filitos, intercalados com quartzitos finos, brancos, com nível de quartzo-sericita-clorita filito; (ii) Paracatu, representada por quartzo-sericita-clorita filitos, carbonosos, com lentes de ortoquartzitos brancos; (iii) Chapada dos Pilões, que aflora desde Abadiânia até às imediações de Campo Alegre de Goiás, sendo constituída por alternâncias de quartzo-sericita-clorita filitos e quartzitos laminados e micáceos; no topo ocorrem ortoquartzitos intercalados com filitos, apresentando laminações cruzadas tabulares, marcas onduladas, hummocky, flaser, estratificação cruzada e granocrescência ascendente.

Com base em dados de isótopos radiogênicos (Rb/Sr, K/Ar e Pb/Pb) obtidos em filitos da Formação Paracatu, a idade do Grupo Canastra foi estimada em torno de 1,3 a 1,0 Ga (Freitas-Silva e Dardenne, 1994).

Brod (1999) calculou  $\epsilon_{Nd(T)} = -12,77$  e idade modelo de 2,2 Ga, indicando longo tempo de residência crustal e proveniência de áreas fontes antigas, provavelmente situadas no embasamento do Cráton do São Francisco.

Pimentel *et al.* (2001) determinaram idades modelo entre 1,9 e 2,3 Ga em rochas pelíticas do Grupo Canastra, implicando em área fonte de sedimentos Paleoproterozóica situada no Cráton do São Francisco.

O Grupo Canastra aflora no extremo nordeste da área estudada. Na base do conjunto, afloram camadas decimétricas a decamétricas de quartzo-sericita-clorita filitos com alternância de quartzitos laminados e micáceos, de coloração branca e granulação fina a média fazendo parte das rochas metapelíticas pertencentes à Formação Chapada dos Pilões, Grupo Canastra.

## **II.4. Geologia Estrutural**

A região de Ipameri - Catalão apresenta-se estruturada numa seqüência de lascas de empurrão, com vergência para leste, que colocam as rochas de grau metamórfico alto, fácies



anfíbolito e xisto verde alto, do Grupo Araxá, sobre as rochas de grau mais baixo, fácies xisto verde médio a baixo, dos Grupos Ibiá e Canastra. Este sistema de empurrões foi produzido durante a fase de compressão regional, dentro da qual podem ser individualizadas as duas fases de deformação progressiva durante dois eventos deformacionais dúctil a dúctil-rúptil ( $D_1$  e  $D_2$ ) em regime cisalhante simples (figura II.25), associadas ao Ciclo Brasileiro, que afetam as superfícies primárias ( $S_0$ ) caracterizadas nos quartzitos do Grupo Araxá encontrados na Serra da Matinha que culminaram na formação de falhas de empurrão (figuras II.23 e 24). As rochas granitóides tendem a apresentar formatos alongados preferencialmente na direção N-S, mostrando caráter milonítico em suas bordas (Dardenne *et al.*, 1991; 1994; D'el-Rey *et al.*, 2004; figuras II.26, II.27 e II.28).

O evento  $D_1$  desenvolve a foliação principal  $S_1$  nas direções N-S ( $271^\circ/16^\circ$ ) a NW-SE ( $257^\circ/44^\circ$  a  $230^\circ/20^\circ$ ; figura II.22), sendo penetrativa e subparalela ao acamamento  $S_0$ . Esta foliação é provavelmente resultante de dobras  $F_1$  isoclinais apertadas, recumbentes a semi-recumbentes, às vezes intrafoliais. Nas rochas do Grupo Araxá e na Seqüência Maratá a foliação  $S_1$  ocorre em estruturas miloníticas constituídas pelo par S-C em escala centimétrica nos xistos, quartzitos, às vezes assimétricas, indicando movimento relativo de topo para E-SE. Os xistos do Grupo Araxá também apresentam veios de quartzo, centimétricos a decimétricos, subparalelos às foliações S-C= $S_1$  (D'el-Rey *et al.*, 2004). Nos gnaisses é representada por bandamento que diferencia porções ricas em biotita e hornblenda de porções quartzo-feldspáticas. Os principais indicadores cinemáticos nos xistos de granulação grossa e quartzo xistos do Grupo Araxá são mica-fishes e sigmóides de quartzo de escala centimétrica a decimétrica com movimento geral de oeste para leste. O estereograma para  $S_1/S_0$  (Figura II.22) mostra dispersão das medidas, aparentemente reflexo da influência das dobras  $F_2$  e da alteração do movimento das falhas de empurrão de rampas frontais para rampas laterais, conforme mostram as lineações de estiramento com indicação de sentido de transporte tectônico para NE, SE e S, predominantemente na direção do mergulho.

O evento  $D_2$  teve como característica grande heterogeneidade na deformação, sendo representado por dobras  $F_2$  (figuras II.26 e II.27), com vergência predominante para leste. Lineação penetrativa  $L_2$  associa-se à foliação  $S_2$  de plano axial. A foliação  $S_2$  é determinada pela disposição orientada de muscovita, clorita e quartzo achatado. Localmente é representado por clivagem ardósiana, com paragênese metamórfica de fácies xisto verde de baixa temperatura. Em zonas de alto strain, a transposição da foliação  $S_1$  determina a formação de foliação milonítica. Em estágio menos avançado de transposição é produzida uma clivagem

de crenulação e às vezes ocorrem kinks (figuras II.9 e II.29). Ao longo dos planos  $S_2$  pode ocorrer mecanismo de *pressure solution*, com concentração de quartzo nas charneiras das crenulações (Dardenne *et al.*, 1994).

O estereograma de  $S_2$  é parecido com o de  $S_1$ , apresentando foliações nas direções principais  $279^\circ/15^\circ$ ,  $293^\circ/7^\circ$ ,  $286^\circ/38^\circ$ ,  $252^\circ/31^\circ$  e  $336^\circ/84^\circ$  (Figura II.22), indicando que as dobras  $F_2$  são frequentemente isoclinais. Na área existem também dobras  $F_2$  abertas e às vezes apresentam interferência com dobras  $F_1$ . As dobras são predominantemente centimétricas a decimétricas, em alguns casos chegando a métricas, justificando as variações nos pólos das direções da foliação  $S_2$ .

As dobras  $F_2$  relacionadas com a segunda fase de deformação apresentam grande heterogeneidade morfológica e grande variabilidade nas atitudes de seus eixos (figura II.27). Na Sequência Veríssimo estas dobras são fortemente assimétricas, apertadas, recumbentes a semi-recumbentes, de escala métrica a decamétrica, apresentando eixos de atitudes próximas de N-S. Também foram encontradas dobras  $F_2$  em bainha associadas ao evento  $D_2$ .

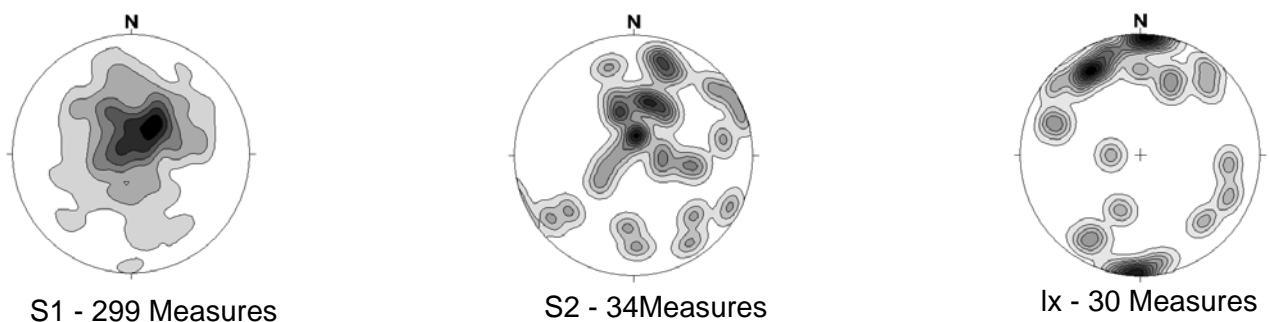


Figura II.22 – Diagramas de contorno com todas as medidas da Região Ipameri - Catalão, incluindo os dados de Dardenne *et al.*, 1991;1994. Projeção de Schmidt com todas as medidas projetadas no hemisfério inferior ( $S_1$ =foliação principal da deformação  $D_1$ ;  $S_2$ =foliação da deformação  $D_2$  e  $l_x$  = lineações mineral e estiramento).

A lineação de estiramento é representada principalmente por fibras de quartzo estiradas nas rochas mais quartzosas ou em veios de quartzo dentro das unidades mais xistosas, determinando a direção X do elipsóide de deformação (figura II.32).

A lineação mineral consiste basicamente na orientação de cristais de muscovita e muito raramente de turmalina estirados nos planos de foliação  $S_1$  ou  $S_2$ .

Na região de Ipameri - Catalão as lineações de estiramento e mineral somadas apresentaram em ordem decrescente de quantidade três direções principais: 18°/261°, 19°/227° e 16°/309° indicando transporte tectônico principal nos sentidos N-NE e SE (figura II.22).

As lineações nos planos de foliação S<sub>2</sub> nos sentidos N-NE e SE são semelhantes àquelas interpretadas por Seer (1999) e Seer *et al.* (2000) na Sinforma de Araxá como pertencentes às fases deformacionais D<sub>2p</sub> (precoce) e D<sub>2t</sub> (tardia), refletindo situações de rampas laterais e frontais, associadas a estrutura do tipo nappe, indicando transporte de segmentos supracrustais por longas distâncias, a exemplo das Nappes de Araxá e de Passos (Valeriano *et al.*, 2000). Tal característica parece ser uma feição estrutural comum no segmento sul da Faixa Brasília.

Todos estes processos se desenvolveram entre 630 e 580 Ma, associados ao alojamento de granitos colisionais do tipo-S, peraluminosos, durante a orogênese Brasiliana, fazendo parte do fechamento final do Supercontinente de Gondwana (Seer, 1999; Seer *et al.*, 2000).

Porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio estão estirados e rotacionados ao longo do plano da foliação milonítica principal em rochas granitóides (figura II.30).

Após as duas primeiras fases de deformação responsáveis pela estruturação da área, com formação de extensos dobramentos e cavalgamentos, instalou-se uma terceira fase, possivelmente resultante da acomodação das rochas à deformação imposta, representada por dobramentos F<sub>3</sub> de escala métrica, suaves e abertos que ondulam as foliações preexistentes S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>. Na área da Seqüência Veríssimo estes dobramentos apresentam plano axial normalmente sub-verticalizado com atitudes médias variando entre 320° e 330°. Associadas a estas dobras são observadas crenulações milimétricas a decimétricas (Dardenne *et al.* 1994).

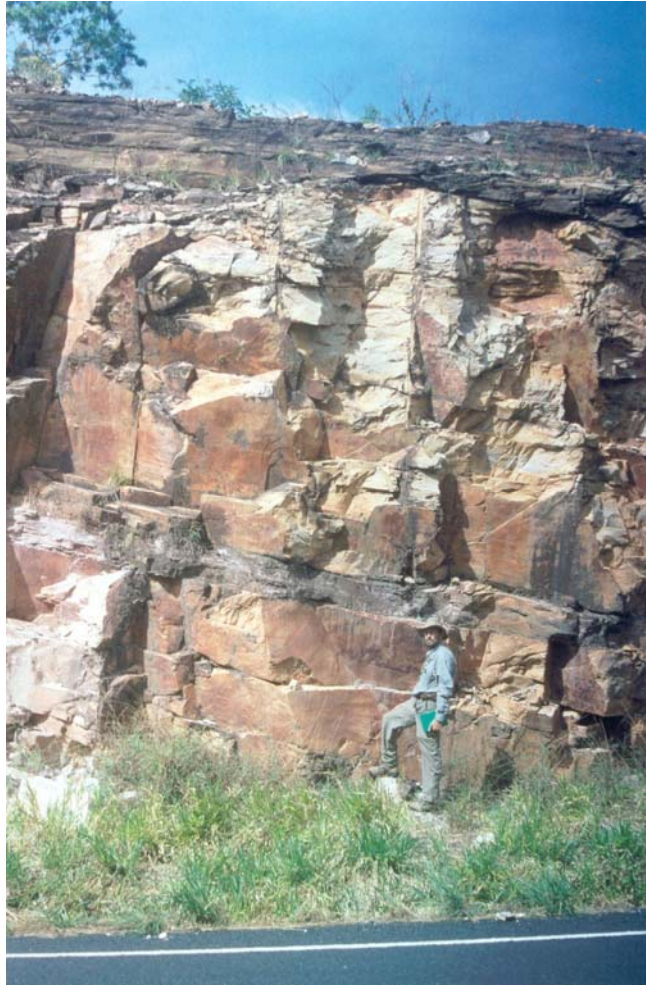


Figura II.23 – IPC43 – Quartzitos intercalados com metapelitos carbonosos mostrando  $S_0$ .

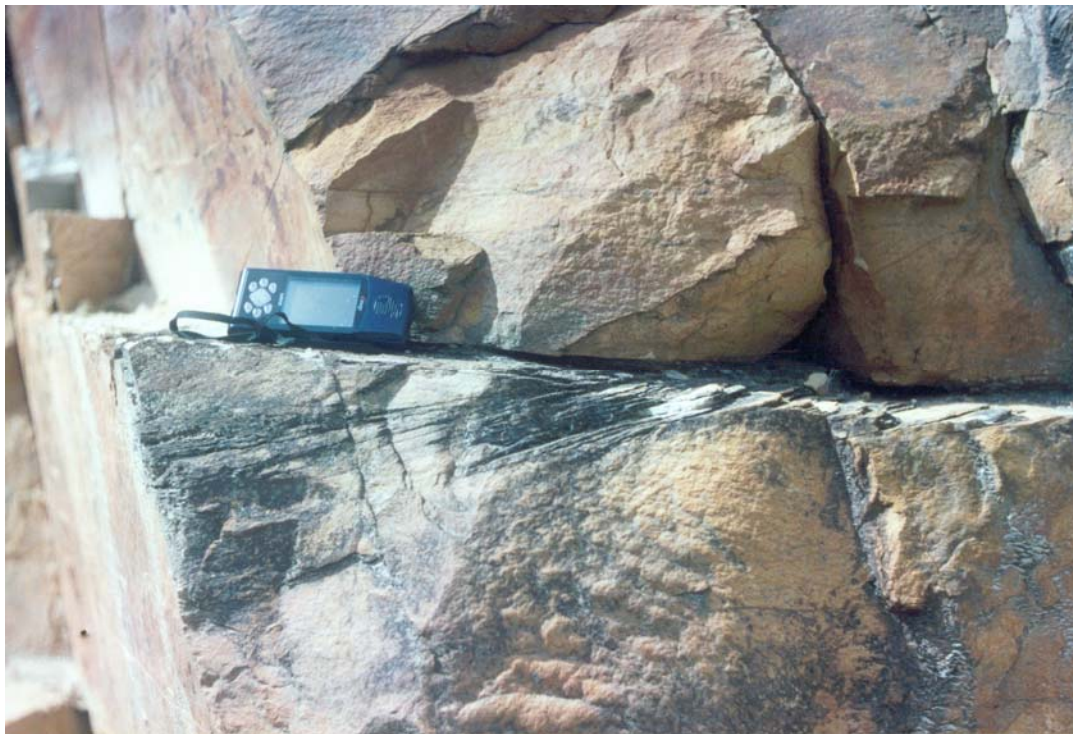


Figura II.24 – IPC43 – Detalhe da interseção de  $S_0/S_1(?)$  em quartzito fino ( $S_0 = 228^\circ/14^\circ, 230^\circ/11^\circ$ ;  $S_1 = 276^\circ/15^\circ$ ;  $I_i = S_0/S_1 = 10^\circ/170^\circ$ ;  $I_x = 05^\circ/230^\circ$ ).



Figura II.25 –IPC36: Biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo (azul) xisto milonitizado (metavulcânica) com veios de quartzo dobrados segundo o superfície  $S_1$ , indicando cisalhamento simples.  $S_1=245^\circ/20^\circ$ ,  $I_x=45^\circ/200^\circ$ .

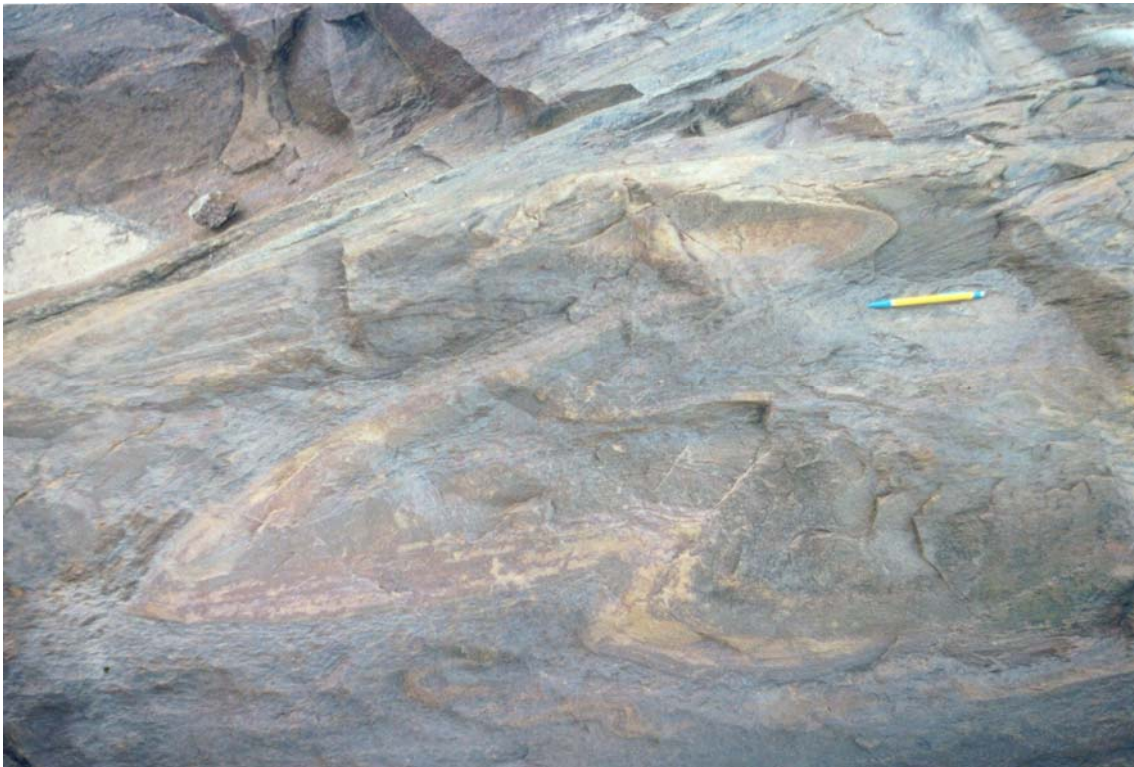


Figura II.26 – IPC66: Granada-biotita gnaiss granodiorítico às margens do Rio do Braço com dobras mostrando interferência em laço gerado pela superposição de  $D_2(?)$  sobre  $D_1(?)$ .  $S_1=320^\circ/25^\circ$ ,  $I_x=20^\circ/290^\circ$ .



Figura II.27 – IPC53: Biotita xisto com níveis centimétricos de muscovita xisto. Dobras assimétricas, inclinadas e recumbentes (linhas contínuas) cortadas por falha inclinada (linha tracejada) resultantes de  $D_2$ .  $S_1 = 340^\circ/15^\circ$ , superfície axial= $220^\circ/40^\circ$ , eixo de dobra= $10^\circ/340^\circ$ ,  $I_{x1}=00^\circ/180^\circ$  e  $I_{x2}=05^\circ/160^\circ$ .

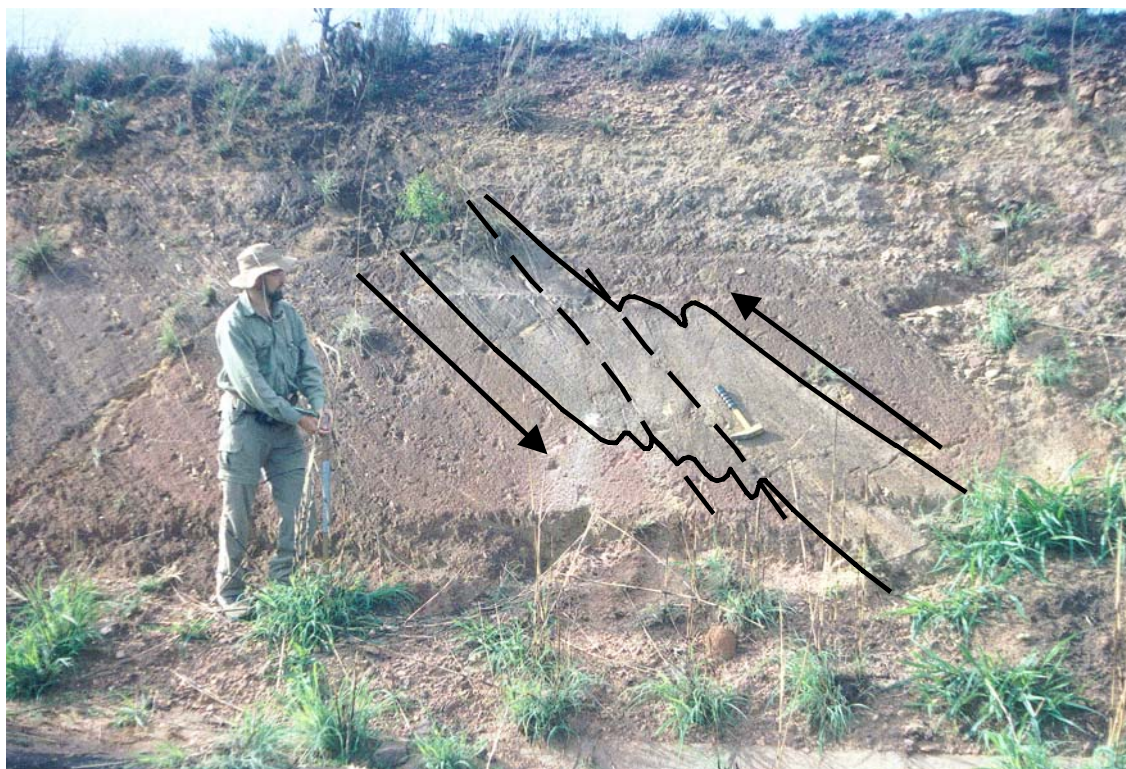


Figura II.28 – IPC48: Muscovita-quartzo xisto cisalhado em biotita xisto. Zona milonítica indicando falhamento inverso topo para SE.  $S_1=240^\circ/50^\circ$ ;  $I_x=12^\circ/170^\circ$ ; eixo de dobra  $05^\circ/200^\circ$ .

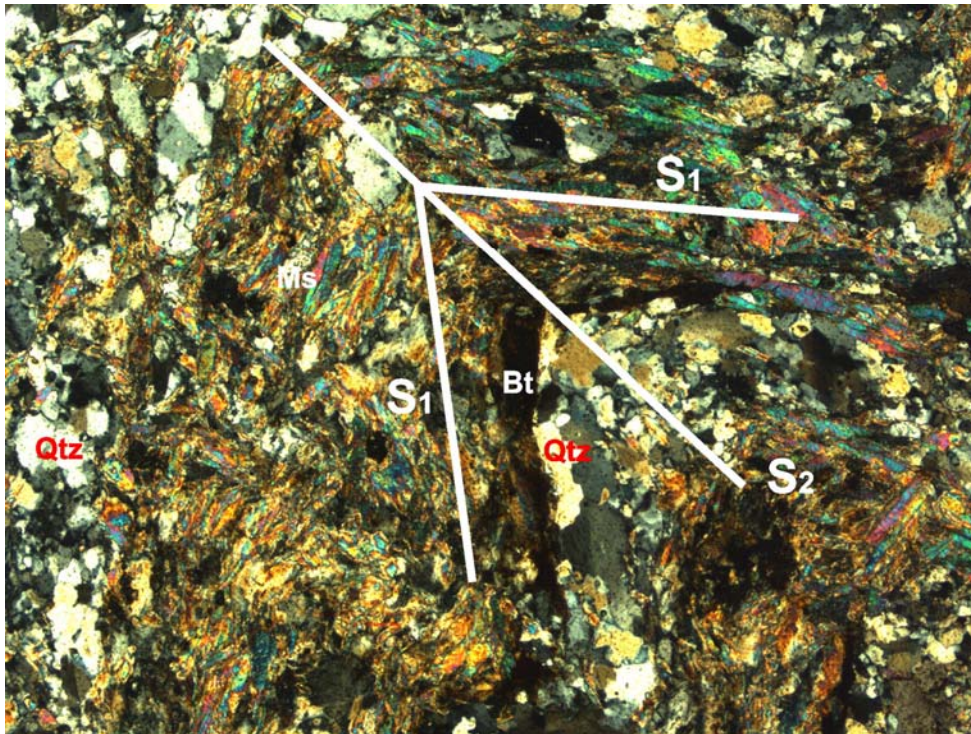


Figura II.29 – Fotomicrografias da lâmina IPC47: Sequência Maratá: Muscovita-biotita-plagioclásio-quartzo xisto (metavulcânica) com Kinks indicando a interseção de S<sub>1</sub> com S<sub>2</sub>. Aumento de 4x, luz transmitida polarizada (Bt: biotita; Qtz: Quartzo).

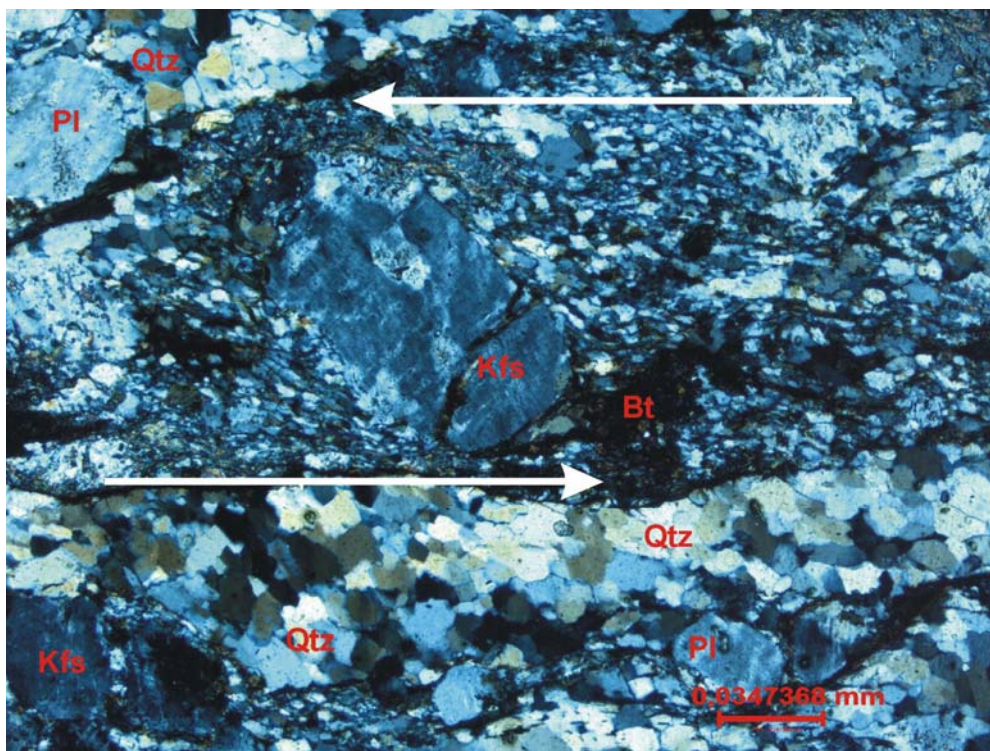


Figura II.30 – IPC55: Granito Sesmaria (sienogranito). Detalhe de porfiroclasto de feldspato K rotacionado em milonito. Aumento de 4x luz, transmitida polarizada.



Figura II.31 – IPC16: Seqüência de pods de gnaiss granodiorítico rotacionado em gnaiss granítico milonitizado com veios pegmatóides.  $S_1 = 254^\circ/65^\circ$ ,  $l_{x1} = 50^\circ/200^\circ$ ,  $l_{x2} = 10^\circ/320^\circ$ .



Figura II.32 – IPC21: Quartzo estirado em muscovita-quartzo xisto feldspático.  $S_1 = 320^\circ/10^\circ$  e  $l_x = 08^\circ/340^\circ$ .



## CAPÍTULO III – Artigo

### 720 – 800 Ma extensional events in the southern Brasília Belt, central Brazil: Tectonic implications

Percy Boris Wolf Klein <sup>(1, 2)</sup>, Reinhardt A. Fuck <sup>(1)</sup>, Elton Luís Dantas <sup>(1)</sup>, José

Affonso Brod <sup>(1)</sup>, Jaime Estevão Scandolara <sup>(1, 3)</sup>

(1) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília;

(2) Departamento de Geografia, Universidade Federal de Goiás – Campus Catalão

(3) Companhia Brasileira de Recursos Minerais (CPRM)

#### Abstract

The part of the southern Brasília Belt, Tocantins Province, exposed central Brazil, comprises metasedimentary rocks, metavolcanic-sedimentary sequences, amphibolites, intrusive granites, and a large orthogneiss belt. These units are tectonically imbricated, and vary in metamorphic grade from lower greenschist to amphibolite facies, characterized by a 720 and 800 Ma extensional event. The amphibolites indicate gabbroic and basaltic protoliths, typically of tholeiitic affinity, showing Fe enrichment, low Ti content, low La/Yb ratios, small negative Eu anomalies and  $\epsilon_{Nd(T)}$  close to zero, associated to primitive magma sources varying from transitional to enriched mid-ocean ridge (T-MORB to E-MORB) basalts. One amphibolite is alkaline, with high TiO<sub>2</sub> and La/Yb ratio, small negative Eu anomaly and general rift-related characteristics. Geochemical data of the intermediate to acid metavolcanic rocks of the Araxá Group suggest formation in 720 and 800 Ma extensional events.  $T_{DM}$  model ages varying from 1.91 to 2.08 Ga and  $\epsilon_{Nd(T)}$  values between -7.95 and -9.30 indicate that the parental magmas derived from crustal melting of varied protoliths. Model ages between 1.77 and 1.97 and negative  $\epsilon_{Nd(T)}$  (-7.26 to -9.48) of metapelitic rocks show a continental crust source indicating provenance of Paleoproterozoic rocks. The REE from these rocks indicates heterogeneous patterns, suggesting a different provenance for sedimentary protoliths of the western domain of the Araxá Group in the area.  $\epsilon_{Nd(T)}$  and geochemical data allow the distinction of two groups of granitoids. One comprises the less deformed, slightly peraluminous to metaluminous, A-type, Pires Belo and Davinópolis granites, dated at  $798 \pm 2$  Ma and  $775 \pm 5$  Ma. Their model ages are 1.29 and 1.52 Ga,  $\epsilon_{Nd(T)}$  -1.31 and -0.77, respectively, suggesting important contribution of more primitive and juvenile sources. The second group is formed by more deformed, gneissified peraluminous S-type granites with model ages between 1.79 and 2.41 Ga with one crystallization age of c. 663 Ma, with  $\epsilon_{Nd(T)}$  of -9.68, reflecting a reworked crustal source. The overall evidence demonstrates that the bimodal magmatism presented in the rocks outcropping in the Ipameri-Catalão region, are related to an extensional continental rift event occurred between 720 and 800 Ma, evolving to an oceanic crust with T-MORB to E-MORB affinity. At 660 Ma there is evidence of continental collision magmatism related to compressional movement between the southwestern portion of São Francisco Craton and Paranapanema Block.

*Keywords:* Brasília Belt, Tocantins Province, bimodal magmatism, extensional event.

### III.1. Introduction

The Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African orogeny is characterized by the development of thrust nappes, metamorphism varying from greenschist to granulite facies, and granite intrusions. As a result, the Tocantins Province (Almeida *et al.*, 1977; 1981), central Brazil is composed of the Araguaia and Paraguay belts in the west, and the Brasília Belt in the east and south (figure III.1). The Province is limited by the Amazon Craton to the west-northwest, the Paranapanema Craton, completely covered by the Paraná Basin, to the southwest, and the Ribeira Belt (Mantiqueira Province) to the south (Brito Neves & Cordani, 1991; Strieder and Suita, 1999; Pimentel *et al.*, 2000). To the east, it is limited by the São Francisco Craton and northwards it is covered by the Phanerozoic Parnaíba Basin. The Araguaia and Paraguay belts show vergence towards the Amazon Craton and the Brasília Belt verges towards the São Francisco Craton in the east.

The Brasília Belt (Almeida, 1968) is an eastward-concave fold and thrust belt that extends for approximately 1100 km N-S and 100 to 200 km E-W. It is the result of metamorphism and deformation of supracrustal and intrusive rocks along the western border of the São Francisco Craton. From the sedimentologic and structural points of view, the belt is separated in two portions, at the latitude of Brasília, by an important N75-85°W linear structure called the Pirineus syntax (Araújo Filho, 2000), which results from compressive and transcurrent movements (Costa & Angeiras, 1971; Araújo Filho & Marschak, 1997; Araújo Filho, 2000; Valeriano *et al.*, 2004).

The external zone in the southern segment of the Brasília Belt, consists of thick siliciclastic and carbonatic metasedimentary units, deposited in a passive margin environment, metamorphosed under greenschist facies and deformed into folds and thrusts with tectonic vergence towards the São Francisco Craton. It is represented by the Neoproterozoic Canastra, Paranoá, Vazante, Ibiá and Bambuí groups. In the northern branch, the external zone is restricted to the Paranoá and Bambuí groups, and their basement of Paleoproterozoic orthogneisses and associated supracrustal sequences of the Almas-Cavalcante region; there, the basement is partially covered by metasedimentary and metavolcanic rocks of the Araí Group, which formed in a Late Paleoproterozoic rift basin, and intruded by anorogenic granites of the Goiás Tin Province (Pimentel *et al.*, 2000; 2004).

The internal zone in the southern branch of the Brasília Belt includes the Neoproterozoic Araxá Group, comprising mainly metasedimentary and metavolcanic rocks deposited in a deep-sea environment in part overlying oceanic crust, and deformed and metamorphosed under greenschist to amphibolite facies (Brod & Jost, 1991, Seer *et al.*, 2001). Ophiolitic mélanges are also reported (Drake Jr. 1980, Strieder and Nilson, 1992). In the central part of the southern branch there is a metamorphic core represented by the Anápolis-Itaçu Complex, comprising ortho- and paragneisses, as well as granites and intrusive mafic-ultramafic bodies (Piuzana, 2002, Piuzana *et al.*, 2003).

The part of the Brasília Belt exposed in southeastern Goiás, in the area extending from Ipameri to Catalão, comprises metasedimentary rocks, metavolcanic-sedimentary sequences, and amphibolites belonging to the Canastra, Ibiá and Araxá groups, intrusive granites, and a large orthogneiss belt. These units are tectonically imbricated, and vary in metamorphic grade from lower greenschist to amphibolite facies.

In this study, we present new whole-rock geochemistry data combined with zircon U-Pb ages and Sm-Nd isotopic data for the Ipameri-Catalão area (figure III.1), in order to constrain (i) the nature and age of magmatic events contemporaneous with the Araxá Group metasedimentary rocks; (ii) the tectonic environment in which these rocks were formed, and (iii) their significance in the collision between the Paranapanema and the São Francisco continental blocks, during the formation of southwest Gondwana.

### **III.2. Geology of the Ipameri-Catalão Region**

The Ipameri-Catalão region is structured in a sequence of westward-dipping thrust sheets that place higher metamorphic-grade rocks from the west (Araxá Group) over lower metamorphic-grade rocks in the east (Ibiá and Canastra groups). The Araxá Group is overthrust by orthogneisses which are, in turn, overlain by the Maratá sequence and metasedimentary rocks, both included in the Araxá Group (Dardenne *et al.* 1991, Lacerda Filho *et al.*, 2004). This thrust system formed during the regional compression phase of the Brasiliano orogeny. Contacts between lithological units (figure III.2) are mostly N-S to NW-SE tectonic discontinuities (thrusts and, sometimes, transcurrent faults). Since it was not possible to establish the original stratigraphic sequence, a tectono-stratigraphic column is shown in figure III.3, corresponding to the tectonic superposition of geological units.

From east to west, i.e. from the bottom to the top of the tectono-stratigraphic pile, the following units are recognized (figures III.2 and 3):

The northeast of the study area comprises part of the Chapada dos Pilões Formation, Canastra Group (Freitas Silva and Dardenne, 1994, Freitas Silva, 1996, Dardenne, 2000), consisting of decimetric to decametric layers of quartz-sericite-chlorite phyllite alternating with laminated, fine- to medium-grained micaceous quartzite.

The next tectonic slice to the west is composed of strongly folded and crenulated, greenish biotite-chlorite-muscovite calc-schist and calc-phyllite, alternating with white quartzite and marble lenses, characterizing the Rio Verde Formation of the Ibiá Group (Barbosa *et al.*, 1970; Pereira, 1992, Pereira *et al.* 1994, Dardenne 2000).

The Araxá Group (Barbosa, 1955; Braun, 1970; Barbosa *et al.*, 1970) is composed of metavolcanic and metasedimentary rocks, and intruded by granites. Pereira *et al.* (1981) suggested that it comprises three sub-units: a basal portion composed of locally feldspathic muscovite-biotite schist, alternating with quartzite layers; an intermediate portion composed of garnet-muscovite-biotite schist, feldspathic schist and micaceous quartzite, showing thin intercalations of muscovite gneiss and amphibolite; and an upper portion comprising muscovite phyllite with intercalations of metabasalt, and felsic metavolcanics, intruded by granites.

A metavolcanic-sedimentary unit comprises the lower portion of the Araxá Group, in tectonic contact with the Ibiá Group, near Sesmaria. It is composed of meta-rhyolite with feldspar and blue quartz porphyroclasts, interlayered with muscovite schist, chlorite schist, carbonaceous phyllite, quartz schist and amphibolite lenses, forming long thin N-S belts. This unit was informally called Veríssimo Sequence (Dardenne *et al.*, 1994).

An orthogneiss unit is thrust over the Araxá Group, forming a N-S, 25 km-wide belt of biotite and muscovite-biotite gneiss, locally garnet-bearing. K-feldspar and plagioclase porphyroclasts are common. Dardenne *et al.* (1991) interpreted sparse blocks of amphibolite and gondite as possible enclaves in the orthogneisses. However, at least part of the amphibolites can be assigned to dykes cutting through the gneisses. Scarce outcrops of garnet granulite were recorded in the northern part of the orthogneiss unit, which apparently represent a continuation of the Anápolis-Itaçu Complex (Moraes *et al.*, 2002; Piuzana *et al.*, 2003a).

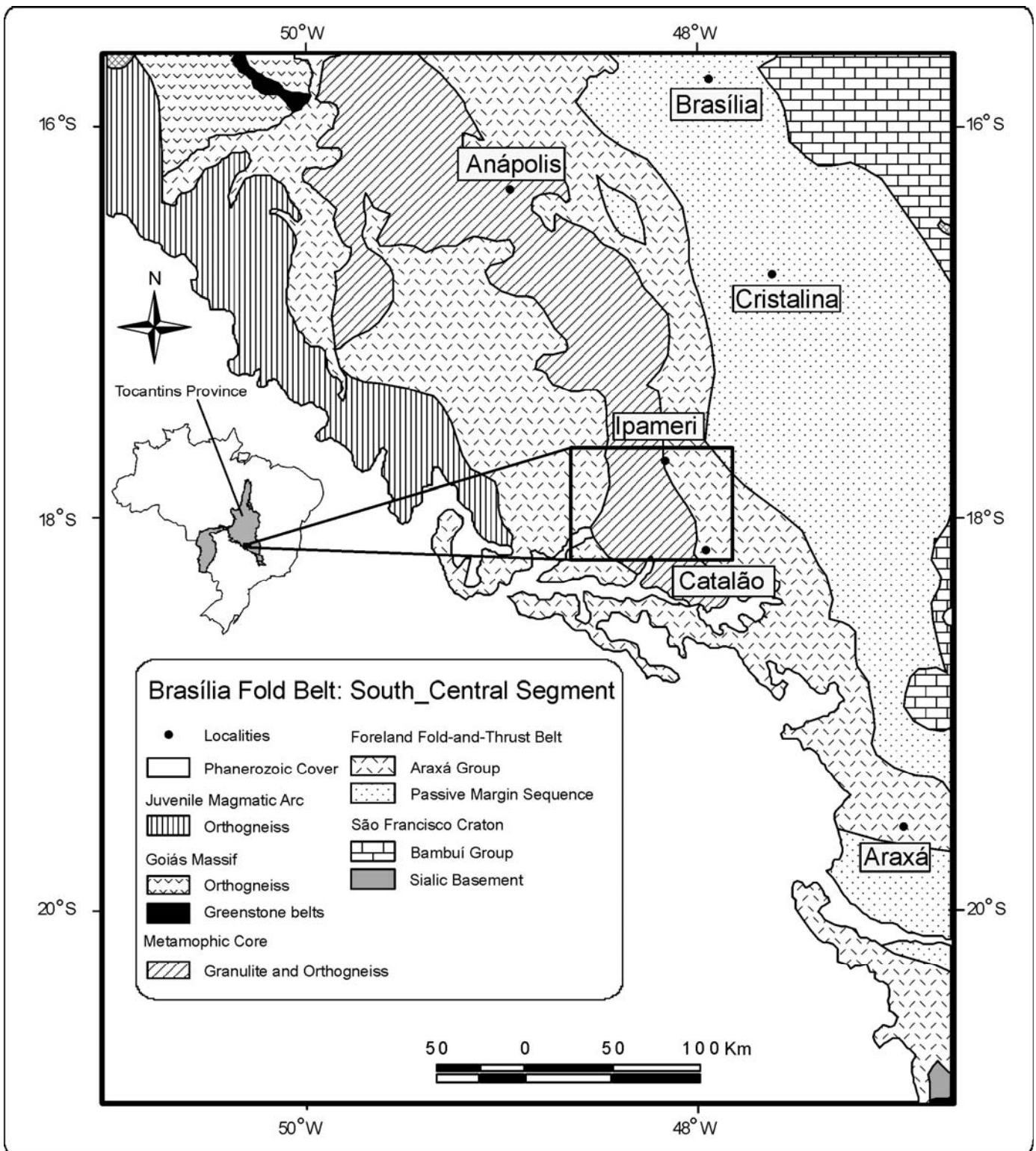
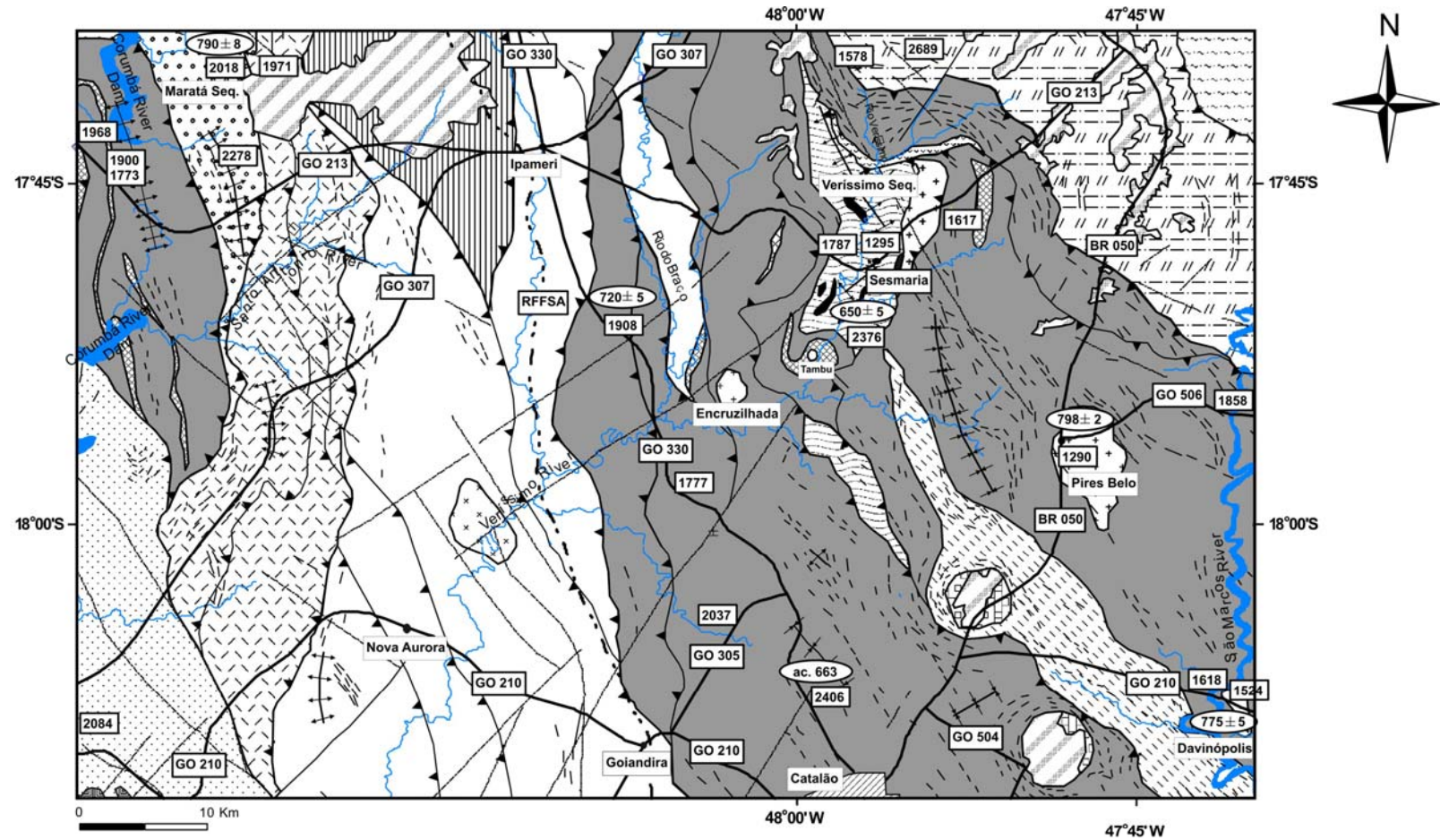


Figure III.1 Geologic map of the southern Brasília Belt, Tocantins Province (modified from Fuck *et al.*, 1994); rectangle indicates the study area.



### Conventions

Quaternary sediments	<b>Maratá Sequence</b>	Granite	<b>Veríssimo Sequence</b>	<b>Faults:</b>	1617 TDM (Sm-Nd)
Carbonatite (Cretaceous)	Metavolcanic rocks and granites	<b>Araxá Group</b>	Metadiamictite, quartzite	Thrust	652 ± 10 U-Pb Age
Basalt, sandstone (Paraná Basin - Mesozoic)	Amphibolite, schist	Hematite schist	Amphibolite	Indiscriminate	Localities
	<b>Orthogneiss Unit</b>	Quartzite	Phyllite, amphibolite, marble	Transcurrent/Strike Slip	Urban perimeter
	Quartz monzodiorite	Quartz schist	<b>Ibiá Group</b>	<b>Deformations:</b>	Highway and roads
	Orthogneiss	Calc-schist, metacarbonate, quartzite	Phyllite, carbonate-chlorite schist	Anticline	Railroad (RFFSA)
	Granulite		<b>Canastra Group</b>	Syncline	
			Phyllite, quartzite	Foliation	

Figure III.2 – Geologic map of the Ipameri-Catalão region (modified from Lacerda Filho *et al.*, 2004).

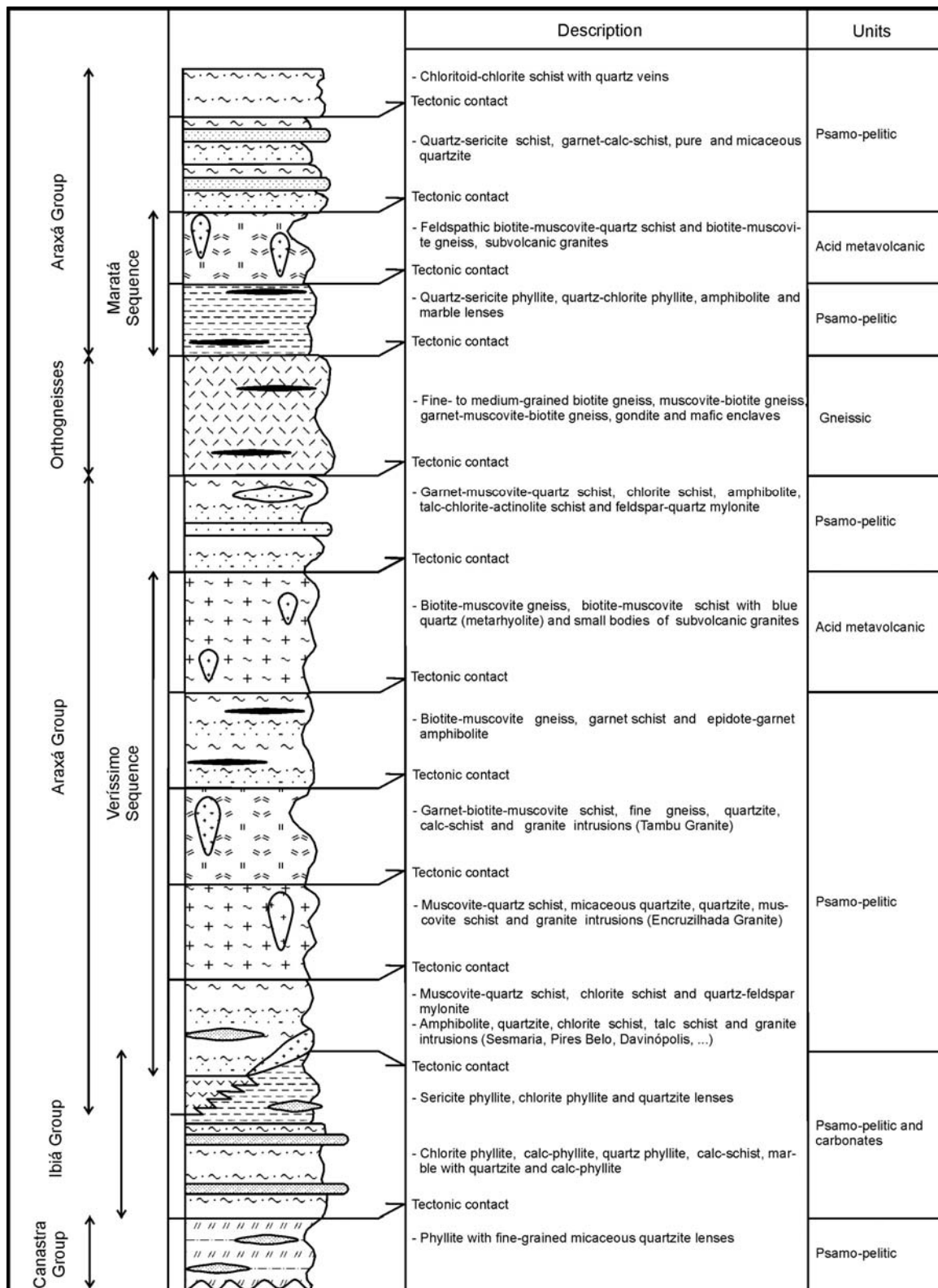


Figure III.3 – Tectonic-stratigraphic column (not to scale) of the Ipameri-Catalão region (modified from Dardenne *et al.*, 1991, 1994, Seer *et al.*, 2001).

Westwards, the orthogneisses are tectonically overlain by the Maratá Sequence, which is considered as belonging to the Araxá Group (Dardenne *et al.*, 1991, 1994, Lacerda Filho *et al.* 2004). The basal part of this sequence consists of muscovite-biotite schist, staurolite-

garnet micaschist, chlorite phyllite, and amphibolite, whereas the upper portion comprises feldspathic quartz micaschist, interpreted as metarhyolite and metadacite and associated subvolcanic rocks. Despite deformation and metamorphic recrystallization, volcanic textures are commonly preserved (Dardenne *et al.*, 1991; Pimentel *et al.*, 1992).

Metasedimentary rocks constituting the uppermost tectonic slice of the Araxá group reappear in the west of the study area. They consist of biotite-muscovite schist, often bearing garnet porphyroblasts. Locally, carbonaceous schist, chloritoid-chlorite-muscovite schist and pure or micaceous quartzite layers occur (Dardenne *et al.*, 1991).

Syenogranite to granodiorite intrude the Araxá Group in the study area. They are often emplaced in mylonitic zones, tend to present elongated shapes, preferably N-S (Dardenne *et al.*, 1991; D'el-Rey *et al.*, 2004), and are deformed variably to protomylonite to ultramylonite, especially at their borders. Among these bodies are the Sesmaria, Encruzilhada, Tambu, Pires Belo and Davinópolis granites. The Encruzilhada, Tambu and Sesmaria intrusions contain cassiterite mineralization hosted in mylonitized greisen or gneissified albite granite (Lacerda Filho *et al.*, 2004; Pimentel *et al.*, 1995a; 1997).

The Sesmaria Granite occurs between Ipameri and Campo Alegre, near Sesmaria village. It is tectonically limited to the east by the Araxá Group (garnet-chlorite schist, sericite phyllite, quartzite, carbonaceous phyllite), and to the west by the Veríssimo Sequence (muscovite schist, chlorite schist, amphibolite, figure III.3).

The Encruzilhada Granite, located southeast of Ipameri and southwest of the Sesmaria Granite, intrudes quartzite, micaceous quartzite and quartz schist of the Veríssimo Sequence. It comprises biotite granite and gneissified (mylonitized) hornblende granite. A muscovite-rich mylonitic facies contains cassiterite within metasomatic biotite. In less deformed zones, the granite is dark gray, coarse-grained, and porphyritic, with centimetric porphyroclasts of saussuritized plagioclase, rounded K-feldspar, and blue quartz. Highly siliceous, fine-grained xenoliths probably derived from the host quartzite or quartz schist (Dardenne *et al.*, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 2004).

The Tambu Granite, southeast of Ipameri, intrudes biotite-muscovite schist at the base of the Araxá Group. It is an almost circular body of light-gray, coarse-grained, strongly sheared granite. It contains millimetric plagioclase and microcline porphyroclasts in a mylonitic matrix of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, muscovite, epidote, minor garnet, tourmaline, and chlorite (Dardenne *et al.*, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 2004).



The granites have SiO<sub>2</sub> content from 68% to 73% and may be classified as monzogranites (Pimentel *et al.*, 1999; Dardenne *et al.* 1994). The Encruzilhada Granite is chemically similar to the acid volcanic rocks from the Maratá Sequence, showing strong peraluminous character and the oldest recorded Nd model ages (1.73 to 2.5 Ga). The Sesmaria and Tambu granites have Nd model ages of 1.1 and 1.0 Ga, respectively, and are slightly saturated in alumina. All are classified as S-type granites which is compatible with the presence of garnet and fine-grained biotite quartzite xenoliths (Pimentel *et al.*, 1995a; 1999; 2000). Deformation is variable, from the strongly deformed Tambu Granite to the mostly preserved Encruzilhada Granite. The Sesmaria Granite is strongly deformed at the borders, but displays well-preserved igneous textures and structures in its core (Pimentel *et al.*, 1995a). Rb-Sr isochrons yielded ages between 0.70 and 0.78 Ga and initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios between 0.705 and 0.710 for these granites (Pimentel *et al.*, 1999). The Sesmaria Granite was dated at 727 ± 5 Ma with initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio of 0.7052 (Pimentel *et al.*, 1999).

In this work we report major, trace and rare earth elements geochemical data, as well as U-Pb age determinations and Sm-Nd isotopic data of metavolcanic and intrusive rocks from the Ipameri-Catalão area, in order to establish their sources and tectonic environment of formation.

### **III.3. Analytical Procedures**

#### **III.3.1. Major, Trace and Rare Earth Element Geochemistry**

Twenty one samples representing the various rock-types in the Ipameri-Catalão area were analyzed for major elements using ICP-AES, with an analytical error of ± 2% for concentrations 50 times greater than the detection limits. Trace-elements and rare-earth elements (REE) were analyzed by ICP-MS, with an analytical error of ± 5% for concentrations 50 times greater than the detection limits. In both cases, whole rock samples were fused with LiBO<sub>2</sub>, and digested and diluted in nitric acid. Analytical work was carried out by Acme Analytical Laboratories, Inc.

#### **III.3.2. U-Pb Geochronology**

U-Pb zircon dating of two metavolcanic rocks, two granites, a granodioritic gneiss and a feldspar-chlorite schist, following the procedures described in Krogh (1973) and Laux *et al.* (2004; 2005), was carried out at the Geochronology Laboratory, Institute of Geosciences, University of Brasília, in order to determine the crystallization age of these rocks.

Heavy-mineral concentrates were obtained through density separation from about 15 Kg of sample and screened into fractions according to grain size. Each fraction was processed in a Frantz isodynamic magnetic separator with 5° side tilt and 1.5 amp current. The combination of the following techniques was used to reduce discordance (Laux *et al.*, 2004; 2005): (i) manual separation of the more transparent zircon grains, with a lower degree of alteration and free from fractures, and (ii) aerial abrasion using pyrite as a polishing means (Krogh & Turck, 1982). Zircon fractions were washed twice in HNO<sub>3</sub> 4N solution, first to dissolve the pyrite grains and then, for about 45 minutes, for final cleanup, followed by repeated washes with distilled water and acetone. Small fractions of zircon were then weighted in aluminium foil and dissolved in a 4:1 mixture of HF and HNO<sub>3</sub> using Parr Teflon bombs at 220°C. Subsequently, a small amount of <sup>205</sup>Pb-<sup>235</sup>U isotopic tracer (Krogh & Davis, 1975) was added.

U and Pb chemical extraction followed the procedures described by Krogh (1973). Pb and U are recovered as phosphates with silica gel, deposited in a single Re filament and analyzed in metallic form in static mode, using a Finnigan MAT-262 multi-colector mass spectrometer. Details of the mode and operating conditions are described in Krogh & Turck (1982) and Davis *et al.* (1982).

Isotopic data are corrected for 0.1% fractioning per atomic mass unit (AMU). U and Pb blanks in the laboratory during analysis were better than 5 and 10 pg, respectively.

The errors observed are within the 2σ interval and were calculated individually. Regression lines are used according to Davis *et al.* (1982) and the errors of ages have a 95% confidence. The spreadings of analytical points are calculated by adjustment probability. Well-adjusted regressions have an adjustment probability higher than 10%. The decay constants used and the uranium isotopic composition are those recommended in Steiger & Jäger (1977). The ISOPLOT-Ex program (Ludwig, 2001) was used to handle the data and to calculate ages. Errors of the isotopic ratio are of 2σ.

Were data points were clustered near the Concordia, it was useful to force the regression line through some concordia point, such as 0 Ma, metamorphic age, or inheritance age. This reduces the error associated with the magmatic age of the rock, if only Modes 1 or 2 regressions are used without anchoring (Kozuch, 2003).

### III.3.3. Sm-Nd Isotopic Geochemistry

Twenty four Sm-Nd isotopic determinations in samples of the various rock types were performed at the Geochronology Laboratory, Institute of Geosciences, University of Brasília. The model ages obtained were used as an indicative parameter of magma sources and crustal evolution.

Sm-Nd dating followed the procedures in Gioia & Pimentel (2000). Approximately 50 mg of rock powder were mixed with  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  tracing solution and digested ( $\text{HF-HNO}_3$ ) in Savillex vessels for about two days. After the first digestion, the solution was evaporated and attacked with the same acids for approximately four days. The solution was evaporated again and the residue was solubilized with hot HCl 6N. After evaporation, the residue was solubilized with HCl 2.5N. The extraction of lanthanides was done by conventional methods in quartz ion-exchange columns, using BIO-RAD AG-50w-x8 resin. Sm and Nd extractions were carried out in Teflon columns packed with LN-Spec resin (Teflon powder impregnated with liquid resin HDEHP-phosphoric acid di-ethylhexil). Sm and Nd fractions were deposited in double arrangements of Re filaments and analyzed in metallic form in static mode, using a Finnigan MAT-262 mass spectrometer. Isotopic ratios were normalized for the  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  value of 0.7219 and the decay constant used was  $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ . The external precision for determination of the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio, based on repeated analysis of the BHVO-1 standard, is better than  $\pm 0.005\%$  ( $1\sigma$ ). Uncertainties in the Sm/Nd ratios are estimated at  $\pm 0.4\%$  ( $1\sigma$ ).  $T_{\text{DM}}$  values were calculated using the macros from DePaolo (1981) in MICROSOFT EXCEL and ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001).

## III.4. Results

Table III.1 presents the whole-rock chemical composition, and tables III.2 and III.3 show the results of U-Pb dating and Sm-Nd isotope geochemistry of the Ipameri-Catalão rocks. Figure III.4-A illustrates the compositional range of the analyzed metavolcanic rocks and its correlation with the petrographic classification of the protoliths.

Whole-rock major and trace-element chemistry, and isotopic results are described in the sections below, arranged by rock-type.

### III.4.1. Amphibolites

Amphibolites crop out in different places in the Ipameri-Catalão region, spatially associated with the Araxá Group metasedimentary rocks, including the Veríssimo and Maratá metavolcano-sedimentary sequences, and with the orthogneiss unit. Amphibolites mostly

represent deeply weathered decimetric to metric dykes, but suitable fresh specimens can be obtained locally. Petrographically, they are medium to fine grained gabbros and basalts, metamorphosed under amphibolite to epidote amphibolite facies conditions.

Whole-rock chemical analyses of the Ipameri-Catalão amphibolites are given in table III.1. These rocks have SiO<sub>2</sub> varying between 45.21 and 49.42 wt. %. Regarding MgO, amphibolites from within the orthogneiss unit are the most primitive (6.74 – 7.71 wt. %), followed by amphibolites from the Araxá Group (6.49 – 6.66 wt. %) and from the Veríssimo Sequence (4.81 wt. %). The latter (sample IPC54) has also the lowest SiO<sub>2</sub> (42.21 wt. %) and the highest alkali (2.81 wt. % Na<sub>2</sub>O, 0.94 wt. % K<sub>2</sub>O), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1.07 wt. %), and HFSE (58.6 ppm Nb, 312 ppm Zr) contents, suggesting a more alkaline character. Overall, TiO<sub>2</sub> varies from 1.24 to 3.42 wt. %, and is inversely correlated with MgO (table III.1).

The rock classification diagrams of figure III.4-A show that the coarse- and fine-grained amphibolites are consistent with gabbroic and basaltic protoliths, respectively. Sample IPC 54 (Veríssimo Sequence) plots near the basalt-basanite limit, consistent with its more alkaline and silica-poor character.

The amphibolites of the Ipameri-Catalão region present variable REE distribution pattern (figure III.6-A), depending on the geological context. Amphibolites occurring within the orthogneiss unit show a flat, horizontal REE pattern similar to transitional mid-ocean ridge basalts (T-MORB), with chondrite-normalized La<sub>Ch</sub>/Yb<sub>Ch</sub> between 0.92 and 1.14, and La concentration ca. 20-25 times the chondritic abundance. On the other hand, amphibolites occurring in the Araxá Group have a slightly more fractionated REE pattern, with La<sub>Ch</sub>/Yb<sub>Ch</sub> ranging from 2.14 to 2.73, and La abundances ca. 37-40 times chondritic (figure III.6-A). This pattern is similar to E-type MORB, consistent with Araxá group amphibolite analyses reported from other localities (Seer *et al.*, 2001), and indicates that the Araxá amphibolites originated from a slightly enriched mantle.

The Nb/Y vs. Zr/Y and Y/Nb vs. Zr/Nb discriminant diagrams show that the magma source of the basic metavolcanic rocks of the study area is of primitive E-MORB-type, transitional to N-MORB, except for IPC54 (Veríssimo Sequence) which may be derived from a more OIB-like source or, alternatively, was subjected to more significant interaction with crustal materials (Pearce, 1983; Brewer *et al.*, 2004; figure III.5-A and B).

In the normalized trace element diagram (figure III.6-B), amphibolites from the Araxá Group and orthogneiss unit are similar, respectively, to E-MORB and T-MORB regarding the REE and HFSE, but are enriched in LILE (particularly Cs and Rb) relatively to both

types of MORB. In addition, amphibolites from the orthogneiss unit are also enriched in K and Ba relatively to T-type MORB. The reason for this enrichment is not clear, but it is possible that some of the LILE underwent mobilization during hydrothermal alteration, crustal contamination or metamorphism.

The amphibolite sample from the Veríssimo Sequence (IPC54) displays a fractionated REE pattern, with  $La_{Ch}/Yb_{Ch}$  of 9.19, and La abundance 220 times chondritic (figure III.7-A). Therefore, it appears that this amphibolite is not related to the other analyzed amphibolite samples. Its REE pattern is similar to that of alkali basalt from rift environment or from ocean island. The normalized trace element diagram (Fig. III.7-B) shows that, although the overall slope of the Veríssimo amphibolite pattern is somewhat similar to OIB, the best fit is with continental rift basanite, including the small negative spikes of K, Sr, Zr, and, possibly, Ti, which are not present in the OIB pattern. The Sr negative anomaly seems to be magma continental contamination.

In the Maratá Sequence occurs tremolite schist, whose probably protholit is a metabasic rock. This rock presents a fractionated LREE pattern, with  $La_{Ch}/Sm_{Ch}$  of 3.3 and La abundances 157.4 times to chondrite value. HREE has a flat pattern with  $Gd_{Ch}/Yb_{Ch}$  equal 1.08, Yb 32.8 times chondrite concentration, negative Eu anomalie ( $Eu^*/Eu = 0.66$ ) and  $\Sigma REE$  equal 205.38 (figure III.7-A).

Figure III.7-B shows that this metabasic sample Maratá Sequence has negative Nb, Sr, Zr and Ti spike and positive K, P and Sm anomalies with fractionated LILE pattern related to HFSE analogous to crustal contamination conditions. The high silica concentration is related to quartz veins in the rock result of metamorphic fluids action, allowing  $SiO_2$  enrichment.

Rock Sample	Amphibolite							Metavolcanic				Diorite	Granodiorite	Granite				Schist														
	Araxá		Veríssimo		Maratá		Ortogneisses Domains		Maratá				Veríssimo	São	Maratá Pires Davinó- Ribeirão				Veríssimo	Araxá Group			Ibiá									
	Group		Sequence		Sequence		0.64 Ga		1.2 Ga		Sequence				East		West		Sequence	Marcos	Belo		polis		Sequence	East		West		Group		
	IPC03	IPC106	IPC54	IPC143	IPC10B	IPC137	IPC125	IPC47	IPC24	IPC36	IPC21	IPC53A	IPC118	IPC45	IPC07	IPC01	IPC28	IPC101	IPC31	IPC20	IPC61											
	<b>Major Elements (% wt)</b>																															
SiO <sub>2</sub>	46.47	49.42	45.21		64.72	47.19	47.58	47.12						71.13	65.03	68.65	74.67					57.63	58.94	69.46	73.87	74.10	74.30		57.45	53.76	71.85	66.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.98	14.11	14.83		8.05	13.56	15.41	13.88						14.24	15.87	14.22	13.28					18.48	15.66	14.80	12.66	14.12	13.44		22.31	20.41	14.48	13.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	14.33	13.40	18.05		3.01	14.26	12.04	13.39						3.81	8.42	5.01	2.60					10.39	8.55	3.78	2.23	0.88	1.96		5.36	9.97	3.62	7.01
MgO	6.66	6.49	4.81		7.23	6.74	7.55	7.71						1.05	1.70	1.33	0.58					1.81	3.04	1.06	0.20	0.14	0.32		1.71	2.69	0.76	3.34
CaO	10.08	10.01	3.70		11.14	12.13	11.41	12.76						0.44	0.63	1.41	0.37					0.55	4.55	1.60	0.87	0.80	0.20		0.07	1.04	0.53	0.77
Na <sub>2</sub> O	1.90	2.12	2.81		1.11	1.76	2.18	1.62						2.09	0.96	1.83	0.45					1.71	1.65	2.08	3.34	4.09	0.44		0.84	2.32	0.13	1.81
K <sub>2</sub> O	0.58	0.67	0.94		2.08	0.63	0.33	0.28						4.43	2.69	4.18	5.71					3.11	3.86	4.73	5.32	4.43	6.94		6.30	3.86	5.05	2.31
TiO <sub>2</sub>	1.88	1.67	3.42		0.35	1.83	1.24	1.26						0.41	1.11	0.66	0.30					1.65	1.22	0.46	0.19	0.05	0.25		1.08	1.49	0.73	0.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.14	1.07		0.80	0.14	0.09	0.11						0.17	0.11	0.14	0.22					0.15	0.31	0.18	0.01	0.03	0.15		0.01	0.12	0.07	0.17
MnO	0.25	0.19	0.17		0.37	0.21	0.18	0.21						0.06	0.09	0.07	0.06					0.11	0.11	0.06	0.04	0.16	0.04		0.03	0.38	0.07	0.13
LOI	2.30	1.60	4.70		0.80	0.80	1.60	1.30						1.70	3.00	2.00	1.90					4.00	1.80	1.30	0.80	0.70	1.60		4.70	3.50	2.30	3.00
Total	99.66	99.86	99.76		99.72	99.31	99.68	99.69						99.62	99.69	99.59	100.23					99.67	99.84	99.61	99.57	99.58	99.73		99.86	99.66	99.72	99.77
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/CaO	0.25	0.28	1.01		0.29	0.20	0.22	0.15						14.82	5.79	4.26	16.65					8.76	1.21	4.26	9.95	10.65	36.90		102.00	5.94	9.77	5.35
K <sub>2</sub> O+CaO	10.66	10.68	4.64		13.22	12.76	11.74	13.04						4.87	3.32	5.59	6.08					3.66	8.41	6.33	6.19	5.23	7.14		6.37	4.90	5.58	3.08
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	2.48	2.79	3.75		3.19	2.39	2.51	1.90						6.52	3.65	6.01	6.16					4.82	5.51	6.81	8.66	8.52	7.38		7.14	6.18	5.18	4.12
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3.28	3.16	2.99		0.53	2.79	6.61	5.79						0.47	0.36	0.44	0.08					0.55	0.43	0.44	0.63	0.92	0.06		0.13	0.60	0.03	0.78
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.31	0.32	0.33		1.87	0.36	0.15	0.17						2.12	2.80	2.28	12.69					1.82	2.34	2.27	1.59	1.08	15.77		7.50	1.66	38.85	1.28
	<b>Rare Earth Elements (ppm)</b>																															
La	8.70	9.50	52.40		37.30	5.90	8.90	4.60						26.90	45.40	36.40	44.00					96.70	37.50	34.80	93.70	33.70	38.50		8.30	67.80	17.50	33.80
Ce	20.10	23.10	110.80		82.30	14.90	7.20	12.20						89.70	88.80	63.70	98.30					187.40	86.00	70.00	165.30	33.00	79.90		17.80	134.10	27.40	49.90
Pr	2.80	2.98	15.72		8.63	2.30	2.28	1.76						6.17	10.29	9.46	12.45					20.84	9.74	8.46	16.19	5.98	9.95		2.29	15.06	3.77	6.99
Nd	13.80	15.10	73.20		36.90	12.10	10.50	10.00						26.20	40.00	38.80	47.50					85.30	39.10	32.80	51.00	19.80	40.80		8.50	55.20	15.20	31.40
Sm	4.00	4.00	15.30		7.30	4.40	3.20	3.20						5.50	8.50	6.70	10.10					15.70	7.40	6.20	8.70	4.80	9.00		2.20	9.60	3.50	6.00
Eu	1.42	1.38	4.89		1.57	1.45	1.21	1.22						0.90	1.67	1.01	0.75					3.06	1.77	1.27	0.55	0.76	0.67		0.40	1.93	0.64	1.29
Gd	4.54	4.46	12.48		7.29	6.09	4.75	3.95						5.00	6.35	5.12	7.71					11.64	4.93	4.82	6.03	5.15	8.37		2.58	6.54	3.86	5.76
Tb	0.84	0.82	2.03		1.34	1.16	0.87	0.80						0.86	1.11	0.85	1.51					1.86	0.84	0.82	1.10	1.33	1.49		0.40	1.20	0.88	0.94
Dy	5.11	4.51	10.10		8.21	7.23	5.86	4.64						5.18	6.27	5.05	8.57					9.13	4.18	4.84	6.95	10.07	9.17		2.54	7.17	6.45	5.46
Ho	1.13	1.04	1.89		1.87	1.67	1.27	1.11						1.10	1.33	1.08	1.69					1.76	0.78	0.89	1.52	2.37	1.94		0.45	1.49	1.66	1.20
Er	3.03	2.78	4.56		5.55	4.63	3.41	2.90						2.95	3.56	3.15	4.80					4.48	1.83	2.39	4.40	6.98	5.09		1.12	4.26	4.81	3.32
Tm	0.44	0.38	0.64		0.75	0.67	0.48	0.43						0.45	0.55	0.48	0.70					0.69	0.28	0.35	0.68	1.11	0.71		0.17	0.66	0.79	0.49
Yb	2.92	2.50	4.09		5.58	4.58	3.06	2.90						2.77	3.31	3.42	4.17					4.74	1.75	2.43	4.54	8.93	4.66		1.35	4.18	5.25	3.34
Lu	0.44	0.42	0.58		0.79	0.70	0.47	0.43						0.42	0.54	0.50	0.68					0.69	0.31	0.36	0.72	1.24	0.64		0.21	0.62	0.82	0.51
Sum REE	69.27	72.97	308.68		205.38	67.78	53.46	50.14						174.10	217.68	175.72	242.93					443.99	196.41	170.43	361.38	135.22	210.89		48.31	309.81	92.53	150.40
La <sub>Ch</sub> /Yb <sub>Ch</sub>	2.14	2.73	9.19		4.79	0.92	2.09	1.14						6.97	9.84	7.63	7.57					14.63	15.37	10.27	14.80	2.71	5.93		0.45	1.20	0.25	0.75
La <sub>Ch</sub> /Sm <sub>Ch</sub>	1.40	1.53	2.21		3.30	0.87	1.80	0.93						3.16	3.45	3.51	2.81					3.98	3.27	3.62	6.95	4.53	2.76		0.55	1.03	0.73	0.82
Gd <sub>Ch</sub> /Yb <sub>Ch</sub>	1.29	1.48	2.52		1.08	1.10	1.28	1.13						1.49	1.59	1.24	1.53					2.03	2.33	1.64	1.10	0.48	1.49		1.16	0.95	0.44	1.04
Eu*/Eu	1.02	1.00	1.08		0.66	0.86	0.95	1.05						0.52	0.69	0.53	0.26					0.69	0.90	0.71	0.23	0.47	0.24		0.79	1.15	0.82	1.03

Table III.1 – ICP-MS/AES geochemical data of Ipameri-Catalão region rocks.

Rock Sample	Amphibolite							Metavolcanic				Diorite	Granodiorite	Granite				Schist			
	Araxá		Veríssimo	Maratá	Orogneisses Domains		Maratá Sequence	Araxá Group			Veríssimo Sequence	São Marcos	Maratá	Pires	Davinó-	Ribeirão	Veríssimo Sequence	Araxá Group		Ibiá Group	
	Group	Sequence	Sequence	0.64 Ga	1.2 Ga	East		West	Belo	polis				IPC28	East	West					
IPC03	IPC106	IPC54	IPC143	IPC10B	IPC137	IPC125	IPC47	IPC24	IPC36	IPC21	IPC53A	IPC118	IPC45	IPC07	IPC01	IPC28	IPC101	IPC31	IPC20	IPC61	
<b>Trace Elements (ppm)</b>																					
Ba	90.00	105.00	421.00	411.00	84.00	192.00	34.00	768.00	416.00	682.00	797.00	626.00	1141.00	870.00	254.00	661.00	807.00	896.00	832.00	981.00	523.00
Sc	45.00	42.00	23.00	11.00	56.00	45.00	57.00	9.00	19.00	13.00	6.00	27.00	24.00	9.00	7.00	3.00	5.00	22.00	22.00	14.00	22.00
Cs	1.50	0.50	0.30	7.50	6.20	0.20	0.10	9.20	7.80	7.80	9.30	7.30	5.50	6.10	7.60	2.40	4.60	14.30	7.30	2.40	4.60
Ga	21.50	19.50	27.20	13.40	19.00	19.30	16.40	18.90	21.00	20.80	18.20	28.70	22.60	18.90	21.10	17.50	17.70	27.80	28.00	21.50	19.80
Hf	2.90	2.90	8.50	2.40	3.30	1.80	2.10	5.40	7.40	6.70	5.70	7.70	10.70	5.20	6.60	2.70	4.70	5.90	8.60	7.40	4.70
Nb	7.00	7.00	58.60	7.60	2.90	1.60	3.00	10.40	22.20	15.00	11.00	26.60	23.40	11.60	71.50	149.80	9.80	20.00	45.50	16.70	8.90
Rb	13.40	22.10	21.10	105.00	14.90	11.00	6.40	221.50	148.80	202.80	315.90	150.00	196.30	208.20	297.00	167.20	305.50	272.40	183.80	187.70	77.30
Sn	1.00	1.00	2.00	1.00	2.00	3.00	5.00	8.00	4.00	4.00	8.00	3.00	4.00	3.00	4.00	1.00	9.00	4.00	5.00	5.00	1.00
Sr	161.20	192.70	134.50	355.90	102.70	103.90	123.10	45.80	79.90	93.60	29.20	133.80	214.10	110.60	63.10	200.20	68.00	124.80	84.80	34.70	72.80
Ta	0.50	0.50	3.50	0.70	0.30	0.10	0.20	1.00	1.60	1.30	1.10	1.80	1.00	1.00	5.90	14.90	0.90	1.60	2.80	1.30	0.80
Th	1.30	1.90	4.60	9.20	0.40	0.30	0.30	19.60	15.40	17.60	18.00	15.60	11.10	17.20	38.40	13.30	16.10	19.60	13.20	16.60	6.80
U	0.30	0.40	1.30	1.10	----	----	----	2.20	3.20	4.80	6.60	2.80	2.30	2.50	9.70	27.50	5.10	3.60	0.80	3.80	2.30
V	323.00	305.00	80.00	38.00	417.00	287.00	331.00	36.00	108.00	60.00	12.00	169.00	141.00	34.00	8.00	5.00	7.00	139.00	135.00	73.00	150.00
Zr	95.90	96.40	312.20	90.70	100.10	53.70	53.10	161.60	236.30	221.60	173.80	253.30	365.90	169.60	177.40	54.90	123.50	186.20	264.10	254.50	152.10
Y	30.10	26.00	53.20	64.10	46.20	36.00	26.90	31.10	34.00	30.00	47.10	47.00	20.10	22.90	44.40	87.00	51.70	11.60	38.80	44.70	38.70
Mo	0.30	0.40	0.30	0.10	----	0.20	----	0.10	0.40	0.30	0.10	0.40	0.70	0.30	1.10	0.40	0.10	0.10	11.10	1.10	0.10
Cu	30.40	52.30	7.60	0.40	36.70	120.10	38.50	17.10	23.90	25.90	2.20	20.40	23.30	13.10	0.70	9.80	9.10	30.00	93.70	16.30	58.90
Pb	2.30	0.40	1.60	10.00	1.00	0.40	0.20	23.10	8.90	17.30	25.80	4.90	5.90	8.50	11.30	49.70	4.50	5.60	23.00	19.00	17.20
Zn	65.00	30.00	186.00	9.00	39.00	26.00	15.00	40.00	79.00	59.00	6.00	83.00	85.00	52.00	30.00	2.00	25.00	32.00	141.00	10.00	107.00
Ni	44.30	33.50	3.30	4.40	35.70	49.80	14.80	7.40	80.30	14.40	1.10	11.90	18.80	8.50	0.90	0.50	2.10	5.50	51.60	1.70	63.70
As	0.90	1.70	0.50	0.60	----	----	3.30	1.30	0.90	0.50	3.50	8.60	2.40	0.50	2.30	1.40	0.50	----	5.40	156.10	5.00
Cd	0.10	0.10	0.10	0.10	----	0.10	----	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	----	0.10	0.10	0.20
Sb	0.30	0.20	0.10	0.10	----	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.30	0.10	0.10	0.10
Bi	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	----	0.50	0.30	0.20	0.60	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30	0.30	0.40	0.50	0.20
Tl	0.10	0.10	0.10	0.10	0.40	0.50	----	0.60	0.60	0.60	0.20	0.10	0.80	0.70	0.40	0.10	0.40	0.20	0.30	0.20	0.10
Cr	321.70	95.82	6.84	27.38	184.80	171.12	246.41	13.69	82.14	34.22	6.84	75.29	68.45	20.53	6.84	6.84	6.84	102.63	109.51	41.07	82.14
Ti	11271.0	10012.0	20503.6	2098.3	10971.2	7434.1	7554.0	2458.0	6654.7	3956.8	1798.6	9892.1	7314.1	2757.8	1139.1	299.8	1498.8	6474.4	8932.9	4376.5	4676.3
Rb/Sr	0.08	0.11	0.16	0.30	0.15	0.11	0.05	4.84	1.86	2.17	10.82	1.12	0.92	1.88	4.71	0.84	4.49	2.18	2.17	5.41	1.06
Rb/Ba	0.15	0.21	0.05	0.26	0.18	0.06	0.19	0.29	0.36	0.30	0.40	0.24	0.17	0.24	1.17	0.25	0.38	0.30	0.22	0.19	0.15
Th/Ta	2.60	3.80	1.31	13.14	1.33	3.00	1.50	19.60	9.63	13.54	16.36	8.67	11.10	17.20	6.51	0.89	17.89	12.25	4.71	12.77	8.50
Yb/Ta	5.84	5.00	1.17	7.97	15.27	30.60	14.50	2.77	2.07	2.63	3.79	2.63	1.75	2.43	0.77	0.60	5.18	0.84	1.49	4.04	4.18
Ti/V	34.89	32.83	256.29	55.22	26.31	25.90	22.82	68.28	61.62	65.95	149.88	58.53	51.87	81.11	142.39	59.95	214.11	46.58	66.17	59.95	31.18

Table III.1 – ICP-MS/AES geochemical data of Ipameri-Catalão region rocks (continued).

Sample Fraction	Size (mg)	U ppm	Pb ppm	Pb 206 Pb204	Pb207* U235	Pb206* U238 (pct)	Correl. Coeff. (rho)	Pb207* Pb206* (pct)	Pb206* U238 Age	Pb207* U235 Age	Pb207* Pb206* Age (Ma)	Quant.				
<b>IPC01- garnet-muscovite granite</b>																
IPC 01 D11	0.011	2787.2	350.09	675.187	1.00341	0.348	0.112779	0.327	0.943642	0.0645283	0.115	688.86	705.54	758.99	2.4	2
IPC 01 D12	0.012	999.3	111.58	851.1055	0.960976	0.702	0.107142	0.658	0.940362	0.0650509	0.239	656.13	683.8	775.98	5	3
IPC 01 D14	0.019	1196.2	151.93	488.6499	0.986872	0.366	0.111134	0.358	0.979413	0.0644043	0.0738	679.33	697.12	754.93	1.6	1
IPC 01 G	0.011	769.0	96.532	1643.032	1.09357	0.468	0.120445	0.435	0.932227	0.0658497	0.169	733.13	750.23	801.06	3.5	3
IPC 01 J	0.011	415.0	58.759	2371.456	1.20621	0.524	0.130385	0.411	0.78549	0.0670959	0.325	790.06	803.45	840.75	6.8	5
IPC 01 R	0.034	2323.1	289.02	675.3076	1.01118	1.61	0.115	1.44	0.907075	0.0632298	0.679	707.42	709.47	715.97	14	1
IPC 01 W	0.014	860.6	93.669	1777.103	0.937241	0.375	0.104363	0.328	0.88285	0.0651335	0.176	639.93	671.44	778.65	3.7	10
IPC 01 Z	0.014	1617.3	185.51	2074.962	1.0091	0.552	0.112589	0.546	0.98942	0.0650038	0.0801	687.77	708.42	774.46	1.7	4
<b>IPC07 - Biotite granite</b>																
IPC 07 D9	0.01	407.2	56.944	985.0764	1.17778	0.757	0.129628	0.708	0.943631	0.0658971	0.251	785.74	790.28	803.11	5.3	3
IPC 07 D7	0.019	377.8	53.892	2225.748	1.20791	0.574	0.133353	0.532	0.933939	0.0656949	0.205	806.96	804.23	796.67	4.3	15
IPC 07 D1	0.009	629.2	71.232	1161.945	0.973668	1.19	0.106449	0.84	0.74488	0.0663389	0.795	652.09	690.35	817.09	17	9
IPC 07 D2	0.032	497.3	70.528	6125.034	1.19717	0.334	0.1322	0.264	0.80316	0.0656786	0.199	800.4	799.28	796.15	4.2	20
IPC 07 D3	0.017	380.3	47.288	2532.545	1.05791	0.375	0.1161	0.323	0.87524	0.0660866	0.182	708.08	732.79	809.12	3.8	9
<b>IPC28 - Garnet-biotite-muscovite gneiss granodioritic</b>																
IPC 28 D6	0.011	588.4	44.006	977.5344	0.894531	0.821	0.0731936	0.787	0.957194	0.0886382	0.238	455.37	648.8	1396.4	4.6	8
IPC 28 D8	0.02	218.6	25.881	238.8466	0.879027	2.04	0.103902	1.98	0.97173	0.0613589	0.482	637.23	640.46	651.84	10	13
IPC 28 D9	0.011	572.6	54.241	1164.96	0.974381	0.671	0.0957747	0.637	0.951691	0.0737865	0.206	589.6	690.72	1035.6	4.2	7
IPC 28 D10	0.015	450.7	38.173	1312.753	0.846029	0.723	0.0823809	0.674	0.934104	0.0744831	0.258	510.32	622.47	1054.6	5.2	4
IPC 28 2 MZ	0.012	165.2	18.896	196.0012	0.925696	3.41	0.108039	3.35	0.985896	0.0621423	0.57	661.35	665.37	679.01	12	2
IPC 28 D12	0.011	189.2	21.984	255.8107	1.07421	3.49	0.110837	3.17	0.915465	0.0702917	1.41	677.6	740.8	936.89	29	7
<b>IPC36 - Biotite-muscovite-plagioclase schist mylonitic (meta volcanic)</b>																
IPC36 6	0.022	279.6	32.791	855.5383	0.973915	1.3	0.111207	1.16	0.902263	0.0635169	0.563	679.75	690.48	725.58	12	1
IPC36 14	0.026	356.2	39.637	2216.64	1.03692	0.582	0.114724	0.442	0.79023	0.0655525	0.357	700.12	722.38	792.12	7.5	2
IPC36 11	0.022	355.3	55.828	2047.608	1.86012	0.581	0.150392	0.45	0.80601	0.0897051	0.344	903.16	1067	1419.3	6.6	2
IPC36 1	0.021	268.4	20.298	1007.004	0.601154	0.648	0.067626	0.507	0.80627	0.0644719	0.383	421.84	477.97	757.15	8.1	2
IPC36 15	0.036	309.1	37.605	737.6335	1.20454	3.12	0.117044	1.03	0.51376	0.0746402	2.74	713.53	802.68	1058.8	55	1
IPC36 R	0.023	239.6	39.611	107.1818	0.935871	2.25	0.102011	1.15	0.6132	0.0665376	1.79	626.18	670.72	823.33	37	2
IPC36 P	0.022	214.7	28.391	410.5834	1.51441	1.33	0.122034	1.28	0.965724	0.0900036	0.345	742.26	936.22	1425.6	6.6	2
IPC36 3	0.01	1406.0	74.568	1361.361	0.454595	0.685	0.0511798	0.623	0.91687	0.0644205	0.274	321.76	380.49	755.47	5.8	1
IPC36 8	0.01	668.8	54.087	1483.727	0.699498	0.424	0.0795595	0.377	0.89252	0.0637665	0.191	493.49	538.49	733.9	4	1
IPC36 9	0.01	468.3	57.581	1082.902	1.03012	2.95	0.118086	1.16	0.3938	0.0632686	2.71	719.54	718.99	717.27	58	1

Table III.2 – U-PB (ID-TIMS) results of Ipameri-Catalão region rocks.



Sample Fraction	Size (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Pb 206 Pb204	Pb207* U235	Pb206* U238 (pct)	Correl. Coeff. (rho)	Pb207* Pb206* (pct)	Pb206* U238 Age	Pb207* U235 Age	Pb207* Pb206* Age	(Ma)	Quant.			
<b>IPC47 - Muscovite-biotite-plagioclase-quartz schist</b>																
IPC 47 D2	0.029	272.3	32.283	1954.845	1.10235	0.482	0.122388	0.463	0.961428	0.0653253	0.133	744.29	754.49	784.83	2.8	1
IPC 47 D3	0.028	274.2	32.171	4719.147	1.07322	0.229	0.118556	0.222	0.972841	0.0656544	0.053	722.24	740.32	795.38	1.1	1
IPC 47 D4	0.045	313.0	42.301	1248.099	1.28725	0.504	0.134587	0.501	0.994073	0.0693682	0.0548	813.98	840.08	909.71	1.1	2
IPC 47 D5	0.017	275.8	32.916	2894.325	1.10978	0.26	0.12265	0.231	0.8932	0.0656248	0.117	745.8	758.07	794.43	2.5	1
IPC 47 D1	0.035	228.0	26.204	3474.599	1.07568	0.305	0.11922	0.259	0.86879	0.0654384	0.151	726.07	741.52	788.46	3.2	1
IPC 47 D1	0.035	228.0	26.177	3097.479	1.06734	0.282	0.119002	0.263	0.934772	0.0650501	0.1	724.82	737.44	775.96	2.1	1
IPC 47 B	0.015	281.5	36.787	1673.782	1.15475	1.04	0.128154	0.868	0.83245	0.0653518	0.578	777.32	779.49	785.68	12	1
IPC 47 E	0.018	261.9	33.031	3387.146	1.13869	0.839	0.127785	0.647	0.7836	0.646289	0.521	775.22	771.89	762.28	11	1
<b>IPC101 - Garnet-biotite-muscovite-quartz-chlorite feldspar schist (meta volcanic)</b>																
IPC101 16	0.015	417.3	55.331	1000.788	1.42806	2.38	0.137058	1.3	0.6482	0.0755684	1.83	828.01	900.74	1083.7	37	40
IPC101 18	0.017	463.8	56.704	4364.236	1.43345	0.393	0.120739	0.377	0.959339	0.0861059	0.111	734.82	902.99	1340.6	2.1	40
IPC101 20	0.016	473.7	63.491	5449.975	1.55178	0.512	0.131876	0.418	0.82068	0.0853419	0.292	798.56	951.2	1323.3	5.7	40
IPC101 6	0.031	103.4	14.776	1917.533	1.42459	0.448	0.130065	0.444	0.989148	0.0794379	0.0659	788.24	899.29	1183.1	1.3	3
IPC101 7	0.019	58.1	7.3225	750.4113	0.909254	0.843	0.106757	0.789	0.939521	0.0617713	0.289	653.89	656.66	666.2	6.2	1
IPC101 9	0.011	275.5	39.601	987.431	1.51677	0.963	0.129542	0.945	0.979591	0.084492	0.194	785.25	937.18	1313.7	3.8	3
IPC101 D8	0.008	224.7	40.464	421.0943	1.97759	1.28	0.157779	1.28	0.9938335	0.090905	0.142	944.42	1107.9	1444.6	2.7	3
IPC101 07_2	0.019	107.1	14.474	3190.007	1.076	0.533	0.12222	0.424	0.79737	0.0638511	0.322	743.33	741.68	736.7	6.8	6
IPC101 8	0.022	268.3	47.61	1996.384	2.06087	0.476	0.171764	0.418	0.8761	0.0870195	0.23	1021.8	1135.9	1360.9	4.4	7
IPC101 9_2	0.022	267.6	37.009	3632.703	1.4011	0.261	0.140407	0.249	0.95668	0.0723737	0.0759	846.96	889.4	996.47	1.5	5
IPC101 10	0.014	379.0	60.327	3820.96	1.99645	0.395	0.155714	0.308	0.78231	0.0929881	0.246	932.92	1114.3	1487.6	4.7	10

Table III.2 – U-Pb (ID-TIMS) results of Ipameri-Catalão region rocks (continued).

Notes for Table III.2:

- Total U and Pb concentrations corrected for analytical blank;
- Not corrected for blank or non-radiogenic Pb;
- Radiogenic Pb corrected for blank and initial Pb; U corrected for blank
- Ages given in Ma using decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977)

Number	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\pm 2\sigma)$	T(Ga)	E(T)	$T_{DM}(\text{Ma})$
<b>Granites</b>								
IPC 01	Garnet-muscovite granite (Davinópolis)	4,61	19,56	0,1424	0,512323(±07)	<b>0,775</b>	-0,77	<b>1524</b>
IPC07	Biotite granite (Pires Belo)	8,38	52,24	0,0970	0,512049(±08)	<b>0,798</b>	-1,31	<b>1290</b>
IPC118	Biotite Granodiorite (São Marcos)	7,12	38,99	0,1103	0,511774(±07)	<b>0,798</b>	-8,06	<b>1858</b>
<b>Gneisses</b>								
IPC45	Granitic muscovite-biotite gneiss	6,04	31,01	0,1177	0,511792(±06)	<b>0,770</b>	-8,73	<b>1971</b>
IPC28	Granodioritic garnet-biotite-muscovite gneiss	8,87	37,74	0,1421	0,511909(±11)	<b>0,652</b>	-9,68	<b>2406</b>
IPC53A	Dioritic muscovite-biotite gneiss	15,13	80,85	0,1131	0,511855(±06)	<b>0,727</b>	-7,52	<b>1787</b>
<b>Amphibolites</b>								
<b>Araxá Group</b>								
IPC03	São Marcos Amphibolite	3,96	13,84	0,1730	0,512604(±22)	<b>0,799</b>	1,75	<b>1618</b>
IPC106	Amphibolite	3,77	13,89	0,1641	0,512509(±11)	<b>0,727</b>	0,52	<b>1617</b>
<b>Veríssimo Sequence</b>								
IPC54	biotite/chlorite-plagioclase schist	14,80	70,71	0,1265	0,512296(±12)	<b>0,727</b>	-0,15	<b>1295</b>
IPC184	Amphibolite	3,54	10,50	0,2038	0,512733(±18)	<b>0,750</b>	1,19	---
<b>Maratá Sequence</b>								
IPC143	Tremolite schist	7,03	32,82	0,1295	0,511779(±08)	<b>0,770</b>	-10,16	<b>2278</b>
<b>Ortogneisses</b>								
<b>- Domain ca. 640 Ma</b>								
IPC10B	Amphibolite (Metagabbro)	4,32	12,43	0,2103	0,512998(±07)	<b>0,640</b>	5,91	---
IPC137	Amphibolite (Metagabbro)	3,39	10,28	0,1991	0,512874(±06)	<b>0,640</b>	4,41	---
<b>- Domain ca. 1.2 Ga</b>								
IPC125	Amphibolite (Metagabbro)	2,87	8,99	0,1931	0,512755(±11)	<b>1,260</b>	2,87	---
<b>Metavolcanic</b>								
<b>Maratá Sequence</b>								
IPC47	Muscovite-biotite-plagioclase-quartz schist	9,19	46,80	0,1187	0,511776(±13)	<b>0,770</b>	-9,15	<b>2018</b>
<b>Araxá Group</b>								
<b>East</b>								
IPC24	Feldspar biotite-quartz schist	7,76	38,95	0,1204	0,511787(±06)	<b>0,750</b>	-9,30	<b>2037</b>
IPC36	Mylonitic biotite-muscovite-plagioclase schist	6,48	33,36	0,1174	0,511829(±08)	<b>0,718</b>	-8,53	<b>1908</b>
<b>West</b>								
IPC21	Feldspar garnet-biotite-muscovite-quartz schist	9,78	45,82	0,1290	0,511877(±07)	<b>0,798</b>	-7,95	<b>2084</b>
<b>Metasedimentary rocks</b>								
<b>Veríssimo Sequence</b>								
IPC101	Feldspar garnet-biotite-muscovite-quartz-chlorite schist	2,09	8,56	0,1475	0,512007(±11)	<b>0,650</b>	-8,22	<b>2376</b>
<b>Araxá Group</b>								
<b>East</b>								
IPC31	Garnet-biotite-quartz-muscovite schist	9,04	52,60	0,1039	0,511753(±08)	<b>0,798</b>	-7,80	<b>1777</b>
<b>West</b>								
IPC43A	Mylonitic carbonaceous quartz-muscovite schist	10,59	59,39	0,1078	0,511801(±11)	<b>0,798</b>	-7,26	<b>1773</b>
IPC43	Fine mylonitic muscovite quartzite	5,94	31,96	0,1124	0,511770(±15)	<b>0,798</b>	-8,33	<b>1900</b>
IPC44	Garnet-chloritoid-chlorite-quartz-muscovite schist	12,64	69,13	0,1106	0,511702(±08)	<b>0,798</b>	-9,48	<b>1968</b>
<b>Ibiá Group</b>								
IPC61	Biotite-chlorite-muscovite-quartz schist	5,63	33,56	0,1015	0,511872(±06)	<b>0,798</b>	-5,22	<b>1578</b>
IPC60	Biotite-chlorite-muscovite-quartz schist	3,68	12,48	0,1783	0,512424(±07)	<b>0,798</b>	-2,31	<b>2689</b>

Table III.3 – Sm - Nd (ID-TIMS) results of Ipameri-Catalão region rocks in  $T_{DM}$  increasing order.

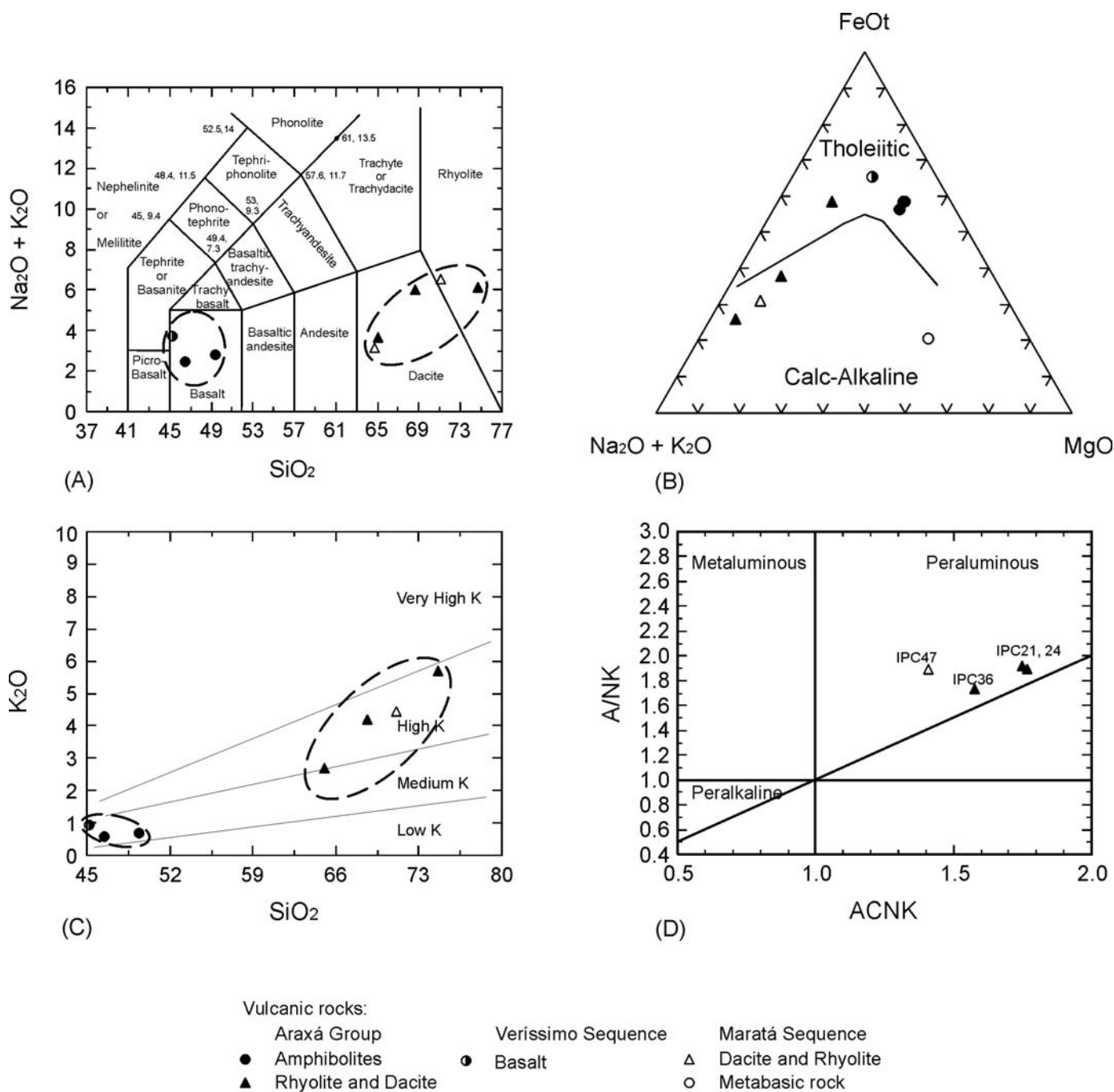


Figure III.4 – (A) Chemical classification and nomenclature of metavolcanic rocks using the total alkalis versus silica diagram (TAS – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub>; Le Maitre, 1989); (B) AFM diagram showing the calc-alkaline and tholeiitic fields (A= Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, F= FeO+0.8998Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and M=MgO; Irvine & Baragar, 1971); (C) Subdivision of subalkaline rocks using the K<sub>2</sub>O vs. silica diagram (Le Maitre *et al.*, 1989); (D) plot of Shand's index for felsic rocks (A/NK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) and A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; Maniar & Piccoli, 1989).

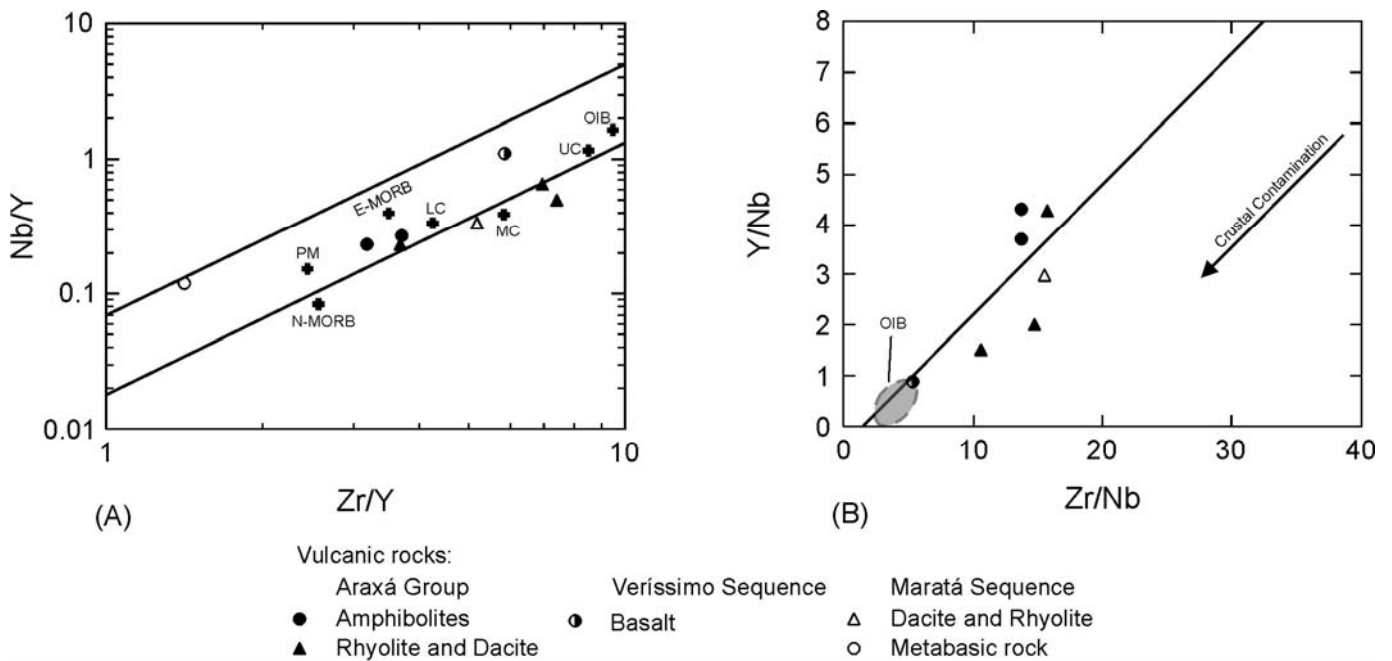


Figure III.5 – (A) Log(Nb/Y) vs. Log(Zr/Y) plot showing the composition of the studied rocks (average values for primitive mantle (PM), N-MORB, E-MORB, and OIB from Sun & McDonough, 1989; parallel lines define the upper and lower bounds of the Iceland array from Fitton *et al.*, 1997; average upper (UC), middle (MC) and lower (LC) crust from Brewer *et al.*, 2004; (B) Y/Nb vs. Zr/Nb diagram plotting the crustal contamination trend (Pearce, 1983) of metavolcanic rocks of the Ipameri-Catalão region.

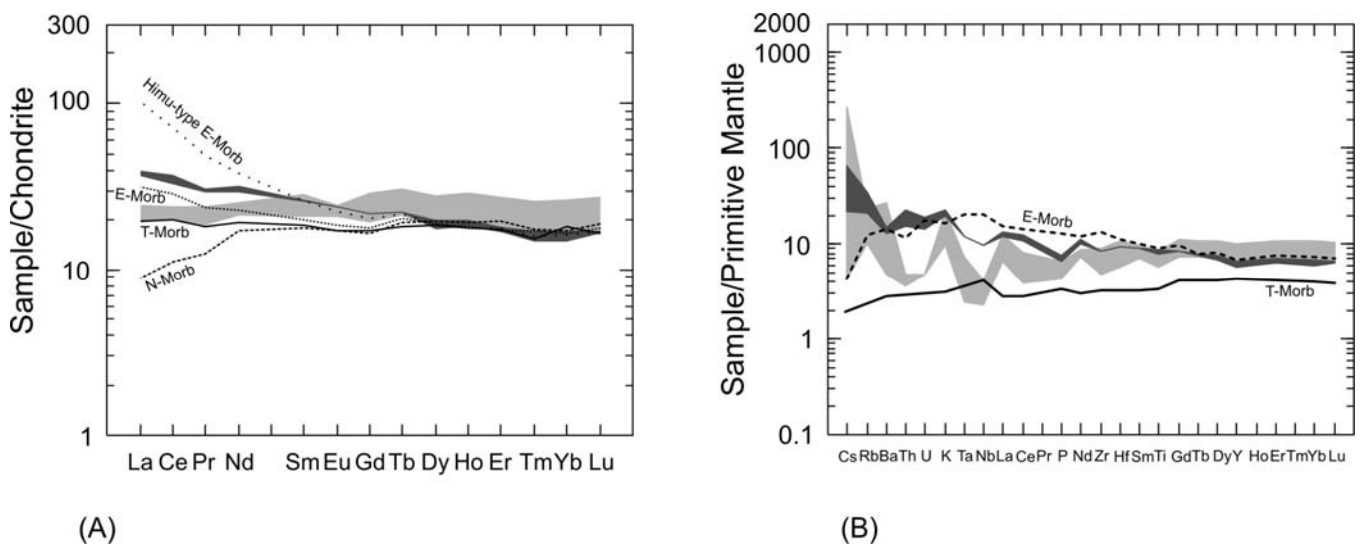


Figure III.6 – (A) Chondrite-normalized REE patterns of amphibolite from the orthogneiss unit (light-grey field) and Araxá Group amphibolites (dark-grey field), compared to model values of different MORB types (Hannigan *et al.*, 2001). Normalization values from Sun and McDonough, 1989. (B) Trace-element normalized diagram showing both types of amphibolites, compared to T-MORB (Sun *et al.*, 1979) and E-MORB (Niu *et al.*, 2002). Primitive Mantle normalization values from Sun and McDonough (1989).

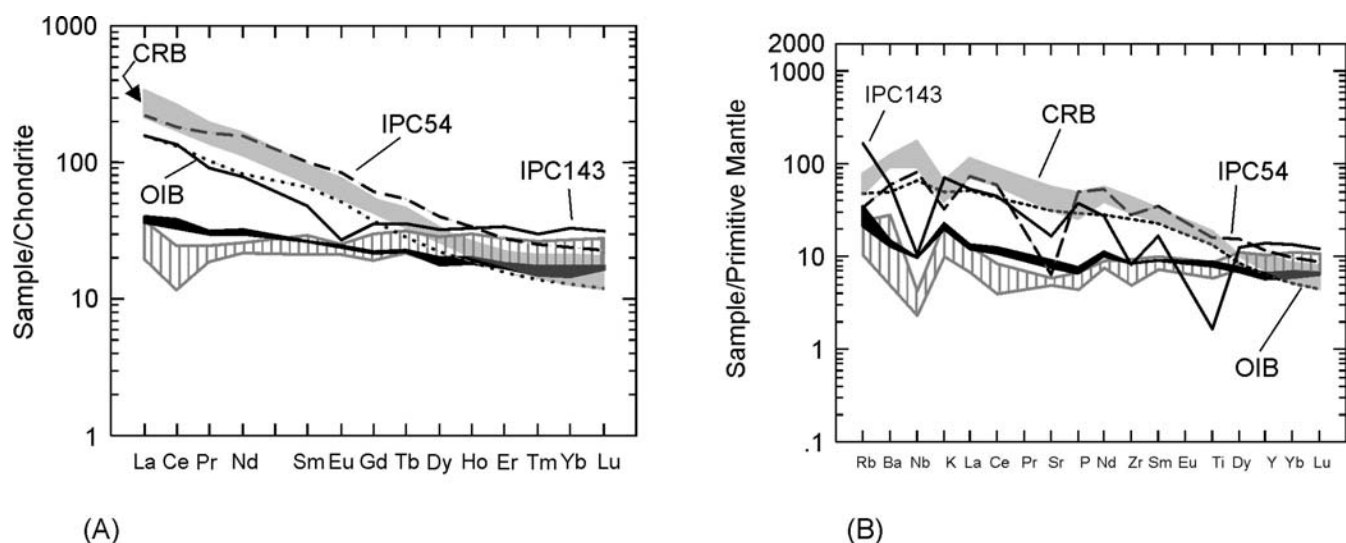


Figure III.7 – (A) Chondrite-normalized REE patterns, and (B) Trace-element normalized diagrams from IPC54 amphibolite (dashed line) from the Veríssimo Sequence, IPC143 metabasic rock from Maratá Sequence (continuous line), amphibolites (dark-grey field) belonging to Araxá Group, and amphibolites from the orthogneiss unit (vertical ornamented field), compared to model value from OIB and CRB (dotted line and light-grey field respectively; Sun & McDonough, 1989; Le Roex *et al.*, 2001; MacDonald *et al.*, 2001). Chondrite and Primitive Mantle normalization values from Sun and McDonough (1989).

Amphibolites from the orthogneiss unit have  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between 2.87 and 5.91, whereas in the Araxá amphibolites  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  varies from 0.52 to 1.75, and in the Veríssimo amphibolites,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values are between -0.15 and 1.19 (Table III.3, figure III.8). All amphibolite  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  calculations assumed a crystallization age between 0.775 and 0.798 Ga, associated to the felsic metavolcanic and granites ages (figures III.10-B, III.16 and III.17). Nd model ages were obtained for the Veríssimo amphibolite (1.3 Ga) and the Araxá amphibolites (1.62 Ga), but the amphibolites from the orthogneiss unit did not yield reliable  $T_{\text{DM}}$  results. The positive or near-zero  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values indicate that these amphibolites represent primitive magmas, but their trace element contents,  $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ , and Nd model ages indicate that they originated from different mantle sources. Both  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  and  $T_{\text{DM}}$  values are negatively correlated with  $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$ , indicating that the least-enriched amphibolites (T-MORB type, orthogneiss unit) originated from a slightly depleted or transitional mantle source, whereas the most enriched Veríssimo amphibolite derived from an enriched, slightly younger mantle source, perhaps with some contribution from crustal materials.

Otherwise, the Maratá metabasic sample has a different pattern with  $T_{DM}$  equal 2.27 Ga and high negative  $\epsilon_{Nd(T)}$  value (-10.16) probably associated to Paleoproterozoic to Archean magma source that underwent crustal reworking.

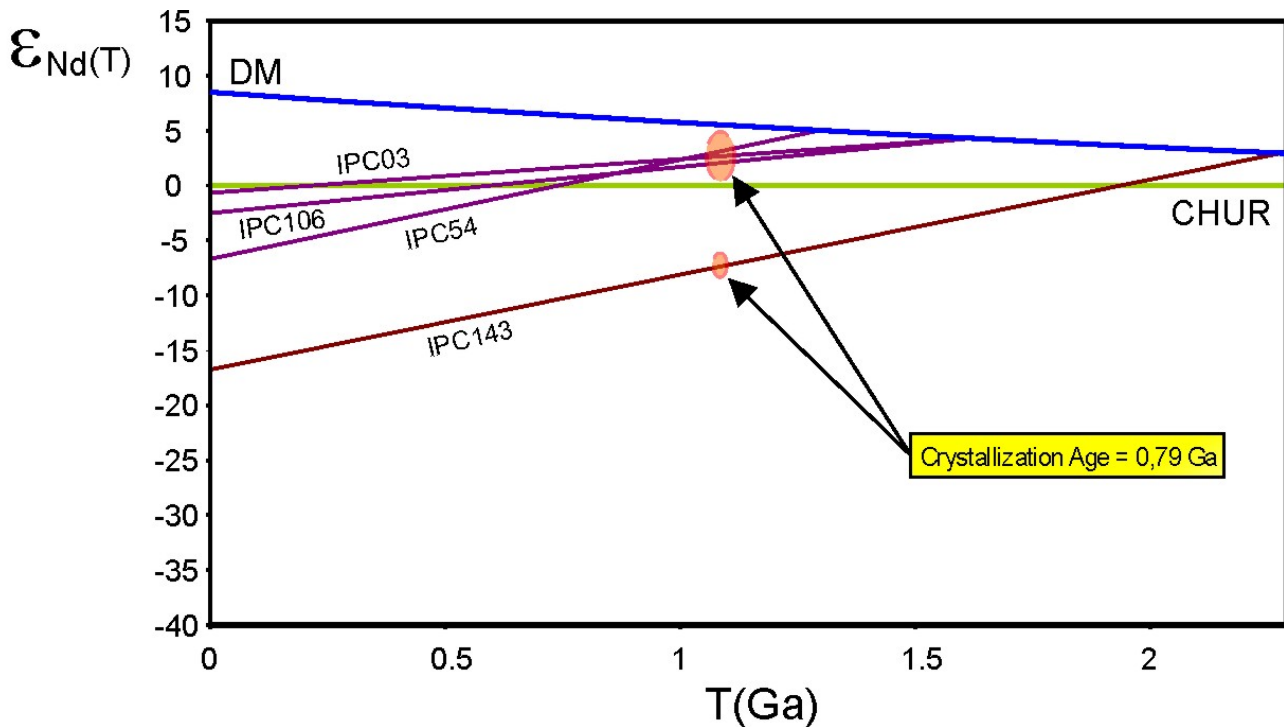


Figure III.8 –  $\epsilon_{Nd(T)}$  x time evolution diagram showing the isotopic composition of Ipameri-Catalão amphibolites. Data taken from table III.3.

### III.4.2. Intermediate to Acid Metavolcanic Rocks

Metavolcanic rocks, initially attributed to the basal portion of the Araxá Group (Barbosa, 1955) are found in the Ipameri-Catalão region in different lithological units, including the Veríssimo and Maratá sequences. They occur as garnet-muscovite-biotite-K-feldspar-quartz schist and biotite-muscovite-plagioclase-quartz schist, often with feldspar and blue quartz porphyroclasts, within metasedimentary rocks of the Araxá Group.

The Veríssimo Sequence also hosts a variety of granite intrusions. The Sesmaria Granite occurs as a N-S elongated, ca. 12 km-sized body, tectonically emplaced along the contact of amphibolite, chlorite-talc schist, and muscovite chlorite-talc schist with a quartz-feldspar mylonite belonging to the Veríssimo basal unit. The Encruzilhada Granite intrudes the main

quartzite unit in the middle part of the sequence, and the Tambu Granite intrudes feldspar-biotite-muscovite schist near the top of the Veríssimo Sequence.

The Maratá Sequence (Dardenne *et al.*, 1991; Pimentel *et al.*, 1992; 1995a; Lacerda Filho *et al.*, 1995; 2004) consists of N-S belts of metavolcano-sedimentary rocks, stretching almost continuously from Pires do Rio to the west of Nova Aurora. At the base, the sequence is composed of calc-phyllite, locally containing pebbles of granite and carbonate, followed by tremolite-chlorite schist, chlorite schist, gondites and hornblende metagabbro. This unit is tectonically overlain by staurolite-garnet micaschist, subordinate carbonaceous schist, talc schist, chlorite-actinolite schist, and marble, followed by feldspar-bearing quartz micaschist. Blue quartz and K-feldspar porphyroclasts are common and, together with other preserved igneous features, allowed the recognition of these rocks as felsic metavolcanics and associated granite bodies (Dardenne *et al.*, 1991).

Apart from the amphibolites (metabasalts) described earlier, the remainder of the Ipameri-Catalão metavolcanic rocks range in composition from dacite to rhyolite, as shown in the rock-classification diagrams of figure III.4-A. They are subalkaline, peraluminous ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  13.28-15.87 wt. %) rocks, ranging in  $\text{SiO}_2$  from 65.03 to 74.67 wt%.  $\text{SiO}_2$  is reasonably well correlated with most elements, suggesting crystal fractionation. MgO is below 2 wt%. and Cr and Ni are both low, indicating the evolved character of these rocks.

The REE patterns of rhyodacitic metavolcanics (Figure III.9-A) also show higher LREE fractionation ( $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$  6.97 - 9.84, La 113.50 - 191.56 times chondritic) compared to HREE ( $\text{Gd}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$  1.24-1.59, Lu 16.54-31.10 times chondritic values).  $\Sigma\text{REE}$  varies between 174.10 and 242.93 ppm. Eu/Eu\* values between 0.26 and 0.69 correspond to prominent negative Eu anomalies (Table III.1; figure III.9-A). These rocks have been variously interpreted as the consequence of heterogeneous magma sources, crustal contamination or, alternatively, moderate to high-pressure fractional crystallization.

The spider diagram normalized to the primitive mantle shows Nb, Sr, P, Zr and Ti troughs, and high LILE and HREE. The high contrast with the behavior of the amphibolites in similar diagrams is consistent with a bimodal character for the magmatism in the studied region. This is also supported by the  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram (figures III.4-A). When normalized to ocean ridge granite (figure III.9-C) the studied rhyodacites show the same pattern as the

Mesoproterozoic Juscelândia felsic metavolcanics from the northern section of the Brasília Belt, which are interpreted as part of a bimodal volcanism marking the transition from continental rift to ocean basin (Moraes *et al.*, 2003).

The discriminant diagrams Nb/Y vs. Zr/Y and Y/Nb vs. Zr/Nb show that the magma source for the felsic metavolcanic rocks of Ipameri-Catalão is compositionally heterogeneous, varying predominantly between the lower and upper continental crust (Brewer *et al.*, 2004; figure III.5-A and B).

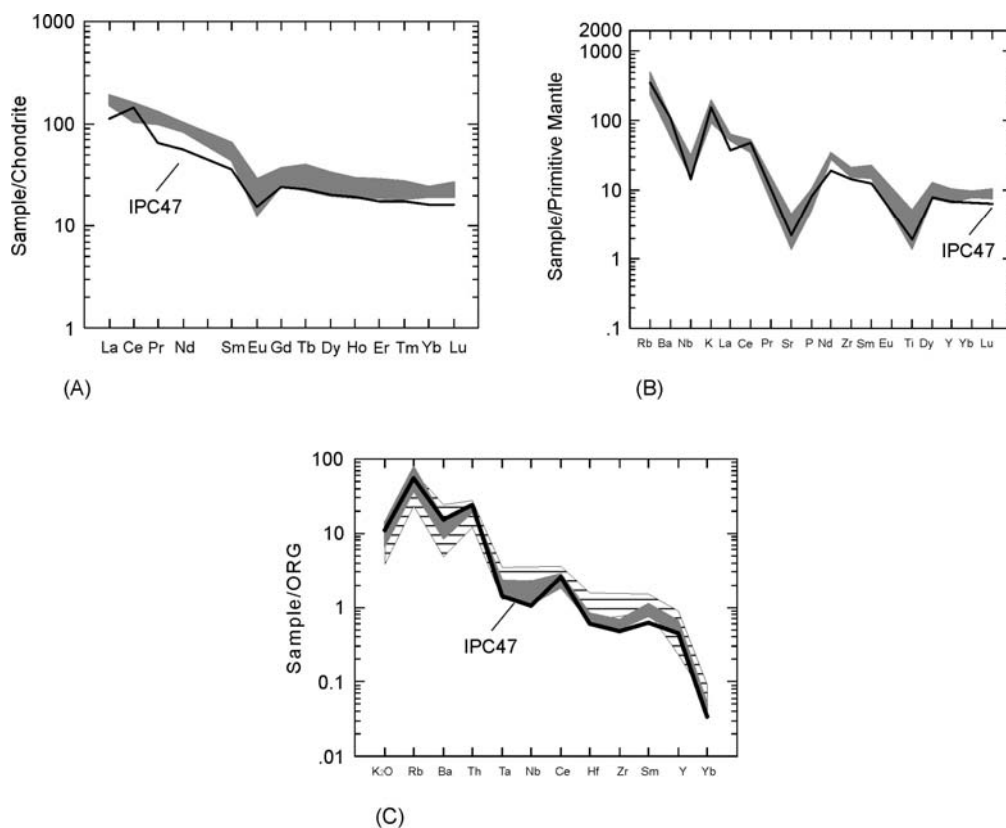


Figure III.9 – (A) Chondrite-normalized REE patterns, (B) and (C) Trace-element normalized diagrams from the rhyodacitic rocks of the Ipameri-Catalão region (Maratá Sequence, Araxá Group and Juscelândia metavolcanic felsic rocks represented respectively by continuous line, light-grey and horizontal lines fields). Chondrite and Primitive Mantle normalization values from Sun and McDonough (1989), ORG from Pearce *et al.* (1984) and Juscelândia metavolcanic felsic rocks from Moraes *et al.*, 2003.

U-Pb ages were obtained from the IPC36 and IPC47 metavolcanic rocks. Sample IPC36, a mylonitized biotite-muscovite-plagioclase schist located at the top of the Araxá Group, close to



the tectonic contact with the orthogneiss unit, contains prismatic, clear, orange zircon crystals, some flat or rounded, others elongated. Single and two-grain fractions, weighing 10 to 42  $\mu\text{g}$  were analyzed. Seven zircon fractions define a chord whose upper intercept intersects the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  concordia at  $720 \pm 12$  Ma showing probably crystallization age (MSWD = 4.9; figure III.10-A; table III.2). Possible zircon inheritance may exist in this sample confirmed by great dispersion of the other three zircon fractions.

In sample IPC47, a muscovite-biotite-plagioclase-quartz schist belonging to the Maratá Sequence, the fractions yielding the three best results are close to the upper intercept, showing a crystallization age of  $791 \pm 8$  Ma (MSWD = 1.6). Zircon crystals are clear, pink and prismatic, considered of igneous origin. Single and two-grain fractions, weighing 15 to 45  $\mu\text{g}$  were analyzed (table III.2; figure III.10-B). One zircon fraction shows an inheritance pattern with high error associated and it could be discarded.

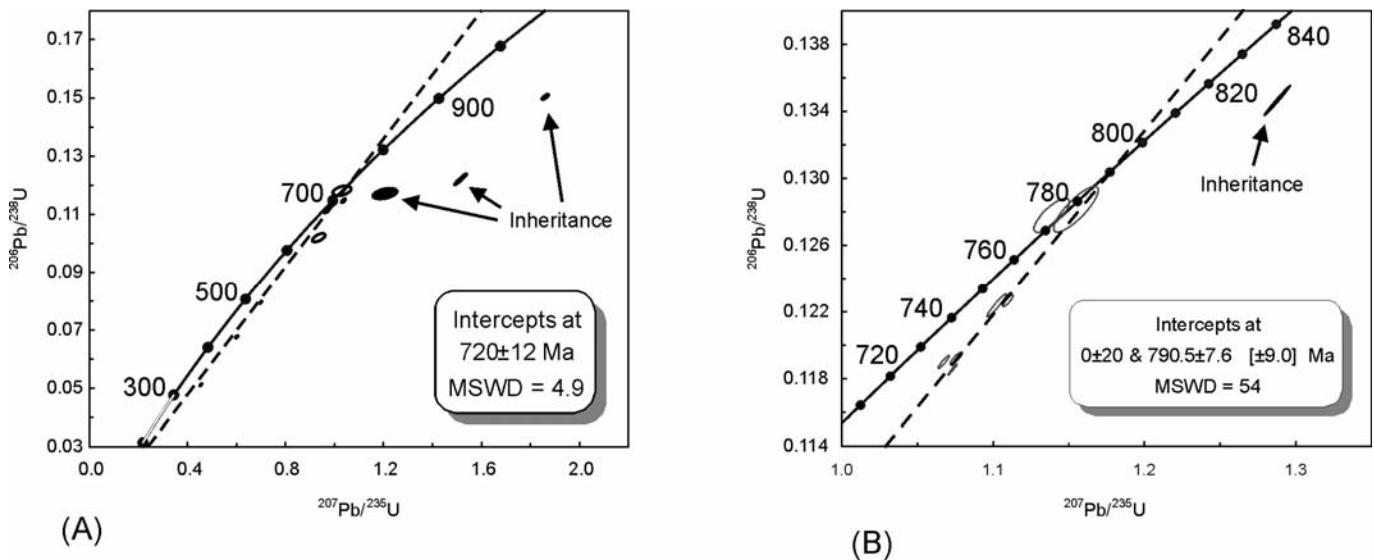


Figure III.10 – Zircon U-Pb concordia diagrams for samples (A) IPC36 – mylonitized biotite-muscovite-plagioclase schist; (B) IPC47 – muscovite-biotite-plagioclase-quartz schist. Open symbols are analytical points used in regression. Data taken from table III.2.

Sm-Nd results point to model ages of 1.91 and 2.08 Ga. These data suggest Paleoproterozoic magma sources subjected to reworking, which is further supported by  $\epsilon_{Nd(T)}$  values between  $-7.95$  and  $-9.30$  (table III.3; figure III.11).

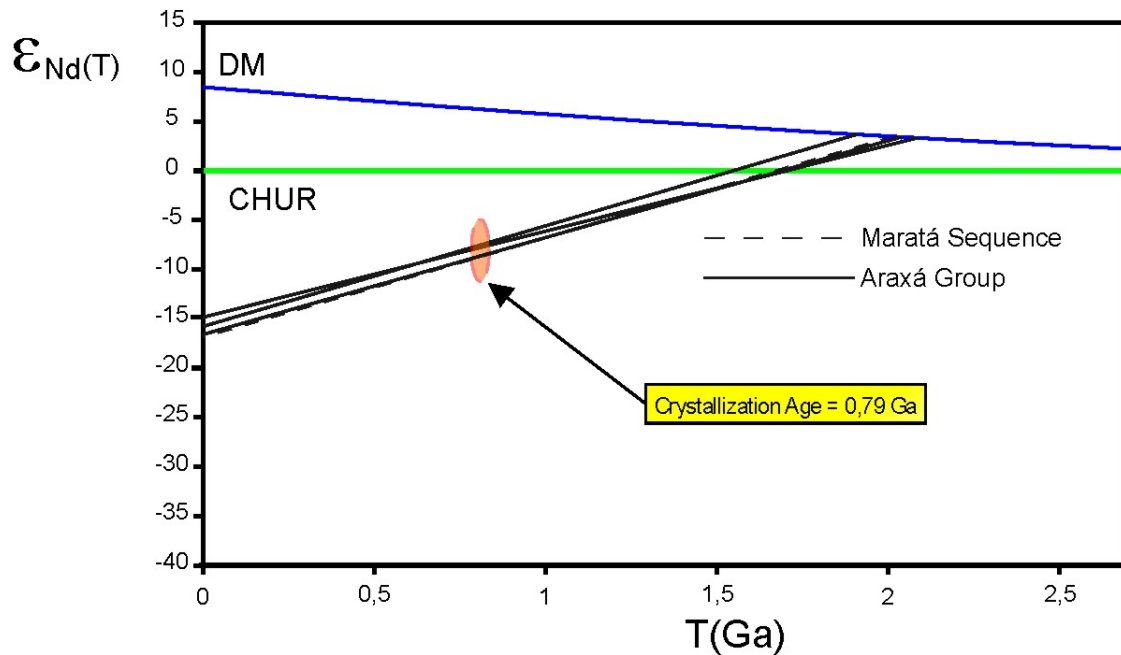


Figure III.11 –  $\epsilon_{Nd(T)}$  x time evolution diagram for felsic metavolcanic rocks of Ipameri-Catalão. Data taken from table III.3.

### III.4.3. Metasedimentary rocks of the Araxá and Ibiá groups

The metasedimentary rocks of the Araxá Group in the study area comprise quartz micaschist, micaschist, garnet-quartz micaschist, garnet-chloritoid-quartz micaschist, quartzite, micaceous quartzite, sometimes with intercalated carbonaceous phyllite. The Veríssimo Sequence includes sometimes feldspar-bearing chlorite schist (IPC101). Metamorphic grade is of low to high (garnet zone) greenschist facies, rarely amphibolite facies.

The Ibiá Group in the study area comprises pelitic rocks represented by biotite-chlorite-muscovite-quartz schist, metamorphosed under low greenschist facies conditions (biotite zone).

REE of metapelitic rocks present two different distribution patterns. The first includes samples from the Araxá (IPC31 and 101, the latter from the Veríssimo Sequence) and Ibiá groups (IPC61) with slight negative LREE fractionation ( $La_{PAAS}/Sm_{PAAS}$  between 0.55 and 1.03,

La 0.22 – 1.77 times PAAS abundance) and horizontal HREE ( $Gd_{PAAS}/Yb_{PAAS}$  between 0.95 and 1.16, Yb 0.48 – 1.43 times PAAS).  $La_{PAAS}/Yb_{PAAS}$  varies from 0.45 to 1.20, and total REE content is 48.31 to 309.81 ppm, with a small negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^*$  between 0.79 and 1.15; table III.1; figure III.12-A).

A biotite-quartz schist from the Araxá Group domain to the west of the gneiss unit (IPC20) displays inverted REE fractionation ( $La_{PAAS}/Yb_{PAAS} = 0.25$ ) and total REE content is 92.53 ppm, with a slight negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.82$ ; table III.1; figure III.12-A). These data indicate that analyzed metapelitic samples from the Araxá Group domains to the west and east of the orthogneiss unit have different provenance.

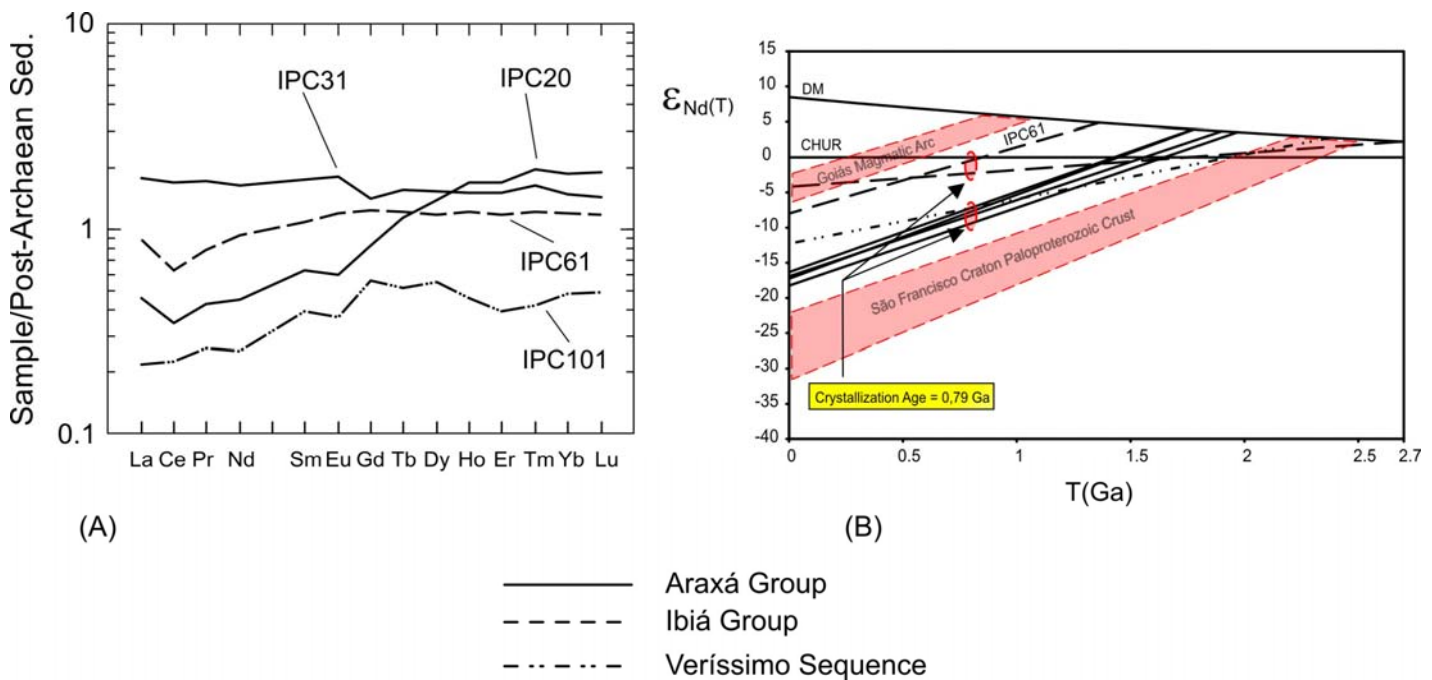


Figure III.12 – (A) Post-Archean average Australian sedimentary rock-normalized REE patterns (normalization factors from Mc Lennan, 1981); (B) Nd isotopic composition of metasedimentary rocks from Ipameri-Catalão.

The Araxá Group samples yielded model ages between 1.77 and 1.97 Ga with  $\epsilon_{Nd(T)}$  between  $-7.26$  and  $-9.48$ , indicating that these metasedimentary rocks derive from reworked crustal sources (table III.3; figure III.12-B). The possible source areas for these metapelites could be Paleoproterozoic rocks, possibly from the São Francisco Craton, blended with younger

sources. Another possible source could be the orthogneiss unit exposed in the central part of the Ipameri-Catalão region, which displays a similar isotopic signature (Klein *et al.*, submitted).

Isotopic geochemistry of samples IPC60 and IPC61 of the Ibiá Group show model ages of 2.67 and 1.58 Ga, with  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between  $-2.31$  and  $-5.22$ , respectively. These data show that Archean and Proterozoic sources provided debris to the precursor basin of the Ibiá Group (table III.3; figure III.12-B).

A sample of chlorite schist (IPC101,  $T_{\text{DM}}=2.38$  and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -8.22$ ) was dated to determinate the provenance age from Veríssimo Sequence. It presents prismatic, clear, clean, pinky, elongated zircon crystals and others rounded, redish to uncolored detritical zircon fractions, some of which fractured. Single grain and multigrain fractions, weighing 27 to 56  $\mu\text{g}$  were analyzed. Although we analyzed only twelve fractions using ID-TIMS method, the results could be representative to determinate the sources involved in the sediments supply from the supracrustal sequences.

Fractions of more than 40 small grains give ages between 1.0 and 1.4 Ga suggesting a dominante Meso-Neoproterozoic source. A young source is detected when we analyzed a single and few grains (5-6) fractions from different populations, that yielding a Neoproterozoic ages (ca. 650 Ma), similar to metasedimentary rocks from Araxá Group (Piuzana *et al.*, 2003; table III.2 e figure III.13).

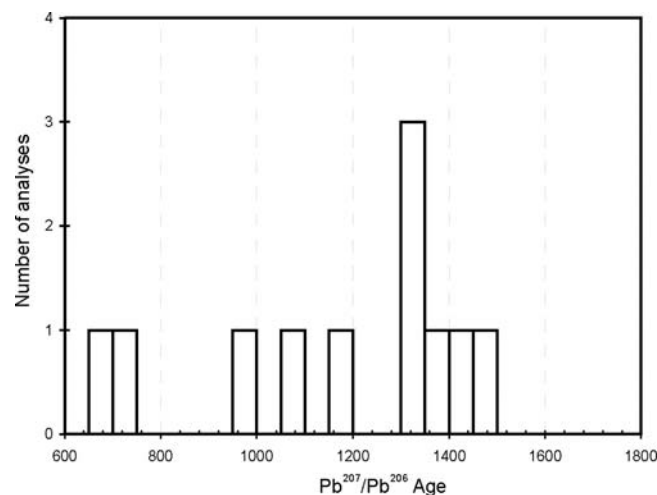


Figure III.13- Cumulative probability histogram of  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  data in zircon grains of IPC101 – K-feldspar-garnet-biotite-muscovite-quartz-chlorite schist (columns: number of analyses).

#### III.4.4. Granites

Several granite bodies intrude the Araxá Group in the study area (Pimentel *et al.*, 1992; 1995; Lacerda Filho *et al.*, 1995). The main intrusions are the Sesmaria, Encruzilhada, Tambu, Pires Belo, Maratá and Davinópolis granites. Below we present geochemical and isotopic data for samples from the Pires Belo, Davinópolis and Maratá granites, as well as a granodiorite sample (IPC118) from near the São Marcos River.

Granite bodies hosted in the Araxá Group are garnet-, biotite- and muscovite-bearing granodiorite to syenogranite, with variable grades of gneissification and mylonitization. They range in color from light to dark gray, are medium- to coarse-grained, and contain sub-centimetric porphyroclasts of saussuritized plagioclase and groundmass microcline. Biotite is often replaced by chlorite.

The Pires Belo granite, located 32 km north of Catalão, has an almost rounded shape and comprises different petrographic types, such as biotite granite, muscovite-biotite granite and garnet-muscovite granite. Chlorite and epidote may replace biotite. The granite is greenish-gray to reddish-brown in color, medium- to coarse-grained, frequently lacking foliation, but intensely fractured.

The Davinópolis Granite, 5 km west of Davinópolis, is a garnet-muscovite granite intruding rocks of the Araxá Group. It is homogeneously coarse-grained, weakly deformed, limited by faults that determine its W-NW elongated form and straight limits.

Figure III.14-A and B show the chemical classification and nomenclature of plutonic rocks, using QAP and  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagrams (Streckeisen, 1976; Cox *et al.*, 1979). The analyzed samples classify as syenogranite, monzogranite and diorite.

The AFM and  $\text{K}_2\text{O}$  x  $\text{SiO}_2$  diagrams show that the studied granites are characterized by a high-K and low Mg evolution trend (Figures III.14-C and D; Irvine & Baragar, 1971. LeMaitre *et al.*, 1989). Based on A/NK x A/CNK ratios, the granites have peraluminous affinity, except for Pires Belo and Davinópolis (figure III.14-E; Maniar & Piccoli, 1989). The data suggest aluminous and calcic S-type character for IPC28 and São Marcos (IPC118) samples, both intruded in Araxá rocks, Sucuri Granite (IPC45) of the Maratá Sequence, and for Veríssimo Sequence diorite (IPC53A). A second group, comprising Pires Belo (IPC07) and Davinópolis (IPC01) granites, shows slightly metaluminous to peraluminous A-type character.

### **A-type granites (IPC01 and IPC07)**

The REE pattern of the Pires Belo granite is similar to A-type granites (Chen & Chan, 2004; Whalen *et al.*, 1987). It shows some fractionation of light REE ( $La_{Ch}/Sm_{Ch} = 6.95$  La 395.36 times chondritic) and a flat heavy REE pattern ( $Gd_{Ch}/Yb_{Ch} = 1.1$ , Lu 28.35 times chondritic).  $La_{Ch}/Yb_{Ch}$  is 14.8, and  $\Sigma REE = 361.38$  ppm.  $Eu/Eu^* = 0.23$ , indicating a strong negative Eu anomaly (table III.1; figure III.15-A).

The Davinópolis Granite shows a significant negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.47$ ), total REE of 135.22 ppm, LREE fractionation ( $La_{Ch}/Sm_{Ch} = 4.53$ ; La 142.19 times chondritic abundance) and a negative slope in the heavy REE ( $Gd_{Ch}/Yb_{Ch} = 0.48$ , Lu 48.82 times higher than chondrite; table III.1; figure III.15-A).

The Pires Belo and Davinópolis granites have normalized trace element patterns that are very similar to A-type granites (figure III.15-B), with LILE enrichment relative to HFSE, together with Ba, Nb, La-Ce, Sr-P, and Ti negative anomalies and Th-U, K, and Pb positive spikes.

### **S-Type granites (IPC28, IPC45, IPC53A and IPC118)**

The S-type granitoids (IPC28, IPC45 – Sucuri and IPC 118 – São Marcos, Kalsbeek *et al.*, 2001; Hinchey & Carr, 2007; Whalen *et al.*, 1987) show fractionated REE patterns, with  $La_{Ch}/Yb_{Ch}$  varying from 5.93 to 15.37 and La abundance between 146.84 and 162.45 times chondritic. Lu is 10 to 40 times higher than chondritic and  $\Sigma ETR$  varies between 170.43 and 210.89 ppm.  $Eu/Eu^*$  ranges from 0.24 to 0.90, representing variable negative Eu anomaly (table III.1; figure III.15-C).

S-type granites, as well as acid metavolcanic rocks from Ipameri-Catalão, present patterns similar to magmatic arc rocks, as indicated in their normalized trace elements diagram (figures III.15-C and III.15-D). REE and trace element patterns of these rocks are similar to S-type granites from East Greenland Caledonides, British Columbia and Lachlan Fold Belt (Kalsbeek *et al.*, 2001; Hinchey & Carr, 2007; Whalen *et al.*, 1987; figure III.15-C and D). Low Sr, CaO, Na<sub>2</sub>O and Rb/Sr (3.89) values, high Cr (21.5), Ni (6.6), K<sub>2</sub>O, Rb, Pb, and  $K_2O/Na_2O=5.74$  show that these granites don't are I-type granites.

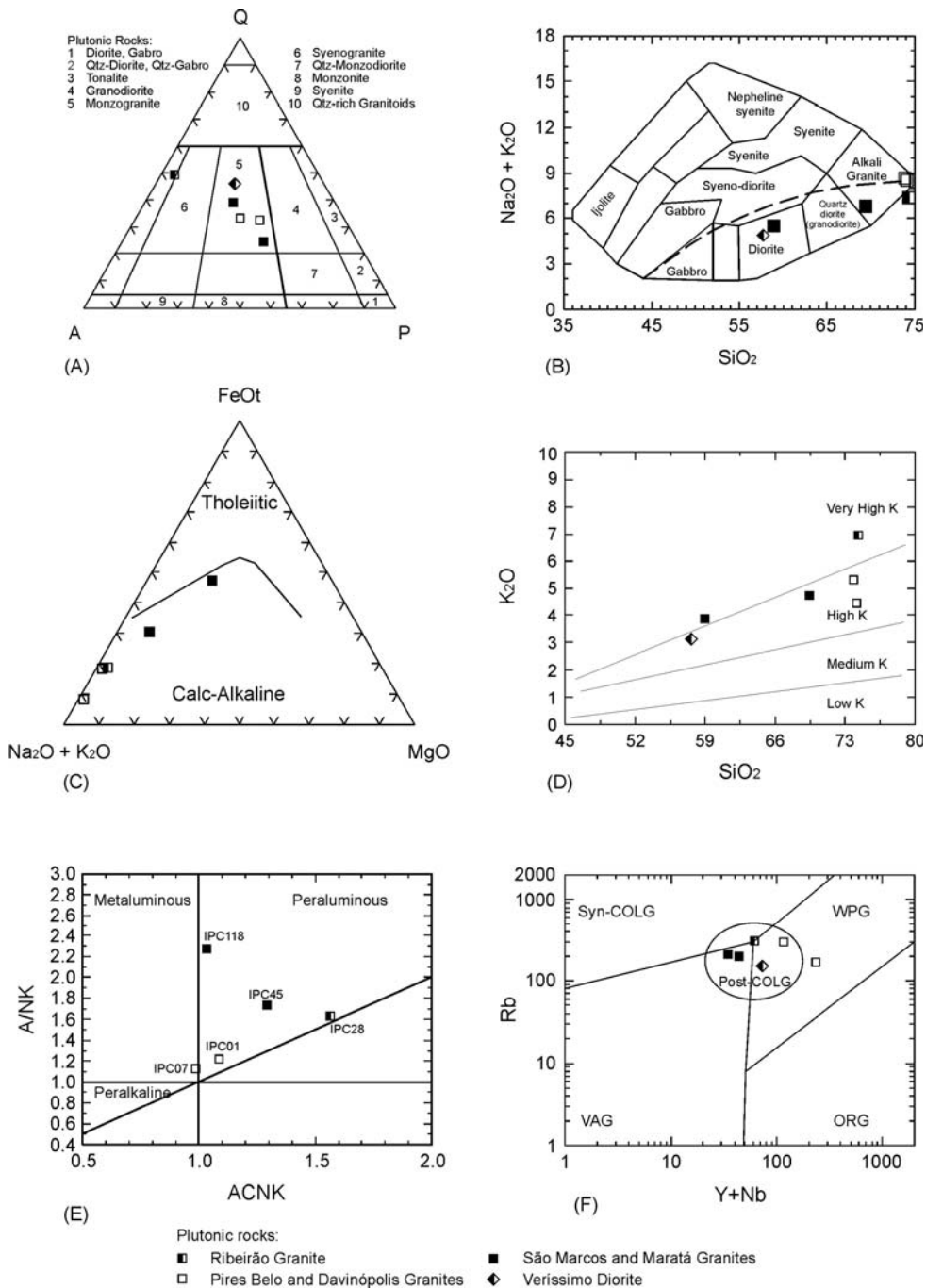


Figure III.14 – (A) Classification of felsic, phaneritic magmatic rocks, QAP diagram (CIPW normative proportions, where Q=Quartz + A= Alkali Feldspar + P=Plagioclase > 10%; Streckeisen, 1976); (B) Chemical classification and nomenclature of plutonic rocks using the total alkalis versus silica diagram (TAS; Cox *et al.*, 1979 – broken curved line subdivides the alkalic form the subalkaline rocks); (C) AFM diagram showing the calc-alkaline and tholeiitic fields (A= Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, F= FeO+0.8998Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and M=MgO; Irvine & Baragar, 1971). (D) Subdivision of subalkaline rocks using the K<sub>2</sub>O vs. silica diagram (Le Maitre *et al.*, 1989); (E) plot of Shand's index for felsic rocks (A/NK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) and A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; Maniar & Piccoli, 1989); (F) Rb vs. Y+Nb for granite sources (Pearce, 1984; 1996), showing the composition range of metaplutonic rocks of Ipameri-Catalão.





The REE pattern of the IPC53A (Veríssimo Sequence diorite shows LREE fractionation ( $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Sm}_{\text{Ch}} = 3.98$ ;  $\text{La} = 408.02$  times chondritic abundance) from HREE ( $\text{Gd}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}} = 2.03$ ;  $\text{Yb} = 27.88$  times higher than chondrite).  $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$  is 14.63 and  $\Sigma\text{REE} = 443.99$  ppm.  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69$  indicates a slightly negative Eu anomaly (Table III.1 and figure III.15-C).

The primitive-mantle normalized trace element diagrams show again that the Veríssimo diorite are similar to each other granites (figure 15-D). The differences observed in the pattern of sample IPC53A may be attributed to its higher total REE (figures III.15-C).

The discriminant diagram of figure III.14-F shows that magma source for the Pires Belo, São Marcos and Maratá granites could be related to post-colisional environment. On the other hand, the Davinópolis granite appears to have formed in within-plate environment (Pearce, 1983; 1996).

### **Granite dating**

U-Pb zircon analyses for age determination were carried out on samples IPC01, IPC07 and IPC28. In the Davinópolis Granite (IPC01) zircon occurs as slightly cloudy, fractured, long prismatic crystals, orange in color, typical of igneous origin. Analyzed fractions were single and multigrain, weighing 11 to 50  $\mu\text{g}$ . Great dispersion present in the concordia diagram shows the upper intercept of the discordia line of analytical results yielded an age of  $775 \pm 5$  Ma (MSWD = 2.2), which is interpreted as the crystallization age of the rock (table III.2 and figure III.16).

Zircon grains from the Pires Belo biotite granite (IPC07) are limpid, pinky, clear, short (2-1) prismatic, of igneous origin. Analyses were carried out on fractions of three, nine, fifteen and twenty grains, weighing between 10 and 32  $\mu\text{g}$  (table III.2). Analytical results overlap the concordia, determining U-Pb age of  $798 \pm 2$  Ma (MSWD = 0.86). One zircon fraction show possible inheritance confirmed by great dispersion of this analytic result shown in the concordia diagram of figure III.17.

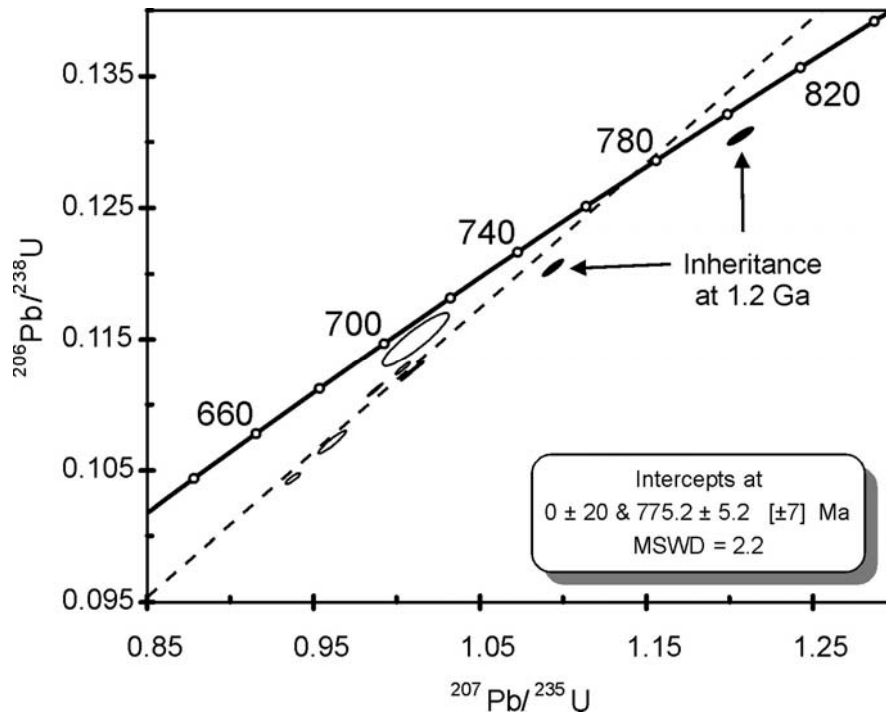


Figure III.16 – U-Pb in zircon for IPC01 – Davinópolis garnet-muscovite granite. Open symbols are analytical points used in regression.

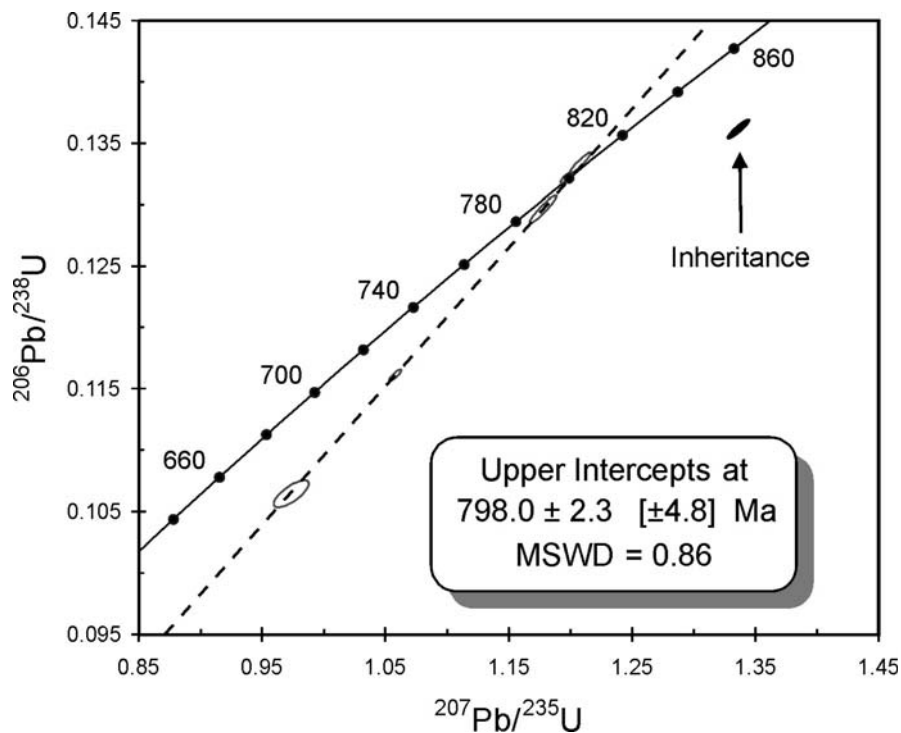


Figure III.17 – U-Pb Concordia diagram for IPC07 zircon – biotite granite (Pires Belo Granite). Open symbols are analytical points used in regression.

Sample IPC28 – a granodioritic garnet-biotite-muscovite gneiss within Araxá rocks - is a difficult sample with disperse analytical points along a possible 1.2 Ga inheritance line. Two concordant results at  $652 \pm 10$  Ma and  $679 \pm 12$  Ma, averaging ca. 663 Ma (figure III.18), are taken as the best estimate for the crystallization age of the protolith. Zircon grains of this sample are round to prismatic, faceted, pinky, clear and limpid and were analyzed in multigrain fractions, weighing between 11 and 20  $\mu\text{g}$  (table III.2).

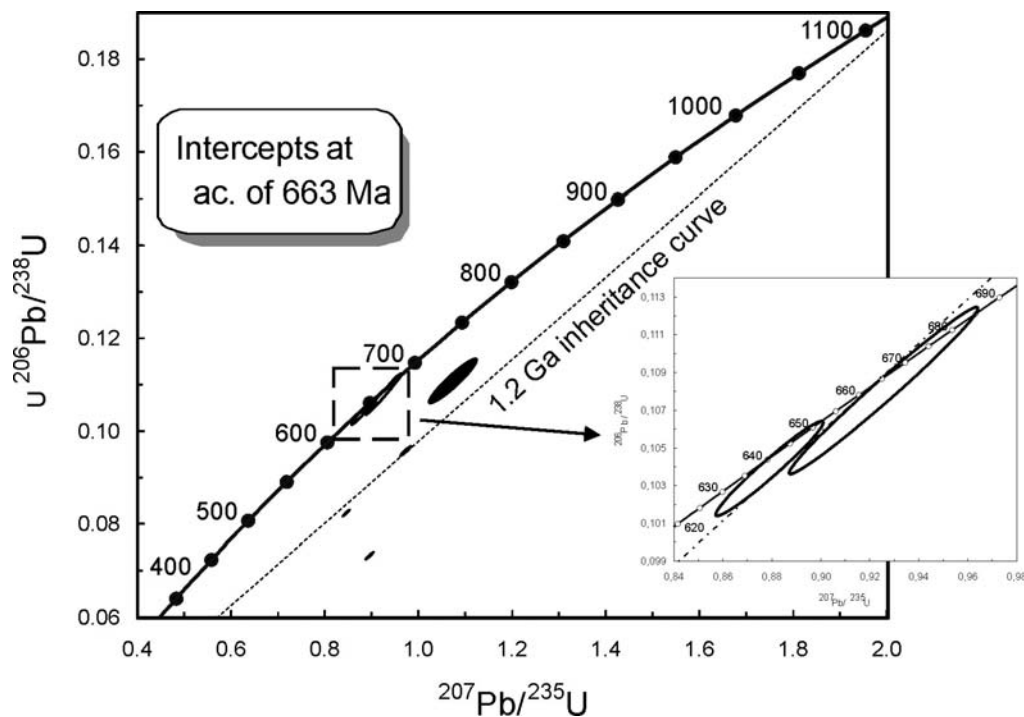


Figure III.18 – Concordia U-Pb diagram of IPC28 zircon – Granodioritic garnet-biotite-muscovite gneiss. Open symbols are analytical points used in regression.

The strongly fractured Pires Belo Granite (IPC07), and the slightly deformed Davinópolis Granite (IPC01) have model ages of 1.29 and 1.52 Ga, respectively. Considering U-Pb ages of  $798 \pm 2$  and  $775 \pm 5$  Ma, the calculated  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  is slightly negative ( $-1.31$  and  $-0.77$ , respectively), suggesting the presence of Mesoproterozoic or even Neoproterozoic juvenile components in the source of the parental magmas (table III.3; figure III.19).

The other granites show a different isotopic behavior. These rocks are more deformed, gneissified and their model ages vary from 1.86 to 2.41 Ga. Sample IPC28 – a granodioritic garnet-biotite-muscovite gneiss has  $\epsilon_{Nd(T)}$  of -9.68 for an U-Pb crystallization age ca. 663 Ma (tables III.2 and III.3; figures III.18 and III.19).

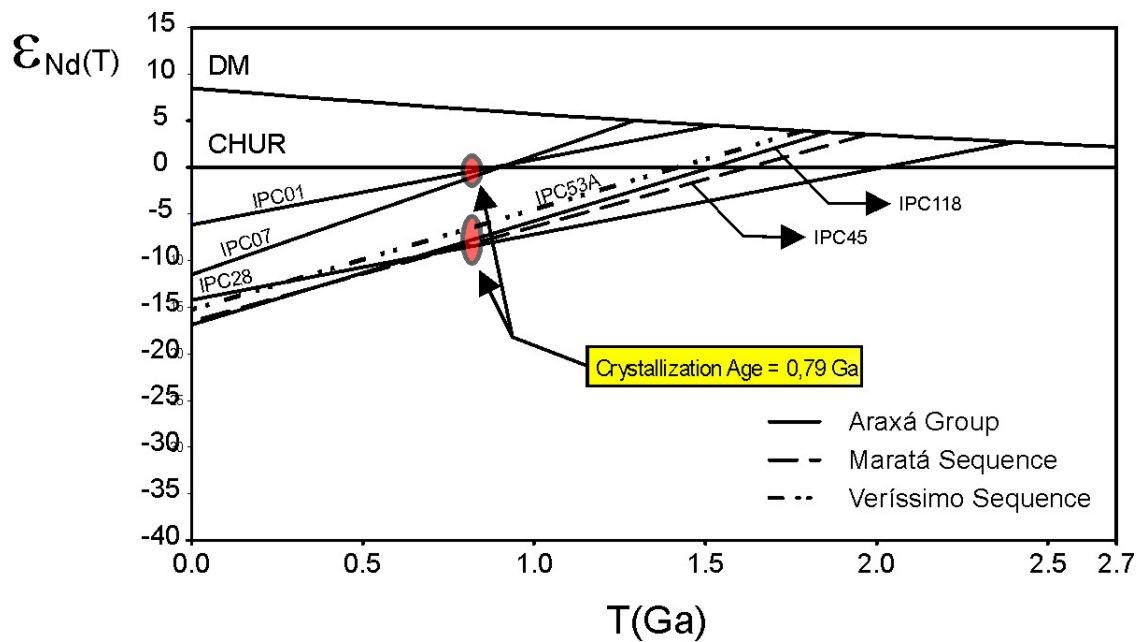


Figure III.19 – Nd evolution diagram for Ipameri-Catalão granites and gneisses.

### III.5. Discussion

Geochemical and isotopic data and geochronological results reported in this work record magmatic events in the Ipameri-Catalão region that contribute to the better understanding of the geologic evolution of the southern branch of the Brasília Belt.

Analyzed amphibolite samples display a Fe-enriched tholeiitic trend similar to that reported from Araxá, Passos, Abadia dos Dourados and Abadiânia, characterizing a regional mid-ocean ridge tholeiitic affinity for these metabasalts (Brod *et al.*, 1992; Strieder and Nilson, 1992; Valeriano and Simões, 1997; Seer *et al.*, 2001).  $TiO_2$  concentrations are lower than 2%, except for the Veríssimo Sequence alkaline amphibolite (table III.1) and do not configure a bimodal character such as that identified by Valeriano (1992) in the Passos region. Seer *et al.* (2001) interpret many of the bimodal Ti populations described for amphibolites of the Brasília

Belt as a product of crystal fractionation, rather than heterogeneous character of the mantle source, since Ti has an incompatible behavior in basaltic magma, tending to be enriched in the most evolved terms of a magmatic series (Hess, 1989). In fact, Ti bimodality should only be considered for rock suites at similar fractionation stages (e.g. similar MgO contents). Accordingly, the low-Ti character of the Araxá Group amphibolites is interpreted here as a consequence of the small degree of fractionation in these rocks.

The REE and normalized trace element diagrams (figure III.6) show that the Ipameri-Catalão amphibolites from the orthogneiss unit and from the Araxá Group are similar to T-MORB and E-MORB, respectively, whereas amphibolites from the Araxá and Passos regions are compositionally similar to E-MORB (Seer, 1999; 2000; Seer *et al.*, 2001; Valeriano, 1992). The amphibolite of the Veríssimo Sequence (IPC54) is an exception, since it is compositionally similar to a continental rift basanite.

Geochemical data and geochronology of Ipameri-Catalão metavolcanics suggest bimodal volcanism developed in an extensional setting, that is, a continental rift. This is further supported by the presence of amphibolite and metandesite with alkaline affinities in the Veríssimo Sequence. The apparent continental-arc like chemistry of some metavolcanic rocks is inferred to be inherited through the partial melting of older calc-alkaline crustal sources. Crystallization ages are  $794 \pm 10$  Ma (Pimentel *et al.*, 1992) and  $791 \pm 8$  Ma in the metarhyolites of the Maratá Sequence (figure III.10-B). Model ages between 1.91 and 2.08 Ga and  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  between  $-7.95$  and  $-9.30$  indicate crustal sources, similarly to the metavolcanic rocks from the Araxá Group (table III.3). These results show significant differences from other Brasília Belt volcano-sedimentary sequences with older crystallization ages and more primitive magma sources, such as the rift-related sequences of Juscelândia, Indaianópolis/Coitezero and Palmeirópolis, and the back-arc sequences in the Goiás Magmatic Arc (Pimentel *et al.*, 2004).

The metasedimentary rocks of the Araxá Group in the study area present model ages between 1.77 and 1.97 Ga and negative  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  ( $-7.26$  to  $-9.48$ ), indicating a continental crust source. This behavior is similar to isotopic data reported for garnet-mica schist of the Araxá synform with  $T_{\text{DM}}$  of 1.9 Ga and  $\epsilon_{\text{Nd(T)}} = -10.21$  (Seer *et al.*, 2001). The bimodal behavior in the model ages recorded in other areas, which include model ages close to 1.0 Ga (Pimentel *et al.*,

2001) was not observed in the analyzed samples from Ipameri-Catalão. This suggests provenance dominantly from the São Francisco Craton, with only small or even absent contribution from the Goiás Magmatic Arc (figure III.12-B). The analyzed schist sample from the Araxá Group located to the west of the orthogneiss unit shows a REE pattern that is substantially different from that recorded in similar rocks to the east of the orthogneisses, suggesting different provenance for the sedimentary protoliths of the Araxá Group in these two domains.

On the other hand, Ibiá Group metapelite samples yielded Mesoproterozoic and Archean model ages (1.58 and 2.69 Ga). Although only two samples were analyzed, they seem to mimic the bimodal behavior recorded elsewhere (Pimentel *et al.*, 2001). Taking the Pires Belo Granite crystallization age ( $799 \pm 5$  Ma; figure III.17) as a reference,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  is slightly negative (-2.31 and -5.22), representing a relatively juvenile source, similar to that of Ibiá Group calc-phyllites in the Araxá Synform ( $T_{\text{DM}}$  1.16-1.33 Ga,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  -0.11 to -0.93, suggesting relevant participation of Neoproterozoic sources, Seer *et al.*, 2001). However, Valeriano *et al.* (2004, 2004a) offer an alternative explanation. Based on Mesoproterozoic detrital zircon populations (ca. 1.3 Ga) from Canastra, Araxá and Andrelândia rocks, the authors imply that Mesoproterozoic sources were responsible for the younger Sm-Nd model ages recorded in metasedimentary rocks from the southern Brasília Belt.

Two types of granites were characterized in the Ipameri-Catalão study area. Pires Belo ( $798 \pm 2$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -1.31$ ,  $T_{\text{DM}} = 1.29$  Ga) and Davinópolis ( $775 \pm 5$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -0.77$ ,  $T_{\text{DM}} = 1.52$  Ga) display geochemical characteristics of A-type granites, typical of intra-plate extensional regimes. Sesmaria and Tambu granites, with Nd model ages of 1.1 and 1.0 Ga, respectively, appear to belong to the same group, despite the somewhat younger Rb-Sr isochron age of Sesmaria Granite ( $727 \pm 5$  Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052$ , Pimentel *et al.*, 1999). Although slightly peraluminous, as a group they show a more primitive character than that of S-type granites from the Ipameri-Catalão region, corroborated by slightly negative  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values (between -1.31 and -0.77; table III.3). The granites were formed during the same age interval determined for the felsic metavolcanic rocks from the Ipameri-Catalão region. Therefore, our data establish an important magmatic event characterized by bimodal volcanism and coeval intra-plate A-type granite

intrusions. This magmatic event took place during continental extension that led to rifting, continental break-up and formation of the precursor ocean basin of the Brasília Belt.

The second group, represented by Encruzilhada and Maratá granites and other small deformed intrusions hosted in the Araxá Group, are collisional, peraluminous, S-type granites. One of these bodies, exposed ca. 10 km northwards of Catalão, yielded crystallization age of ca. 663 Ma, negative  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  at about -9.68 and  $T_{\text{DM}} = 2.41$  Ga (table III.3). The original magmas of this group of granites are interpreted as the result of melting of crustal sources, possibly including Araxá Group metasedimentary rocks, during the collisional event which resulted in the final convergence of the Amazonian, São Francisco-Congo and Paranapanema continental blocks in the context of West Gondwana amalgamation. Granites with similar characteristics and age (637 Ma), intrusive in rocks of the Araxá Group have been reported further south in the Brasília Belt, in the Araxá region, by Seer *et al.* (2005).

### III.6. Conclusions

The whole-rock geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic results reported in this paper allow the following conclusions about the supracrustal rocks and intrusive granites that constitute the southern Brasília Belt, in the Ipameri-Catalão region:

U-Pb data demonstrate that the studied rocks are Neoproterozoic, with crystallization ages ranging between 799 and 663 Ma.

Field relations, petrography, geochemistry and isotopic data of amphibolites indicate gabbroic and basaltic protoliths, typically of tholeiitic affinity, showing Fe enrichment, low Ti content (<2%wt of  $\text{TiO}_2$ ), low La/Yb ratios, small negative Eu anomalies and  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  close to zero. These features are typical of primitive magma sources like transitional to enriched mid-ocean ridge (T-MORB to E-MORB) basalts. The Veríssimo amphibolite is alkaline, with  $\text{TiO}_2=3.42\%$ wt., high La/Yb ratio, small negative Eu anomaly and general rift-related characteristics.

Model ages between 1.77 and 1.97 and negative  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  (-7.26 to -9.48) of metapelitic rocks of the Araxá Group indicate a continental crust source. The best candidate for the provenance of precursor sediments is the São Francisco Craton, where large parts of the

basement are formed by Paleoproterozoic rocks. The REE diagram indicates heterogeneous patterns for the metapelitic rocks of the Araxá Group, suggesting a different provenance for sedimentary protoliths of the western domain of the Araxá Group in the area.

The intermediate to acid metavolcanic rocks of the Araxá Group have dacitic to rhyolitic composition. Geochemical data suggest the formation of these rocks in a tectonic environment consistent with 720-800 Ma extensional events.  $T_{DM}$  model ages and  $\epsilon_{Nd(T)}$  values indicate that the parental magmas derived from crustal melting of varied protoliths.

Granitoid intrusions are chemically classified as syenogranites, monzogranites and granodiorites.  $\epsilon_{Nd(T)}$  and geochemical data allow the distinction of two groups of granitoids. One comprises the slightly peraluminous to metaluminous, A-type, Pires Belo and Davinópolis granites, dated at  $798 \pm 2$  Ma and  $775 \pm 5$  Ma. They are less deformed, with model ages of 1.29 and 1.52 Ga,  $\epsilon_{Nd(T)}$  of  $-1.31$  and  $-0.77$ , respectively, with intra-plate character, suggesting important contribution of more primitive and juvenile sources. The second group is formed by more deformed, gneissified peraluminous S-type granites with model ages between 1.86 and 2.41 Ga. The dated sample shows a crystallization age of c. 663 Ma, with  $\epsilon_{Nd(T)}$  of  $-9.68$ , reflecting a reworked crustal source.

The overall petrographic, geochemical, geochronological and isotopic evidence presented here demonstrates that the bimodal magmatism, as well as the Araxá and Ibiá groups metapelitic rocks outcropping in the Ipameri-Catalão region, are related to an extensional continental rift event occurred between 770 and 800 Ma, evolving to an oceanic crust with T-MORB to E-MORB affinity. At 660 Ma there is evidence of continental collision magmatism related to compressional movement between the southwestern portion of São Francisco Craton and Paranapanema Block, the latter presently covered by Phanerozoic sedimentary and volcanic rocks of the Paraná Basin. The sources of the Neoproterozoic magmas changed from lithospheric to asthenospheric (MORB-like) during the extensional stage, and then to reworked upper crustal material during the collision stage, consistent with geochemical characteristics,  $T_{DM}$  model ages and  $\epsilon_{Nd(T)}$  of the metavolcanic and granitic rocks and the Araxá Group metapelites.



## Acknowledgments

This work was supported by CAPES (Brazilian Graduate Research Council), CNPq (Brazilian Council for Research and Development), Universidade de Brasília (Instituto de Geociências, Post-Graduate Program) and Universidade Federal de Goiás (Geography Department, Catalão Unit). Grants from CNPq (470183/04-7) and FAPDF (193.000.106/2004) to RAF supported field and laboratory work. We thank Hildor J. Seer for assistance in the field, Sérgio Luiz Junges, Jorge Henrique Laux and Simone Maria Costa Lima Gioia for their assistance in the Geochronology Laboratory of Universidade de Brasília.

## References

- Almeida F.F.M. (1968) – Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *Na. Acad. Bras. Ciên.*, 40: pp 285–295.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves, B.B. Fuck, R.A. (1977) – Províncias estruturais brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, 1977. Atas... V. 8, Sociedade Brasileira de Geociências, Recife, PE, pp 363–391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. e Fuck R.A. (1981) – Brazilian structural provinces: An Introduction. *Earth Sciences Review*, 17, pp 1–29.
- Araújo J.O., Marschak S. (1997) – Formation of the Pirineus Syntaxis, evidence for two episodes of Brasiliano (Pan-African) deformation in the Brasília Orogenic Belt, Central Brazil. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29(6):228.
- Araújo J.O. (2000) – The Pirineus Sintaxe: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 144-148.
- Barbosa O. (1955) – Guia de Excursões do 9º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, S.B.G., Noticiário (/), Rio de Janeiro, pp 3–5.
- Barbosa O. *et al.* (1970) – Projeto Goiânia – Relatório preliminar. DNPM/PROPEC, Goiânia, 75 p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511).
- Botelho N.F and Moura M.A. (1998) - Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 11(5): 427–438.

- Braun O.P.G. (1970) – Geologia da Folha de Ipameri. Resumo do 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília.
- Brewer T.S., Ahäll K.I., Menuge J.F., Storey C. D., Parrish R.R. (2004) – Mesoproterozoic bimodal volcanism in SW Norway, evidence for recurring pre-Sveconorwegian continental margin tectonism. *Precambrian Research*, **34**: 249–273.
- Brito Neves B.B. and Cordani U.C. (1991) - Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23–40.
- Brod J.A., Jost H. (1991) – Características estruturais, litológicas e magmáticas da zona de cisalhamento dúctil do Rio Traíras, bloco do Complexo Níquelândia, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:205–217.
- Brod J.A., Leonardos O.H., Meneses P.R., Albuquerque M.A.C., Almeida R., Blanco S.B., Cardoso F.B.F., Romão P.A., Tallarico F.H.B., Thomsen F.P.R. (1992) – Geoquímica da Seqüência Vulcanossedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro, MG. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Ouro Preto, *S.B.G.*, **45** (1,2): 164–166.
- Chen B., Chan B. (2004) – Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd–Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**:691–703.
- Costa L.A. M., Angeiras A.G. (1971) – Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil. *Geologische Rundschau*, **60**: 1024–1050.
- Cox K.G., Bell J.D., R.J. Pankhurst (1979) – The interpretation of igneous rocks. (4<sup>th</sup> Ed. 1984) *George Allen & Unwin Publisher Ltd.* 459 p.
- Dardenne M.A., Fuck R.A., Meneses P.R., Pimentel, M.M. (1991) – Mapa Geológico – Projeto Sucuri. Brasília, UnB (Undergraduate Final Essay).
- Dardenne M.A., Fuck R.A., D’el-Rey Silva L.H., Pimentel, M.M. (1994) – Mapa Geológico – Projeto Rio Veríssimo. Brasília, *I.G. UnB*, (Undergraduate Final Essay).
- Dardenne M. (2000) – The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress:231–263.

- Davis D.W.; Blackburn C.E.; Krogh T.E. (1982) – Zircon U-Pb ages from the Wabigoon-Maniton Lakes Region, Wabigoon Subprovince, Northwest Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **19**: 254–266.
- D’el-Rey Silva L.J.H., Klein P.B.W., Walde D.H. (2004) – The Caldas Novas Dome, Central Brazil: Structural evolutions and implications for the evolution of the Neoproterozoic Brasília belt. *Journal of South American Earth Sciences* **17**: 153 – 169.
- DePaolo D.J. (1981) – Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**: 189-202.
- Drake Jr. A.A. (1980) – The Serra de Caldas window, Goiás. In: Tectonic Studies in the Brazilian Shield. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, **119A–B**: 1–11.
- Freitas Silva F.H. (1996) – Metalogênese do Depósito do Morro de Ouro, Paracatu – MG. Brasília, Universidade de Brasília, *DSc Thesis*: 129 p. (unpublished)
- Freitas Silva F.H., Dardenne M.A. (1994) – Proposta de subdivisão estratigráfica para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás. In Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, 1994, Brasília. Anais: 161-163.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D’el-Rey Silva L.J.H. (1994) – Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú. Bol. Res. Expand., SBG, **1**: 215-216.
- Gioia S.M.C.L. and Pimentel M.M. (2000) - The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. Anais da *Academia Brasileira de Ciências* **72** (2): 219-245.
- Hannigan R.E., Basu A.R., Teichmann F. (2001) - Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses. *Chemical Geology*. **175**: 397–428
- Hinchey A.M. and Carr S.D (2007) - The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. *Lithos*, **90**: 223–248.
- Irvine T.N. and Barager W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.

- Hess P.C. (1989) – Origins of igneous rocks. *Cambridge, Harvard University Press*, 336p.
- Kalsbeek F., Jepsen H.F., Jones K. (2001) – Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the East Greenland Caledonides. *Lithos*, **57**:91–109.
- Klein P.B.W., Fuck R.A., Brod J.A. (Submitted) – Mesoproterozoic and Neoproterozoic orthogneisses from Ipameri-Nova Aurora (Goiás-Brazil), southern Brasília Belt: whole rock geochemistry, Sm-Nd isotopic data and U-Pb geochronology, *I.G. – UnB*, Brasília.
- Kozuch, M. (2003) – Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariri Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. Doctorate Thesis. *University of Kansas*, USA, unpublished: 199 p.
- Krogh T.E. (1973) - A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim.Cosmochi.* **37**: 485 – 494.
- Krogh T.E. and Davis G.L. (1975) - The production and preparation of <sup>205</sup>Pb for use as a tracer for isotope dilution analysis. *Carnegie Inst. Washington, Yearb.*, **74**: 416 – 417.
- Krogh T.E. and Turck A. (1982) - Precise U-Pb zircon ages from the Gamitagama Greenstone Belt, Southern Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, **19**: 859 – 867.
- Lacerda Filho, J.V., Camargo, M.A., Wildner, W. (1995) – Granitóide sintectônico de Maratá. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Vol. 5, Goiânia, Anais, *S.B.G. – Núcleo Centro-Oeste e Brasília*:66-67.
- Lacerda Filho J.V. *et al.* (2004) - Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal – Texto explicativo dos mapas Geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal, Escala 1:250.000. Goiânia: *AGIM* (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB), 176 p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson, A.A. (2004) – Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, Central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data, *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:599 - 614.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. (2005) – Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **28**:183-198.

- Le Maitre R.W., Bareman P., Didek A., Séller J., Lamiere Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zaentzin B. (1989) – A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell*, Oxford.
- Le Roex A.P., Späth A., Zartman R.E. (2001) – Lithospheric thickness beneath southern Kenya rift: implications from basalt geochemistry. *Contrib. Mineral Petrol.*, **142**: 89-106.
- Ludwig K.R. (2001) – Users manual for Isoplot/Excel version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication 1a, 55p.
- MacDonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M. (2001) – Plume-Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa. *Journal of Petrology*, **42**(5): 877-900.
- Machado N. and Schrank A. (1989) – Geocronologia U/Pb no maciço de Piumhi – resultados preliminares. Simpósio de Geologia de Minas Gerais 5, Belo Horizonte, *Anais SBG, Núcleo Minas Gerais*, **10**: 1221 – 1227.
- Maniar P.D. and Piccoli P.M. (1989) - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635 – 643.
- McLennan S.M. (1989) – Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary process. In: Lipin B.R. and McKay G.A. (eds), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, **21**, pp. 169-200.
- Moraes R., Brown M., Fuck, R.A., Camargo, M.A., Lima, T.M. (2002) – Characterization and P-T evolution of meltbearing ultrahigh-temperature granulites: An example from the Anápolis-Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, **43**(9): 1673 – 1705.
- Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Figueiredo A.M.G. (2003) – Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. *Precambrian Research*, **125**:317–336.
- Niu Y., Regelous M., Wendt I.J., Batiza, R. (2002) – Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**:327-345.

- Pearce J.A., (1983) – The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In Hawkesworth, C.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva*, Nantwich:230–249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation, *Journal of Petrology*, **25**(4):956–983.
- Pearce J.A. (1996) – Source and settings of granitic rocks. *Episodes* **19**(4): 120–125.
- Pereira E.L., Poli A.J.C., Teixeira N.A., Ferreira M.C.B. (1981) - Prospecção e caracterização genética das mineralizações estaníferas na porção sudeste do Estado de Goiás. 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG:746–769.
- Pereira L.F. (1992) – Evolução geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, **37**, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos.
- Pereira L.F., Dardenne M., Rosière C.A., Pedros-Soares A.C. (1994) – Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos* 2(1):22-32.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. (1991) - Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in Western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion, *Geochim. Brasil.*, Vol 5 (1/2), São Paulo:133 - 152.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. (1992) - Idade do metariolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudos geocronológicos pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais Acad. Bras. Ciênc.* **64**(1): 19–28.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., D’el-Rey Silva L.J.H. (1995) - Dados Rb-Sr e Sm-Nd de rochas graníticas da região de Jussara e a cidade de Goiás: Implicações para a natureza do limite entre terrenos arqueanos e neoproterozóicos em Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5, Goiânia, Ata Goiânia:137–140.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., D’el-Rey Silva L.J.H., Menezes P.R. (1995a) - O magmatismo ácido peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipameri, Goiás: Características geoquímicas e implicações geotectônicas. V Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5, Goiânia, Ata. Goiânia:68–71.

- Pimentel M.M., Fuck R.A., Dardenne M.A., Ribeiro, R.J.C. (1997) – Características isotópicas (Sr e Nd) e geoquímicas do magmatismo granítico associado ao Grupo Araxá na região de Ipameri, Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6, Cuiabá, Ata. Cuiabá:SBG, pp 11–14.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. (1999) - Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: A Review. *Lithos*, **46**(3): 463-483.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, J., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S. M. DE (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). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress:195–229.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Seer H.J., Dantas, E.L. (2001) – Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:571–585.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. (2004) – O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. *Beca*, São Paulo: 355–368.
- Piuzana D. (2002) – Geologia isotópica U-Pb e Sm-Nd da Sequência Silvânia, Complexo Anápolis-Itauçu e Grupo Araxá na Região de Leopoldo de Bulhões, Goiás: Contribuição ao estudo da evolução da Faixa Brasília. *I.G. – UnB*, Brasília, Doctorate Thesis. UnB, unpublished: 141 p.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. (2003) – SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data from the Araxá Group and associated magmatic rocks, constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil, *Precambrian Res.*, **125**:139–160.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. (2003a) – Neoproterozoic granulite facies metamorphism and contemporaneous granite magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Res.*, **125**:245 – 270.

- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. (1999) – Geocronologia e geoquímica de rochas ortognáissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Ver. Bras.Geoc.*, **29**(2): 207–216.
- Seer H.J. (1999) – Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais. *I.G. – UnB*, Brasília, Doctorate Thesis. UnB, unpublished: 267p.
- Seer H.J., Dardenne M.A. (2000) – Tectonostratigraphic terrane analysis on neoproterozoic times: The case study of Araxá Synform, Minas Gerais State, Brazil: Implications to the final collage of the Gondwananland. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):078–081.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.m., Boaventura G.R., Dardenne M.A. (2001) – Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: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. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(1):33-42.
- Steiger R.H. & Jäger E. (1977) – Subcomission on Geochronology Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359–362.
- Streckeisen A.L. (1976) – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Strieder A.J. & Nilson A.A. (1992) – *Mélange* ofiolítica nos metassedimentos do Grupo Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 22, São Paulo:204-215.
- Strieder A.J., Suita M.T.F. (1999) – Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics* **28**: 267–289.
- Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin, A.Ya (1979) – Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, **44**:119-38.
- Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Pub.* **42**:313-345.
- Valeriano C.M. (1992) – Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da represa de Funas, Sudoeste de Minas Gerais. *I.G. – USP*, São Paulo, Doctorate Thesis. UnB, unpublished: 198 p.



- Valeriano C.M. and Simões L.S.A. (1997) – Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): Tectonic implications to the evolution of the Southern Brasília Belt. *Rev. Bras. Geociências*, **27**(1): 99 – 110.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. (2004) – Evolução tectônica da Faixa Brasília. IN: Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. *Beca*, São Paulo, pp 575 – 592.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. (2004a) – U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE-Brazil): Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* **130**:27 – 55.
- Whalen J.B., Currie K.I., Chappell (1987) – A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral Petrol.*, **95**:407-419.

**APENDIX III.I  
SAMPLE LOCATIONS**

Co-ordinates are given in UTM

Number	Sample	Quad.	UTM (East)	UTM (North)
<b>Granites</b>				
IPC 01	Garnet-muscovite granite (Davinópolis)	23k	215930	7995929
IPC07	Biotite granite (Pires Belo)	23k	204246	8015587
IPC118	Biotite Granodiorite (São Marcos)	23k	216061	8017786
<b>Gneisses</b>				
IPC28	Granodioritic garnet-biotite-muscovite gneiss	23k	184269	7996878
IPC45	Granitic muscovite-biotite gneiss (Sucuri)	22k	778451	8044815
<b>Amphibolites</b>				
<b>Araxá Group</b>				
IPC03	São Marcos Amphibolite	23k	215127	7996176
IPC106	Amphibolite	23k	195623	8032502
<b>Veríssimo Sequence</b>				
IPC54	biotite/chlorite-plagioclase schist	22k	188451	8029468
IPC184	Amphibolite	22k	809094	7997795
<b>Maratá Sequence</b>				
IPC143	Tremolite schist	22k	778993	8037614
<b>Ortogneisses</b>				
<b>- Domain ca. 640 Ma</b>				
IPC10B	Amphibolite (Metagabbro)	22k	804034	7994036
IPC137	Amphibolite (Metagabbro)	22k	790093	8031246
<b>- Domain ca. 1.2 Ga</b>				
IPC125	Amphibolite (Metagabbro)	22k	793902	7990516
<b>Metavolcanic</b>				
<b>Veríssimo Sequence</b>				
IPC53A	Muscovite-biotite-plagioclase-quartz schist	23k	187997	8029482
<b>Maratá Sequence</b>				
IPC47	Muscovite-biotite-plagioclase-quartz schist	22k	773694	8046888
<b>Araxá Group</b>				
<b>East</b>				
IPC24	Feldspar biotite-quartz schist	22k	813738	8000433
IPC36	Mylonitic biotite-muscovite-plagioclase schist	22k	806024	8025109
<b>West</b>				
IPC21	Feldspar garnet-biotite-muscovite-quartz schist	22k	765204	7992786
<b>Metasedimentary rocks</b>				
<b>Veríssimo Sequence</b>				
IPC101	Feldspar garnet-biotite-muscovite-quartz-chlorite schist	23k	189983	8026251
<b>Araxá Group</b>				
<b>East</b>				
IPC31	Garnet-biotite-quartz-muscovite schist	22k	810074	8011958
<b>West</b>				
IPC43A	Mylonitic carbonaceous quartz-muscovite schist	22k	769377	8035692
IPC43	Fine mylonitic muscovite quartzite	22k	769377	8035692
IPC44	Garnet-chloritoid-chlorite-quartz-muscovite schist	22k	766124	8039144
<b>Ibiá Group</b>				
IPC60	Biotite-chlorite-muscovite-quartz schist	23k	191262	8045108
IPC61	Biotite-chlorite-muscovite-quartz schist	23k	187657	8045090

## CAPÍTULO IV – Artigo

# Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust formation episodes in the southern Brasília Belt, central Brazil: whole rock geochemistry, Sm-Nd isotopic data and U-Pb geochronology

Percy Boris Wolf Klein <sup>(1, 2)</sup>, Reinhardt A. Fuck <sup>(1)</sup>, Elton Luís Dantas <sup>(1)</sup>, José

Affonso Brod <sup>(1)</sup>

(1) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília;

(2) Departamento de Geografia, Universidade Federal de Goiás – Campus Catalão

### Abstract

The Meso-Neoproterozoic orthogneisses from Ipameri-Nova Aurora occur within the southern Brasília Belt, Tocantins Province, central Brazil. From west to east, geological, geochemical and Sm-Nd isotopic data and U-Pb zircon age determinations allow to discriminate three domains: (1) Nova Aurora 1.2 Ga orthogneiss; (2) Goiandira 640 Ma orthogneiss; and (3) Ipameri 790 Ma orthogneiss. Petrography and whole rock geochemistry of selected samples characterize their protoliths as tonalite to granite in composition, with calc-alkaline and peraluminous affinity. They vary from calcic to alkaline-calcic, with varied  $\epsilon_{Nd(T)}$  range (+2.52 to -11.69), probably formed in a continental margin arc environment. The westernmost domain, around Nova Aurora, comprises Mesoproterozoic orthogneisses, dated at 1219±13 Ma,  $\epsilon_{Nd(T)} = -4.89$  and 1259 ± 7 Ma,  $\epsilon_{Nd(T)} = -4.57$ . Model ages of this group vary between 1413 and 2624 Ma and  $\epsilon_{Nd(T)}$  between -6.52 and +2.52, suggesting mixed juvenile and older heterogeneous sources. This leads to the suggestion that this domain could have been a potential source for part of the Mesoproterozoic detrital zircon population reported from the southern Brasília Belt. The orthogneiss domain around Goiandira yielded Neoproterozoic ages between 634±9 and 642±1 Ma. Model ages range between 1371 and 2541 Ma and calculated  $\epsilon_{Nd(T)}$  values between -4.15 and -11.69. The third orthogneiss domain is exposed in the Ipameri area. U-Pb zircon ages of two samples yielded 796 ± 64 Ma and 771 ± 13 Ma,  $\epsilon_{Nd(T)}$  between -3.65 and -9.83 and  $T_{DM}$  model ages between 1913 and 2057 Ma, with one lower value of 1284 Ma. Some dioritic, tonalitic and granitic orthogneiss in the Ipameri-Nova Aurora region have a different behavior. They have very high- to high-K character and peraluminous affinity with probably alkaline nature. The Goiandira 640 Ma and Ipameri 790 Ma domains are related to a continental magmatic arc, built-up at the margin of the plate that includes the São Francisco Craton. Their northward continuity constitutes the Anápolis-Itauçu granulite terrain. As for the 1230-1260 Ma orthogneiss domain in Nova Aurora, we suggest that it is an exotic fragment of a Mesoproterozoic arc built elsewhere.

*Keywords:* Brasília Belt, Tocantins Province, orthogneiss, continental arc.

## IV.1. Introduction

The Tocantins Province in central Brazil (Almeida *et al.*, 1977; 1981) is a Neoproterozoic Brasiliano/Pan-African orogenic system developed between the Amazon Craton in the west, the São Francisco Craton in the east, the Paranapanema Craton in the southwest, the latter covered by the Paraná Basin, and the Ribeira Belt of Mantiqueira Province in the southeast (Brito Neves & Cordani, 1991; Strieder & Suita, 1999; Pimentel *et al.*, 2000). Northwards the Province is covered by Phanerozoic deposits of the Parnaíba Basin. The Tocantins Province includes the Araguaia and Paraguay belts in the west, bordering the Amazon Craton, and the Brasília Belt in the east (figure IV.1), verging towards the São Francisco Craton.

The Brasília Belt (Almeida, 1968) is c. 1,100 km long and 100 to 200 km wide, and strikes NNE-SSW in the north, NW-SE in the center-south, and close to E-W in the south (figure IV.1). It is formed essentially by units of supracrustal rocks, deposited and deformed at the western border of the São Francisco Craton. Metamorphism and deformations increase from E to W. It is characterized by the following tectonic-stratigraphic compartments (Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2000; 2004; Piuzana *et al.*, 2003; 2003a; D'el-Rey *et al.* 2004; Valeriano *et al.*, 2004b).

The westernmost compartment, Goiás Magmatic Arc made of arc-type volcanic-sedimentary sequences and juvenile tonalites and granodiorites.

Goiás Massif, an apparent exotic continental block, comprising Archean granite-greenstone terrains, Paleoproterozoic gneisses underlying the Serra da Mesa Group; its eastern border is marked by layered mafic-ultramafic complexes (Barro Alto, Niquelândia, Cana Brava) and associated volcano-sedimentary sequences (Juscelândia, Indaianópolis, Palmeirópolis);

Metamorphic core represented by the Anápolis-Itauçu Complex, an association of ortho- and paraderived granulites, intrusive granites and mafic-ultramafic bodies. The internal zone includes also the Araxá Group composed mainly of Neoproterozoic metasedimentary and metavolcanic rocks, deposited in a deep sea environment, deformed and metamorphosed under greenschist to amphibolite facies (Brod & Jost, 1991, Seer *et al.*, 2001), associated with ophiolite mélange (Drake Jr., 1980, Strieder & Nilson, 1992).

Easternmost occurs thick metasedimentary sequences verging towards the São Francisco Craton, characterize the external zone of the Brasília Belt, represented by a

fold- and-thrust-belt. It consists of low grade Neoproterozoic siliciclastic and carbonate rocks, typical of a passive margin environment, comprised in Paranoá, Canastra, Ibiá and Vazante groups. Farther north the fold-and-and-thrust belt is restricted to a narrow strip of deformed rocks of the Paranoá Group, west of the basement Paleoproterozoic orthogneiss terrain and associated supracrustal sequences in the Almas-Cavalcante region. The basement is partially covered by metasedimentary and metavolcanic rocks of the Araí Group formed in late Paleoproterozoic rift basins and intruded by anorogenic granites of the Goiás Tin Province.

The Pirineus Syntax (Costa and Angeiras, 1971; Araújo Filho and Marschack, 1997; Araújo Filho 2000) divides the Brasília Belt in two segments: the southern NW-SE and the northern NNE-SSW, determining to the Brasília Belt a East turned concavity, agreeing with the margin of the São Francisco paleocontinent (Valeriano *et al.*, 2004b).

With increasing distance from the São Francisco Craton, deformation and metamorphism increase in the Brasília Belt. This variation is generally progressive but not linear, as a consequence of imbricate tectonic slices, thrust faults and nappes, as well as strike slip faults, which cause retrometamorphism and strong mylonitic foliation with general NW-SE direction (Fuck & Marini, 1981; Leonardos & Meyer, 1991; D'el-Rey *et al.*, 2004). Metamorphic peak is recorded in the granulite terrains of the Anápolis-Itaçu complex which, further to the south, gives way to the narrow belt of orthogneiss extending to Ipameri-Catalão.

The orthogneisses, varying from tonalite to granite in composition, form a N-S tectonic slice of over 100 km long and 25 km wide, sandwiched between supracrustal rocks ascribed to the Araxá Group. The metagranitoids appear to be the prolongation of the Anápolis-Itaçu Complex, albeit at a lower metamorphic degree of amphibolite facies.

In this study we present geologic, geochemical and isotopic data of the orthogneisses from the Ipameri-Nova Aurora area, aiming to investigate their origin, age and significance in the evolution of the Brasilia Belt (figures IV.1 and IV.2).

## **IV.2. Geology of the Ipameri-Nova Aurora area**

Structural complexity of the study area in Ipameri-Nova Aurora (figure IV.2), does not allow the establishment of a conventional stratigraphic column. Contacts between different units are N-S to NW-SE tectonic discontinuities, characterized by

shear zones associated with east-verging thrusts and eventually strike slip faults (figure IV.2).

Eastwards the orthogneiss unit overlies tectonically metapelitic rocks of the Araxá Group (Barbosa, 1955; Braun, 1970; Barbosa *et al.*, 1970), comprising locally carbonaceous biotite-muscovite schist, intercalating metric/decametric layers of pure or mica-bearing quartzite.

The orthogneiss unit forms a N-S belt approximately 25 km wide. It is a deeply weathered flat-lying terrain where outcrops of fresh rocks are scarce, usually meter-sized blocks and boulders and eventually weathered slabs in riverbeds.

Westwards the orthogneisses are overthrust by the Maratá Sequence which is composed of muscovite-biotite schist, staurolite- and garnet-bearing schist, chlorite phyllite, amphibolite, and a upper section of metarhyolite to metadacite, and associated sub-volcanic rocks, with preserved volcanic textures (Dardenne *et al.*, 1991; 1994; Pimentel *et al.*, 1992). The top of the package is of metapelitic rocks, mainly biotite-muscovite schist, frequently with garnet porphyroblasts, chloritoid-chlorite schist, and intercalated carbonaceous phyllite and pure or mica-bearing quartzite layers.

These rocks were deformed under simple shear regime during two ductile to ductile-brittle deformation events ( $D_1$  and  $D_2$ ), related with the Brasiliano orogeny. The primary ( $S_0$ ) surfaces are well characterized by the quartzite intercalations within the Araxá Group pelitic rocks. The orthogneisses tend to be elongated N-S and are mylonitized near their contacts.

The  $D_1$  event developed the main  $S_1$  foliation, striking N-S ( $271^\circ/16^\circ$ ) to NW-SE ( $257^\circ/44^\circ$  to  $230^\circ/20^\circ$ ), as the result of tight  $F_1$  isoclinal folds. In the Araxá Group and Maratá Sequence, the  $S_1$  foliation is mylonitic, with typical asymmetric, centimeter-scale S-C pairs in schist and quartzite, indicating a relative top to ESE movement. Centimeter- to decimeter-wide quartz veins, sub-parallel to foliations S-C =  $S_1$  (D'el-Rey *et al.*, 2004) are common. In the gneisses  $S_1$  is represented by quartz-feldspar and biotite- and/or hornblende-rich bands. The pattern for  $S_1/S_0$  shows the dispersion of measurements, apparently as the reflex of  $F_2$  folds and of change of the movement of thrust faults of frontal ramps, as shown by the stretching lineation with an indication of the tectonic transport direction to NE, SE and S.

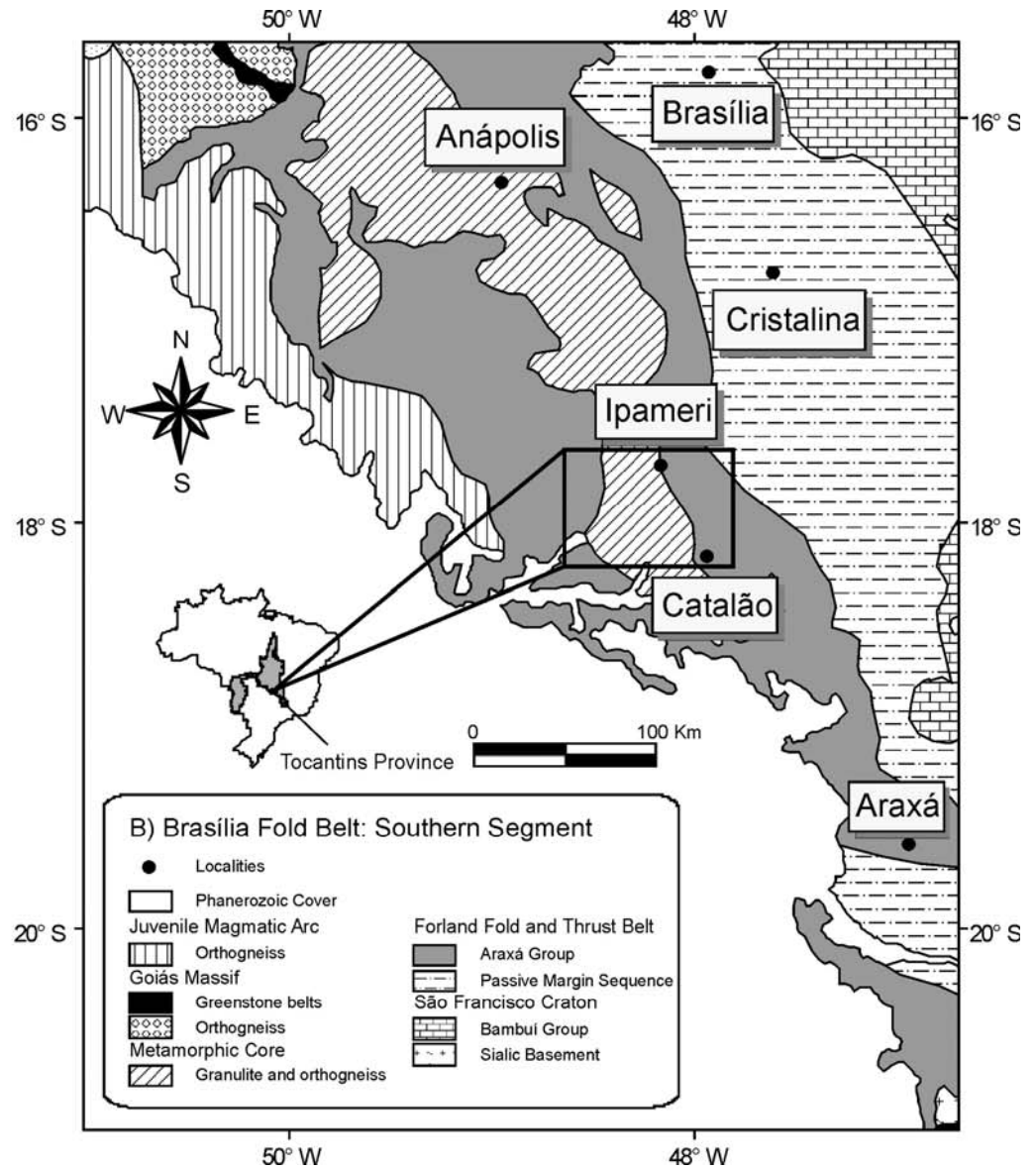
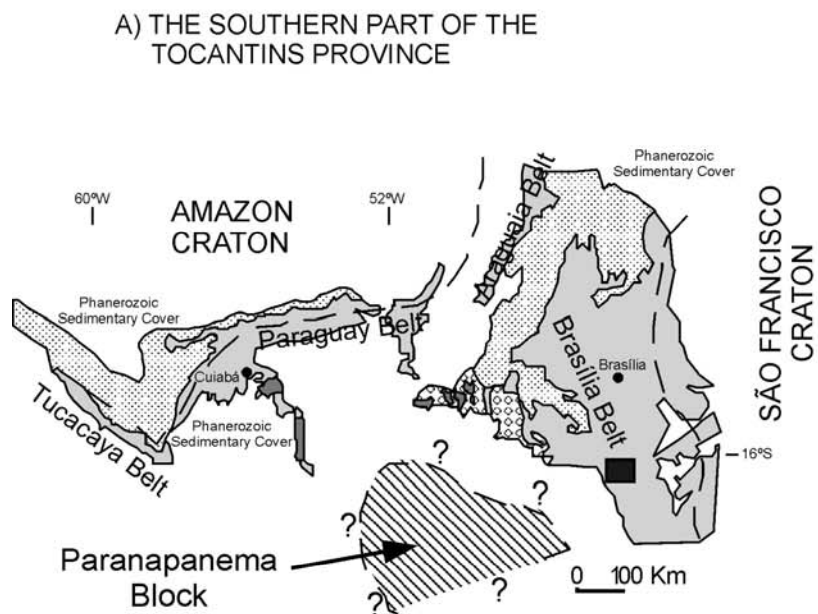


Figure IV.1 – Schematic geologic map of the southern part of the Tocantins Province (A) and southern branch of the Brasília Belt (B), central Brazil (modified from Fuck *et al.*, 1994).

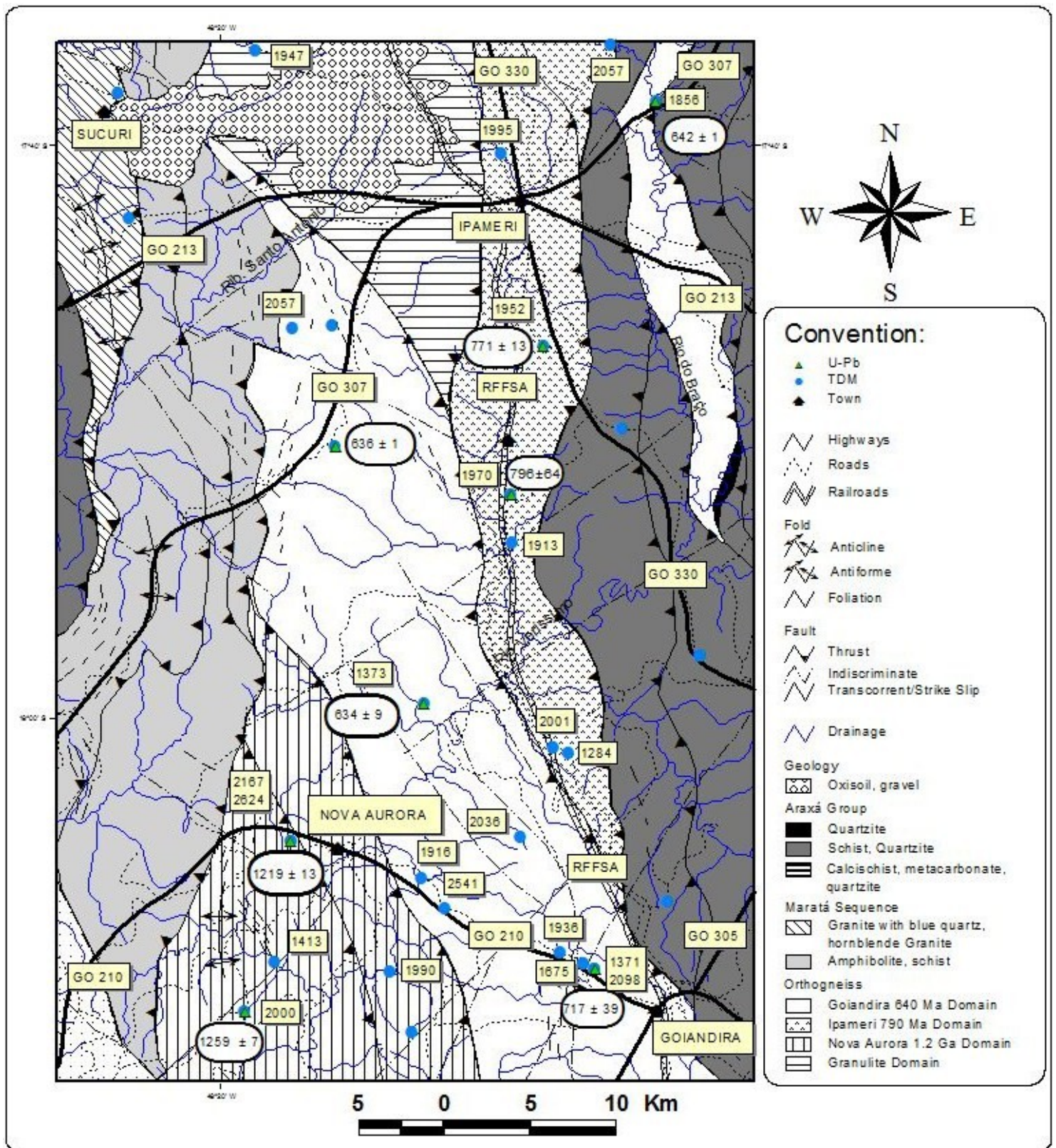


Figure IV.2 – Schematic geologic map of Ipameri-Nova Aurora, SE Goiás (modified from Lacerda Filho *et al.*, 2004).



The D<sub>2</sub> event is represented by F<sub>2</sub> folds, frequently parasitic symmetric and asymmetric over S<sub>1</sub>, with predominant vergence to the east. Penetrating L<sub>2</sub> lineation is associated with S<sub>2</sub> foliation of the axial plane. The S<sub>2</sub> foliation is determined by oriented growth of muscovite, chlorite and other metamorphic minerals of greenschist facies.

The stereogram of S<sub>2</sub> is similar to that one of S<sub>1</sub>, presenting foliations at the main directions 279°/15°, 293°/7°, 286°/38°, 252°/31° and 336°/84°, indicating that the F<sub>2</sub> folds are frequently isoclinal. There are also open F<sub>2</sub> folds and sometimes they represent interference with F<sub>1</sub> folds. The folds are predominantly centimetric to decimetric, in some cases metric, justifying the variations in the poles of directions from S<sub>2</sub> foliation. F<sub>2</sub> sheath folds have also been recorded. Stretching and mineral lineations in the study area strike preferentially 18°/261°, 19°/227° and 16°/309°, suggesting tectonic transport towards E-NE and SE. These directions are similar to those recorded in the Araxá synform, interpreted as resulting from D<sub>2e</sub> (early) and D<sub>2l</sub> (late) deformation events (Seer 1999; Seer & Dardenne, 2000). Available age constraints place the development of these structures between 630 and 580 Ma, during the Brasiliano orogeny in the context of Gondwana amalgamation (Seer *et al.*, 2000, Valeriano *et al.*, 2000; 2004a).

### **Characterization of the orthogneisses**

Field and laboratory features supported by U-Pb zircon ages allowed the discrimination of three orthogneiss domains separated by tectonic discontinuities (figures IV.3, IV.4 and IV.5).

The SW portion of the gneiss unit in the Nova Aurora area (figure IV.2) is formed by biotite and muscovite-biotite granodioritic gneisses, garnet-muscovite-biotite granitic gneiss. Plagioclase in these rocks is usually thoroughly saussuritized into a mass of zoizite, white mica flakes and albite. Chlorite substitutes biotite and hornblende. Sparse amphibolite blocks represent former gabbro. U-Pb zircon ages around 1.25 Ga indicate this as the oldest domain within the orthogneiss unit.

The adjoining domain, extending northwestwards from Goiandira, comprises biotite gneiss and muscovite-biotite gneiss. Protoliths vary in composition from monzodiorite, through tonalite and granodiorite to monzogranite, the latter with common centimetric to metric pegmatite veins. Enclaves of gondite were recorded in

this domain (Dardenne *et al.*, 1991). Sparse amphibolite blocks derived from metagabbro and metagabbro-norite. U-Pb zircon ages are around 640 Ma.

The easternmost domain, including the Ipameri area, comprises mainly biotite and biotite-muscovite tonalitic gneiss with U-Pb zircon ages around 790 Ma. Granodiorite and monzogranite compositions were recorded, as well as amphibolite derived from gabbro. Muscovite-rich tonalitic mylonites are common, particularly close to the tectonic contact with the Araxá Group.

The northern part of the gneiss unit is characterized by an extensive detritic-lateritic cover, displaying only rare outcrops of deeply weathered rocks. Some of these are rich in quartz and limonitic garnet, interpreted as felsic granulites. Occasional blocks of mafic hornblende-orthopyroxene granulite were found. Occurrences of granulites were reported further to the N, outside the study area (Dardenne *et al.*, 1991; Leonardos *et al.*, 1990). The high grade rocks are probably related to the Anápolis-Itaçu Complex (Pimentel *et al.*, 2000; Moraes *et al.*, 2002; Piuzana *et al.*, 2003).

Generally the orthogneisses are mesocratic to leucocratic, fine- to medium-grained rocks, with prominent foliation and frequent banding. Dominant minerals are quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, muscovite, garnet as millimetric phenoblasts, hornblende. Epidote/clinozoisite, zoisite and chlorite are common retro-metamorphic minerals. Opaque minerals, apatite, zircon, titanite and monazite are the most common accessory minerals. K-feldspar may occur as centimetric phenoclasts. Plagioclase may form also millimetric to centimetric phenoclasts, with variable degrees of saussuritization.

Amphibolites represent probably metamorphosed mafic enclaves, although the possibility of fragmented mafic dykes cannot be excluded. These rocks are constituted of hornblende, plagioclase, retro-metamorphic epidote, actinolite and chlorite; opaque minerals, apatite and titanite are accessory.

Mineral associations of orthogneisses and amphibolites from Ipameri-Nova Aurora are typical of amphibolite facies metamorphism, overprinted by greenschist facies retrogression. Main metamorphic mineral parageneses in the gneisses are biotite ± garnet + muscovite + plagioclase ± potash feldspar (microcline or orthoclase) + quartz and biotite ± garnet + muscovite + plagioclase + epidote + quartz. Garnet, hornblende and biotite are partial or totally overgrown by chlorite, epidote and tremolite-actinolite. Plagioclase is substituted by zoisite, albite and fine flakes of white mica. Parageneses of

granulite facies in the northern portion of the gneiss belt were replaced generally by secondary minerals. Recorded mineralogy is quartz + plagioclase + limonitic garnet + muscovite + chlorite and hornblende + orthopyroxene + plagioclase + epidote. Similar low-grade mineral associations are also observed in the mylonitic rocks in shear zones.

### **IV.3. Analytic procedures**

#### **IV.3.1. Major, Trace and Rare Earth Element Geochemistry**

Nineteen samples representing the various rock-types in the Ipameri-Catalão study area were analyzed for major elements using ICP-AES, with an analytical error of  $\pm 2\%$  for concentrations 50 times greater than the detection limits. Trace-elements and rare-earth elements (REE) were analyzed by ICP-MS, with an analytical error of  $\pm 5\%$  for concentrations 50 times greater than the detection limits. In both cases, crushed and grounded whole rock samples were fused with  $\text{LiBO}_2$ , and digested and diluted in nitric acid. Analytical work was carried out by Acme Analytical Laboratories, Inc.

#### **IV.3.2. U-Pb Isotopic Geochemistry**

U-Pb zircon dating of eight orthogneiss samples, using the ID-TIMS method was performed, following the procedures described in Krogh (1973) and Laux *et al.* (2004; 2005), was carried out at the Geochronology Laboratory, Institute of Geosciences, University of Brasília, in order to determine the crystallization age of these rocks.

Heavy-mineral concentrates were obtained through density separation from about 15 Kg of sample and screened into fractions according to grain size. Each fraction was processed in a Frantz isodynamic magnetic separator with  $5^\circ$  side tilt and 1.5 amp current. Combination of the following techniques was used to reduce discordance (Laux *et al.*, 2004; 2005): (i) manual separation of the more transparent zircon grains, with a lower degree of alteration and free from fractures, and (ii) aerial abrasion using pyrite as a polishing means (Krogh & Turck, 1982). Zircon fractions were washed twice in  $\text{HNO}_3$  4N solution, first to dissolve the pyrite grains and then, for about 45 minutes, for final cleanup, followed by repeated washes with distilled water and acetone. Small fractions of zircon were then weighted in aluminium foil and dissolved in a 4:1 mixture of HF and  $\text{HNO}_3$  using Parr Teflon bombs at  $220^\circ\text{C}$ . Subsequently, a small amount of  $^{205}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$  isotopic tracer (Krogh & Davis, 1975) was added.

U and Pb chemical extraction followed the procedures described by Krogh (1973). Pb and U are recovered as phosphates with silica gel, deposited in a single Re filament and analyzed in metallic form in static mode, using a Finnigan MAT-262 multi-collector mass spectrometer. Details of the mode and operating conditions are described in Krogh & Turck (1982) and Davis *et al.* (1982).

Isotopic data are corrected for 0.1% fractioning per atomic mass unit (AMU). U and Pb blanks in the laboratory during analysis were better than 5 and 10 pg, respectively. Errors observed are within the  $2\sigma$  interval and were calculated individually. Regression lines are used according to Davis *et al.* (1982) and calculated ages are 95% confidence. Spreading of analytical points are calculated by adjustment probability parameter. Well-adjusted regressions have an adjustment probability higher than 10%. The decay constants used and the uranium isotopic composition are those recommended in Steiger & Jäger (1977). ISOPLOT-Ex programs (Ludwig, 2001) were used to handle the data and to calculate ages. Errors of the isotopic ratio are of  $2\sigma$ . When data points were clustered near the Concordia, it was useful to force the regression line through some concordia point, such as 0 Ma, metamorphic age, or inheritance age. This reduces the error associated with the magmatic age of the rock, if only Modes 1 or 2 regressions are used without anchoring (Kozuch, 2003).

### **IV.3.3. Sm-Nd Isotopic Geochemistry**

Twenty six Sm-Nd isotopic determinations in samples of the various rock-types were performed at the Geochronology Laboratory, Institute of Geosciences, University of Brasília. The model ages ( $T_{DM}$ ) and  $\epsilon_{Nd(T)}$  values obtained were used as in the evaluation of magma sources and crustal evolution.

Sm-Nd dating followed the procedures in Gioia & Pimentel (2000). Approximately 50 mg of rock powder were mixed with  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  tracing solution and digested ( $\text{HF}:\text{HNO}_3$ ) in Savillex vessels for about two days. After the first digestion, the solution was evaporated and attacked with the same acids for approximately four days. The solution was evaporated again and the residue was dissolved in hot HCl 6N. After evaporation, the residue was dissolved in HCl 2.5N. The extraction of lanthanides was done by conventional methods in quartz ion-exchange columns, using BIO-RAD AG-50w-x8 resin. Sm and Nd extractions were carried out in Teflon columns packed with LN-Spec resin (Teflon powder impregnated with liquid

resin HDEHP-phosphoric acid di-ethylhexil). Sm and Nd fractions were deposited in double arrangements of Re filaments and analyzed in metallic form in static mode, using a Finnigan MAT-262 mass spectrometer. Isotopic ratios were normalized for the  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  value of 0.7219 and the decay constant used was  $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ . The external precision for determination of the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio, based on repeated analysis of the BHVO-1 standard, is better than  $\pm 0.005\%$  ( $1\sigma$ ). Uncertainties in the Sm/Nd ratios are estimated at  $\pm 0.4\%$  ( $1\sigma$ ).  $T_{\text{DM}}$  values were calculated using the macros from DePaolo (1981) in MICROSOFT EXCEL and ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001).

#### **IV.4. Results**

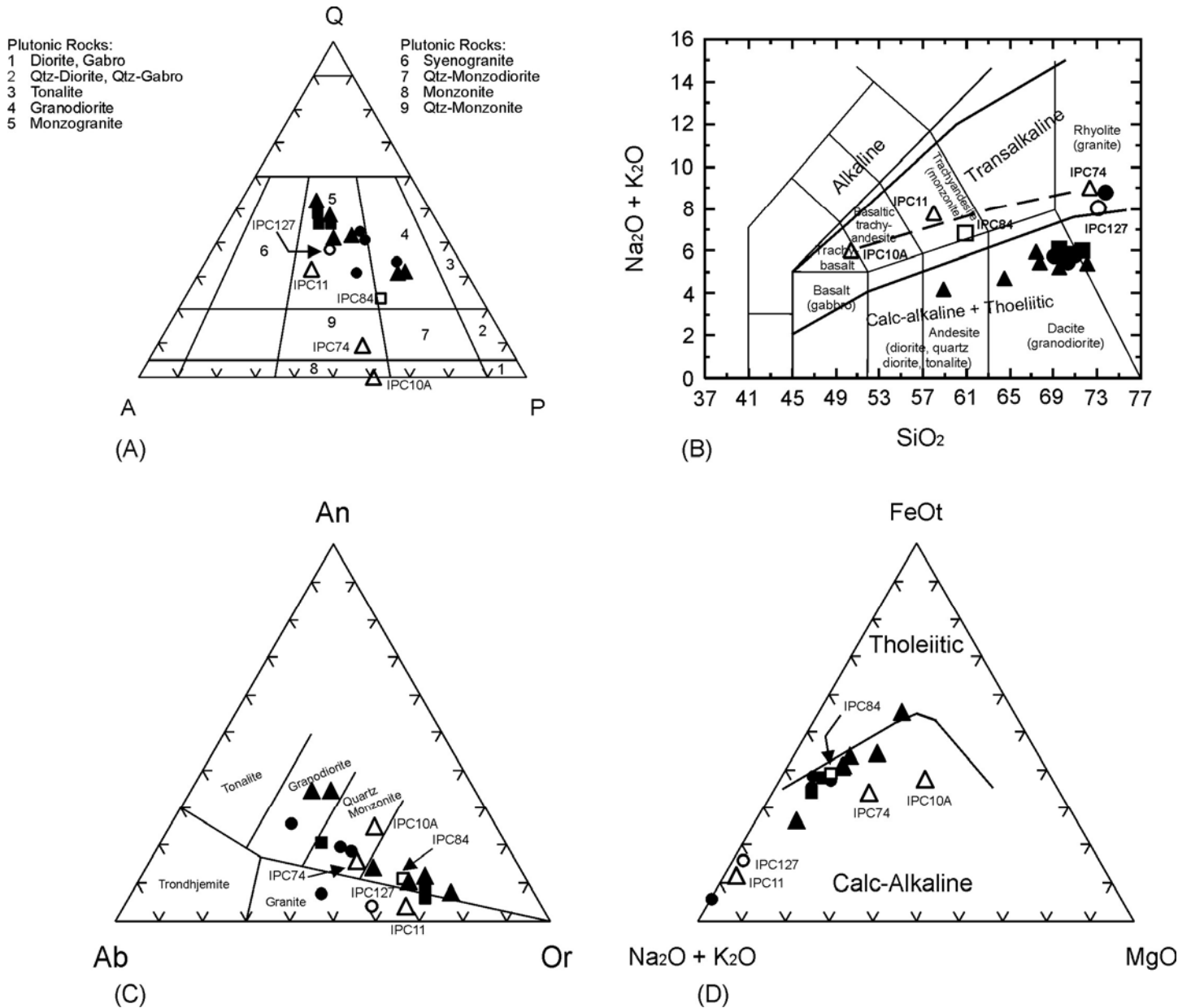
Concentration of major and trace elements, including rare earths of nineteen samples from the orthogneiss belt of Ipameri-Nova Aurora are in table IV.1. Although the analyzed samples are of retrogressed metamorphic rocks, implying the possibility of mobilization of elements such as K, Na, Rb, Sr, Ba, etc., we tried to evaluate the nature of protoliths and the possible tectonic environments where they were formed, giving priority to trace and rare earths elements.

Taking into account the lithostructural characteristics and the crystallization ages obtained with U-Pb zircon dating, we discriminate four gneiss domains in the Ipameri-Nova Aurora study area, separated by shear zones (figure IV.2). Geochemistry and Sm-Nd data were interpreted jointly for each of these domains.

##### **IV.4.1. Nova Aurora domain – crystallization ages 1.22-1.26 Ga**

The QAP, total alkalis versus silica, and normative molecular An-Ab-Or composition diagrams and petrography (Streckeisen, 1976; Le Maitre *et al.*, 1989; Barker, 1979; figure IV.3-A, B and C, respectively) show two typical granodiorite gneisses and three samples of monzogranite gneisses.

The orthogneisses of this domain are part of a calc-alkaline series, evolving to medium alkaline at high K, in accordance with the diagrams  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{FeO}_T \times \text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  relation and alkalinity index, with low to medium peraluminous affinity A/NK vs. A/CNK (figures IV.3-D, IV.4-A, B and C).



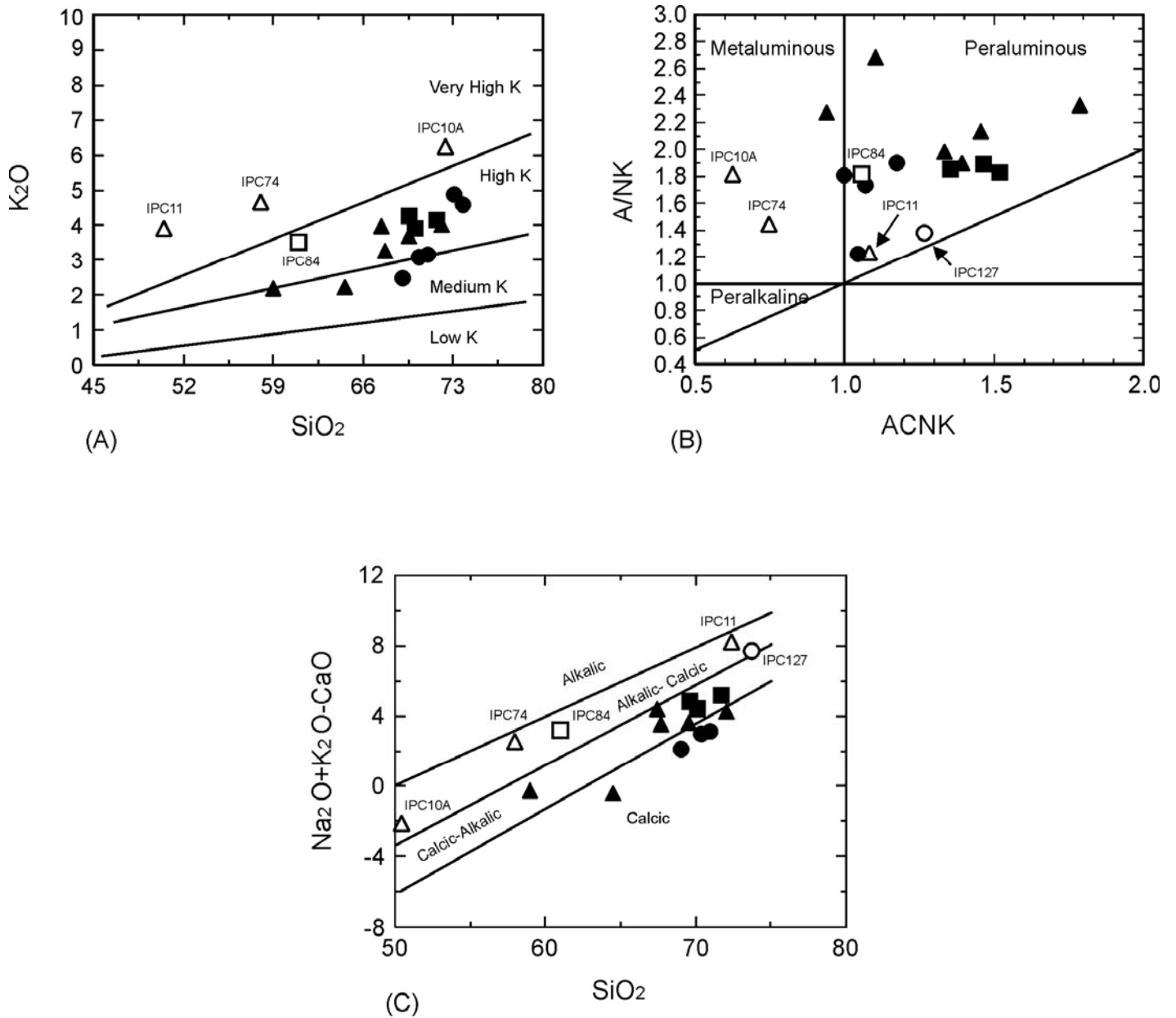


Figure IV.4 – (A) – Subdivision of subalkaline rocks using the  $K_2O$  vs. silica diagram (Le Maitre *et al.*, 1989); (B) – a plot of Shand's index for granitoids ( $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  vs.  $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ; Maniar & Piccoli, 1989); (C)  $Na_2O+K_2O-CaO$  x  $SiO_2$  diagram (Frost *et al.*, 2001) showing the approximate range for the alkalic, alkali-calcic, calc-alkalic and calcic rock series. Triangles represent Goiandira 640 Ma orthogneiss domain; square, Ipameri 790 Ma domain; circles, Nova Aurora 1.2 Ga domain. Open symbols represent transalkaline rocks. Data taken from table IV.1.

$SiO_2$  content ranges from 69.04 to 73.74wt. %,  $Al_2O_3$  from 13.40 to 14.64wt. %,  $Na_2O$  from 2.39 to 4.18wt. %, and  $K_2O$  from 2.48 to 4.89wt. % (table IV.1).

REE patterns (figure IV.5-A, table IV.1) of rocks in the Nova Aurora 1.2 Ga domain show a pattern whose  $\Sigma REE$  is between 57.89 and 378.41 ppm. The fractionation is characterized by  $La_{Ch}/Yb_{Ch}$  between 7.72 and 15.96 with La contents ca.

60 to 340 times higher than chondritic La and Yb 5.88 to 21.24 times above chondritic Yb. LREE are more fractionated ( $La_{Ch}/Sm_{Ch}$  between 3.51 and 4.37) than the HREE ( $Gd_{Ch}/Yb_{Ch}$  between 1.27 and 2.24). Negative Eu anomalies are indicated by the variation of  $Eu/Eu^*$  from 0.37 to 0.73.

Multielement diagram normalized to primitive mantle of these rocks show negative Th, Nb-Ta, Sr, P and Ti negative spike, Rb, K, La, Nd, Sm and Hf positive anomalies, higher LILE and HREE, is similar to arc convergence, confirmed by Rb vs. Y+Nb and  $Y/44 \times Rb/100 \times Nb/16$  diagrams, that show that magma source from these rocks is related to syn-subduction zone, suggesting an active margin environment (figures IV.5-B, IV.6-A and B).

Zircon of two samples of the domain were analyzed by the U-Pb method.

**IPC16A garnet-biotite granodiorite-gneiss:** prismatic, long, sometimes flat zircon grains (4:1), clear, pink to orange and transparent, indicating igneous origin. We analyzed fractions of one, two, three and six grains each, weighing between 8 and 21  $\mu g$ . Analytic results are aligned in a discordia with the upper intercept establishing the crystallization age of  $1219 \pm 13$  Ma (MSWD = 3.1), as shown by data from table IV.2 and figure IV.7.

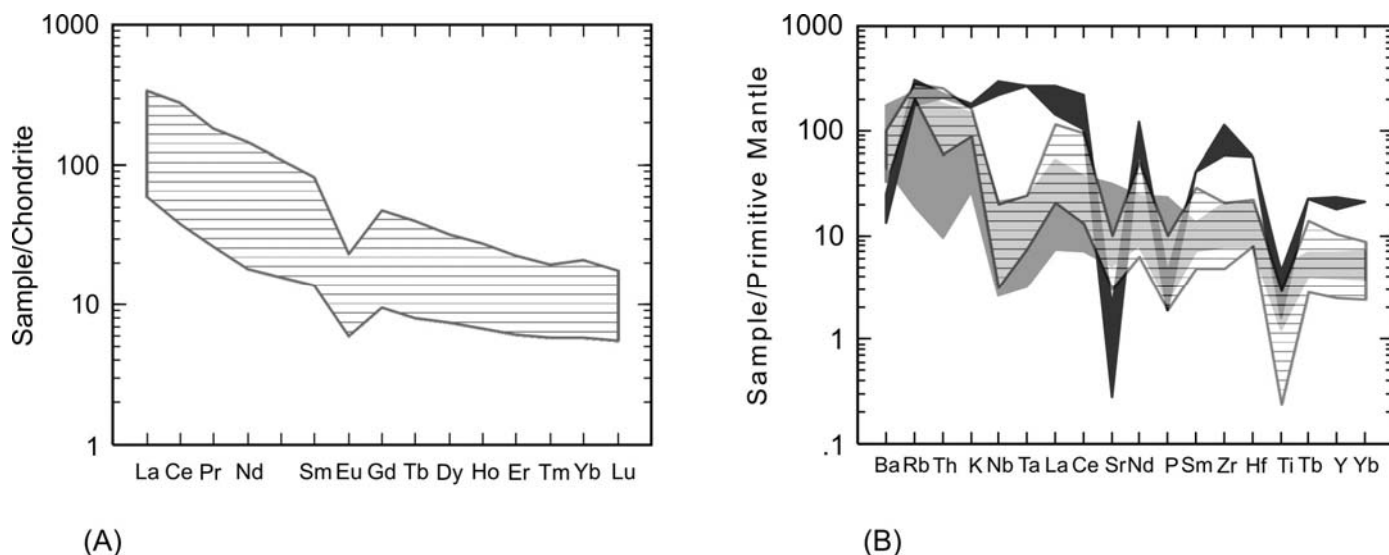


Figure IV. 5 - A) Chondrite-normalized REE diagram from granodiorites and calc-alkaline granites (horizontal lines field); (B) Trace-element normalized diagram from the same samples grouped in one field (horizontal lines filed), compared to continental extension rift (dark-grey field; Upton *et al.*, 1990; McDonald, 1987) and to arc convergence environment (light-grey field; Imai, 1995; Govindaraju, 1994). Data from table IV.1. Chondrite and primitive mantle normalization values from Sun and McDonough (1989).



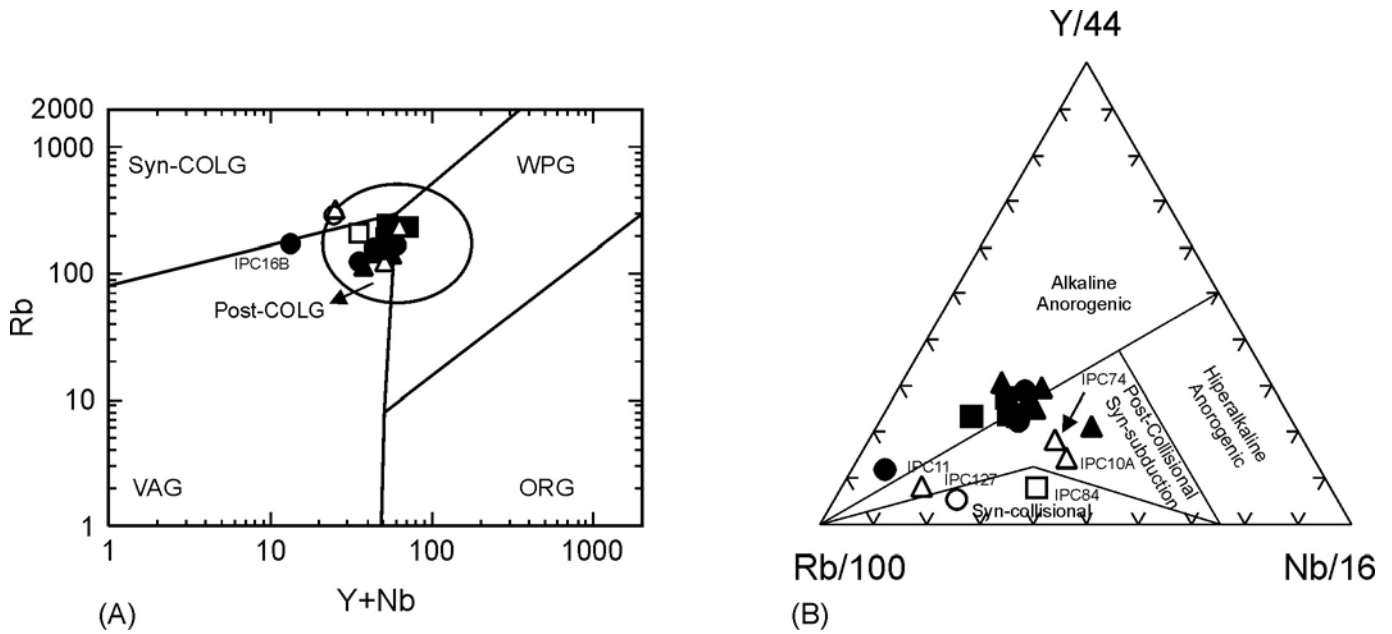


Figure IV.6 – (A) Rb vs. Y+Nb for granites sources (Pearce, 1984; 1996); and, (B) Rb/100xNb/16xY/44 diagram (Harrys *et al.*, 1986) indicates the source of the orthogneisses rocks of the Ipameri-Nova Aurora region. Triangles represent Goiandira 640 Ma orthogneiss domain; square, Ipameri 790 Ma domain; circles, Nova Aurora 1.2 Ga domain. Open symbols represent transalkaline rocks. Data taken from table IV.1.

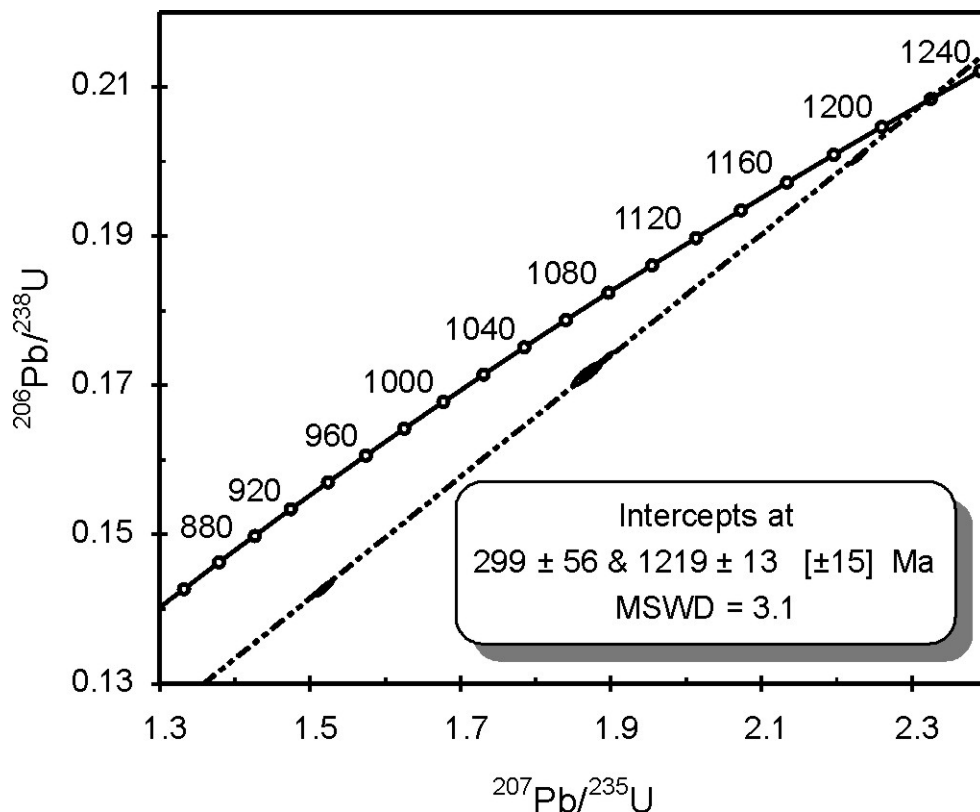


Figure IV.7 - U-Pb Concordia diagram of garnet-biotite granodiorite-gneiss (IPC16A). Data taken from table IV.2.

**IPC126 – biotite granite-gneiss:** the zircon crystals of this sample are transparent grains, pink to caramel in color, medium and elongated (4:1), indicating

igneous origin. We analyzed individual grains, weighing between 12 and 35  $\mu\text{g}$ . Analytic results are aligned along a discordia, the upper intercept of which indicates crystallization age of  $1259 \pm 7$  Ma (MSWD = 37, table IV.2, figure IV.8). Possible zircon inheritance may exist in the sample as suggested by the fractions represented by the open symbols. These fractions have high associated errors and were not included in age calculations.

The values of  $T_{\text{DM}}$  vary between 1990 and 2167 Ma, with  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between -3.92 and -4.89 for the metagranitic to metagranodioritic rocks (IPC16A, IPC122 and IPC126).  $T_{\text{DM}}$  of 2624 Ma and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  value of -6.52 was determined in granite gneiss IPC16B. The isotopic data suggest two probable magmatic sources in this domain, with significant crustal participation (table IV.3, figure IV.9).

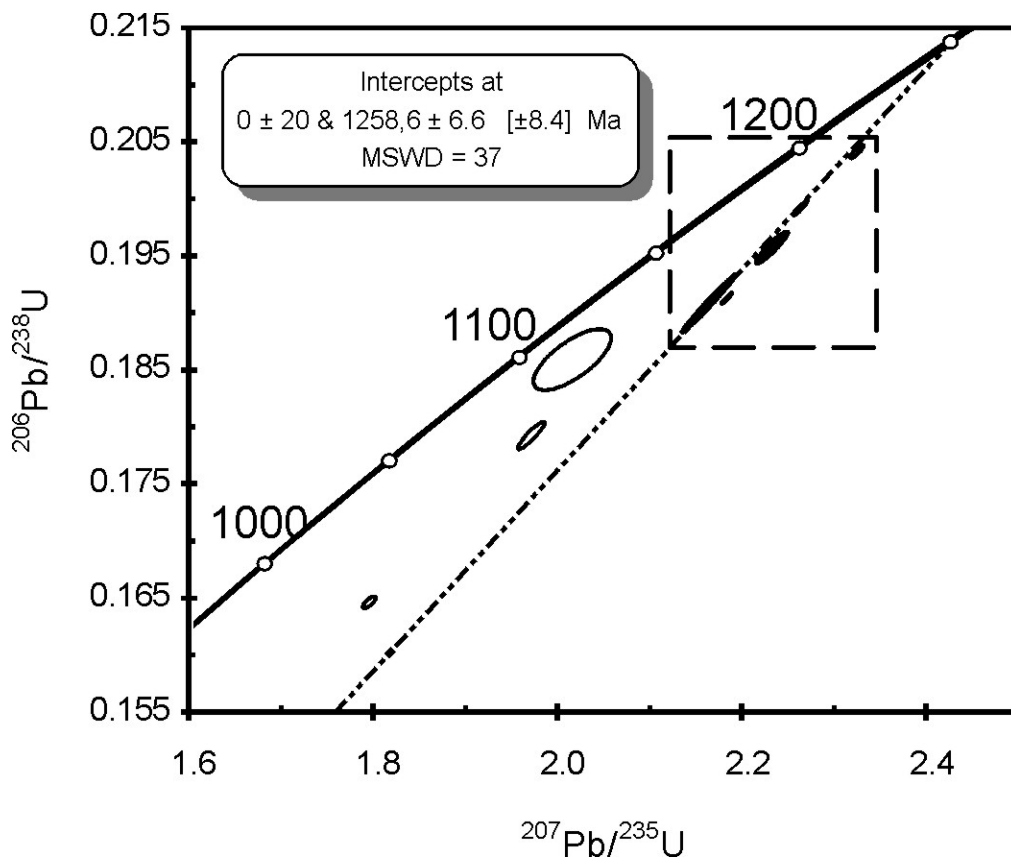


Figure IV.8 – U-Pb Concordia diagram from biotite granite-gneiss (IPC126). Open symbols are analytical points not used in regression. Data taken from table IV.2.

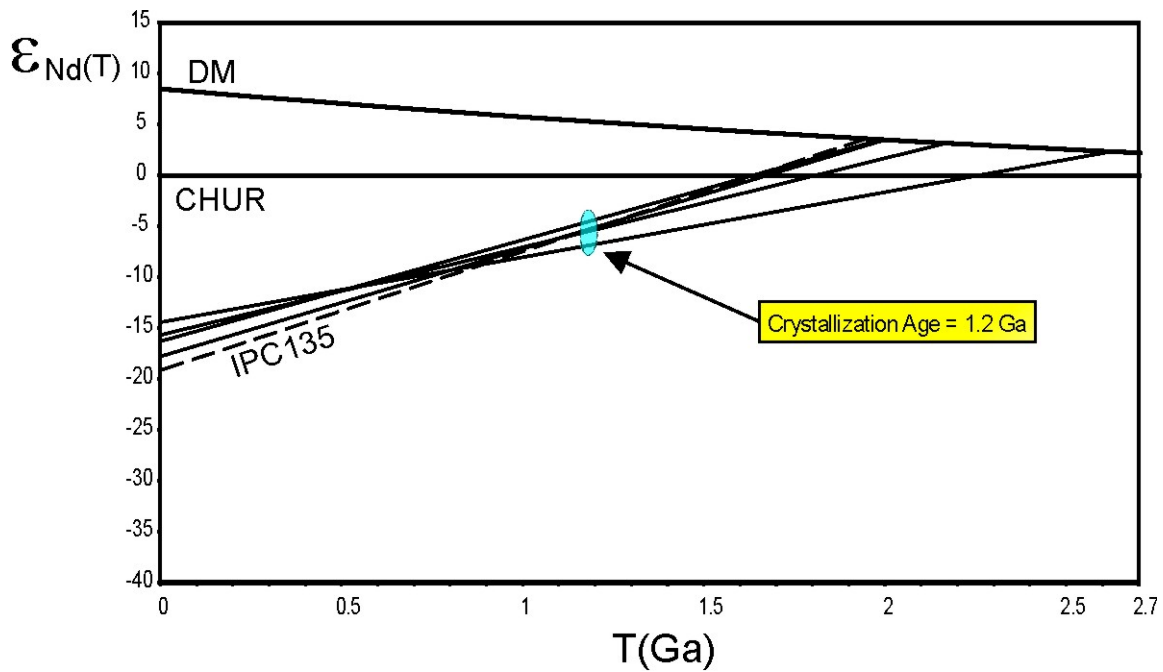


Figure IV.9 –  $\epsilon_{Nd(T)}$  x time evolution diagram showing the isotopic composition of the 1.2 Ga orthogneisses from Nova Aurora. Data taken from table IV.3.

#### IV.4.2. Goiandira domain - crystallization ages of c. 640 Ma

The samples analyzed in this domain correspond to monzodiorite, tonalites, granodiorites and monzogranites (figures IV.3-A, B and C; table IV.1).

These rocks have  $\text{SiO}_2$  content between 50.42 and 72.35wt. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ranges from 13.95 to 15.45wt. %,  $\text{Na}_2\text{O}$  from 1.38 to 3.12wt. %, and  $\text{K}_2\text{O}$  from 2.18 to 6.22wt. %.

The  $\text{FeO}_T\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O-MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagrams show that the orthogneisses in this domain constitute a medium- to high-K calc-alkaline series (figures IV.3-D, IV.4-A and 4-C). Based on the relations  $A/\text{NK} > A/\text{CNK} > 1$  (figure IV.4-B), they have slightly metaluminous to peraluminous affinity, whereas the more basic, dioritic terms, are dominantly metaluminous.

Three distinct groups of REE patterns were characterized. The first group composed of rocks of intermediate composition, IPC10A (metadiorite) and IPC74 (monzodiorite), display a highly fractionated pattern ( $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}} = 63.34$  and  $34.96$ , respectively), La 425 and 790 times the chondritic value and Yb ca. 12 times the chondrite. Negative anomalies of Eu are almost absent ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  equal to 0.91 and 0.93) and  $\Sigma\text{REE}$  reaches 765.65 and 427.57 ppm (figure IV.10-A).

The orthogneisses of granodioritic composition show fractionated REE pattern ( $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$  between 8.20 and 9.85) mainly in LREE ( $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Sm}_{\text{Ch}}$  between 3.44 and 4.37 and La abundances ca. 120-220 times the chondrite). The HREE present almost flat patterns ( $\text{Gd}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$  vary 1.27 to 1.68 and Lu ca. 15-26 times chondritic abundance). Negative anomalies of Eu are more significant ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  between 0.52 and 0.84) and the  $\Sigma\text{REE}$  vary between 143.96 and 257.96 ppm.

Monzogranites IPC79 and IPC11 display fractionated REE pattern, with  $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}}$  ratio of 9.76 and 56.07, La between 180 and 200 times chondritic abundances, Yb between 18 and 3 times chondrite,  $\Sigma\text{REE} = 196.42$  and  $203.67$ , and strong negative Eu anomalies represented by  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56$  and  $0.58$ , respectively (table IV.1 and figure IV.10-A).

$\text{REE}_{\text{light}}$  of tonalite gneiss (IPC84) are strongly fractionated in relation to  $\text{REE}_{\text{heavy}}$  ( $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}} = 218.10$ ,  $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Sm}_{\text{Ch}} = 8.74$ ,  $\text{La}_{\text{Sample}}$  885 times higher than chondritic La,  $\text{Gd}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}} = 9.11$ ,  $\text{Yb}_{\text{Sample}}$  4 times chondritic Yb). The sample contains  $\Sigma\text{REE} = 780.36$  ppm and displays a weak negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.78$ , figure IV.16-A and table IV.1). This REE pattern suggests affinity with alkaline tonalite.

The granitic gneiss (IPC127), whose REE pattern is similar to that of the IPC84 tonalite is characterized by very strong fractionation ( $\text{La}_{\text{Ch}}/\text{Yb}_{\text{Ch}} = 129.28$ , La concentration 334.6 times higher than the chondrite, and Lu 2.59 times above chondritic Lu). This sample has a significant negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.62$ ) and  $\Sigma\text{REE}$  of 307.83 ppm, also indicating a probably alkaline character (figure IV.5-A and table IV.1).

The granodiorite and granite multi-element patterns present positive anomalies of Rb, K, La-Ce, Nd, Sm and Hf and negative anomalies for Th, Nb-Ta, and especially Sr, P and Ti similar to intermediate situation between continental arc and extension rift environment when compared with data from Imai (1995) and Govindaraju (1994). Diorites and tonalite IPC84 show high-K alkaline character, trace element enrichment, Ba, Ta, La and Ce positive anomaly and weak P negative anomaly, indicating different source and process (figure IV.10-B).

Four samples were used to obtain the crystallization ages:

**IPC66A – Garnet-biotite granodiorite-gneiss:** zircon grains are pink, short, prismatic, clear and transparent, indicating igneous origin. Individual grains weighing 22 to 50  $\mu\text{g}$  were analyzed. The best estimate for the crystallization age is  $642 \pm 1$  Ma

(MSWD = 1.18) represented by the lower intercept of the discordia (table IV.2, figure IV.11).

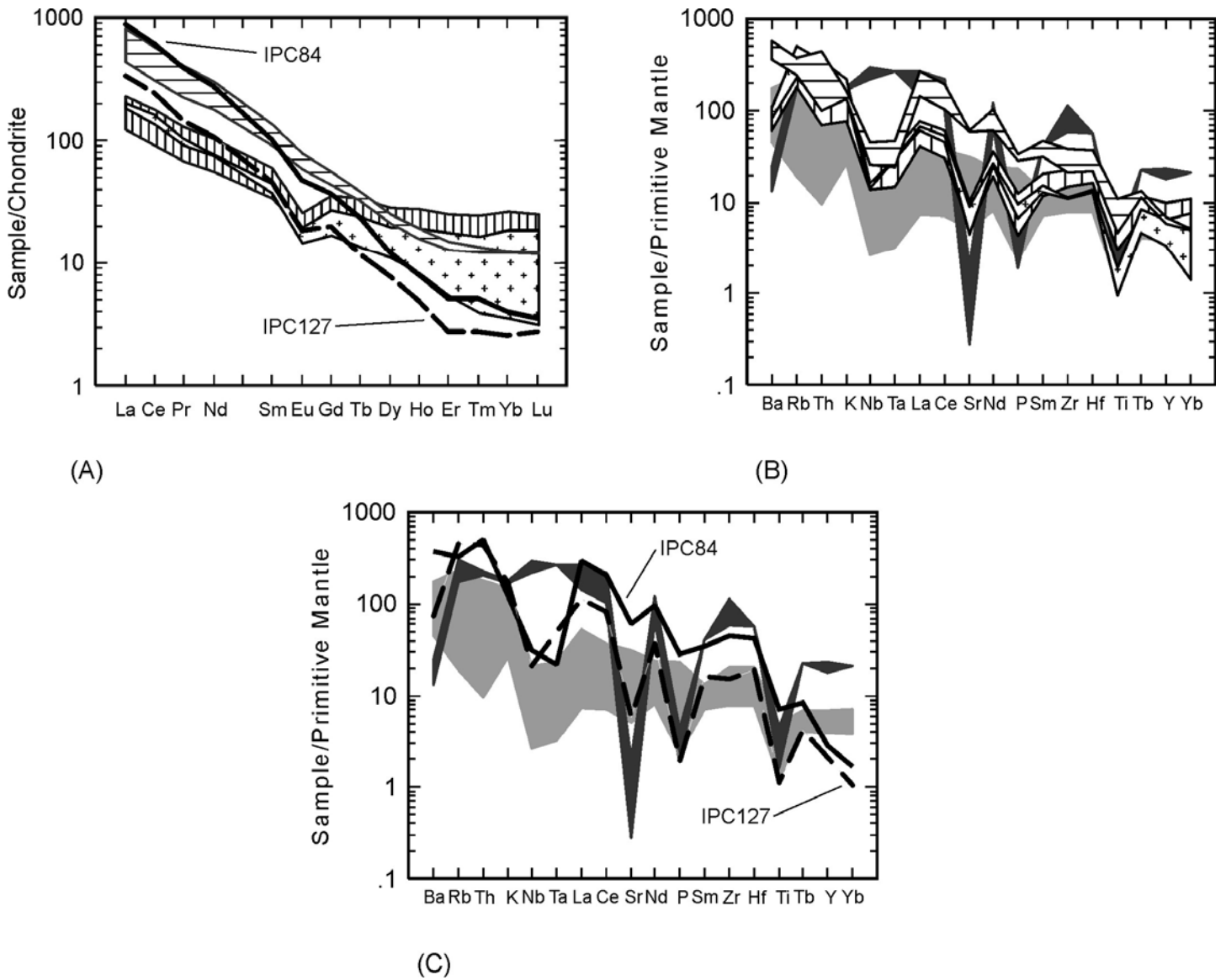


Figure IV.10 – (A) Chondrite-normalized REE diagram for diorites (horizontal lines field), granodiorites (vertical lines field) and granites (cross pattern) from the Goindira 640 Ma domain; and, (B) Trace-element normalized diagram for the same rocks compared to continental extension rift (dark-grey field; Upton *et al.*, 1990; McDonald, 1987) and to arc convergence environment (light-grey field; Imai, 1995; Govindaraju, 1994); and, (C) Trace-element normalized diagram for tonalite (IPC84, continuous line) and granitic gneiss (IPC127, dashed line) also compared to continental extension rift and to arc convergence environment. Chondrite and N-MORB normalization values from Sun and McDonough (1989).

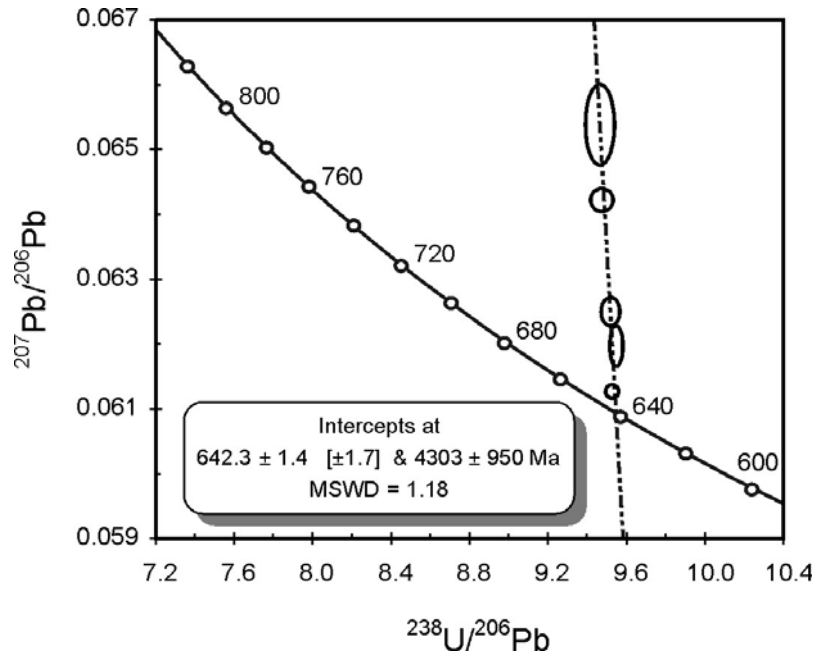


Figure IV.11 - U-Pb Concordia diagram of IPC66A - garnet-biotite granodiorite-gneiss. Data taken from table IV.2.

**IPC74 – Biotite-quartz monzodiorite-gneiss:** zircon crystals are transparent, pink, elliptic to rounded, short (2:1), probably of igneous origin. The analyses refer to individual grains, weighing 30 to 43  $\mu\text{g}$  (table IV.2). Analytical points are nearly concordant, resulting in calculated crystallization age of  $634 \pm 9$  Ma (MSWD = 11.4; figure IV.12).

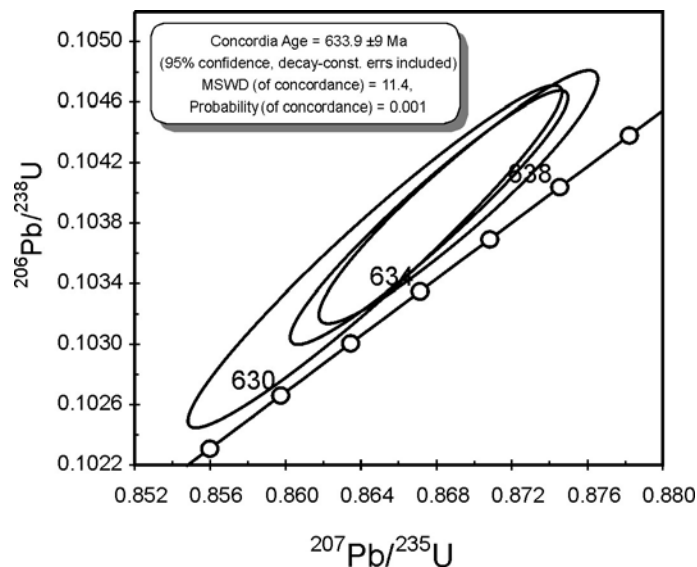


Figure IV.12 - U-Pb Concordia diagram of IPC74 - biotite-quartz monzodiorite-gneiss. Data taken from table IV.2.

**IPC163 –Garnet-biotite tonalite-gneiss:** this sample presents three concordant results with crystallization age of  $636 \pm 1.4$  Ma (MSWD = 0.86, figure IV.13).

Analyzed zircon grains were elongated (4:1), prismatic to rounded, some with multiple facets, colorless to pink, transparent, some with transversal fractures. Fractions of one and two grains were analyzed, whose weight varied from 13 to 46  $\mu\text{g}$ . The faceted and elongated aspect indicates a probable igneous origin (table IV.2).

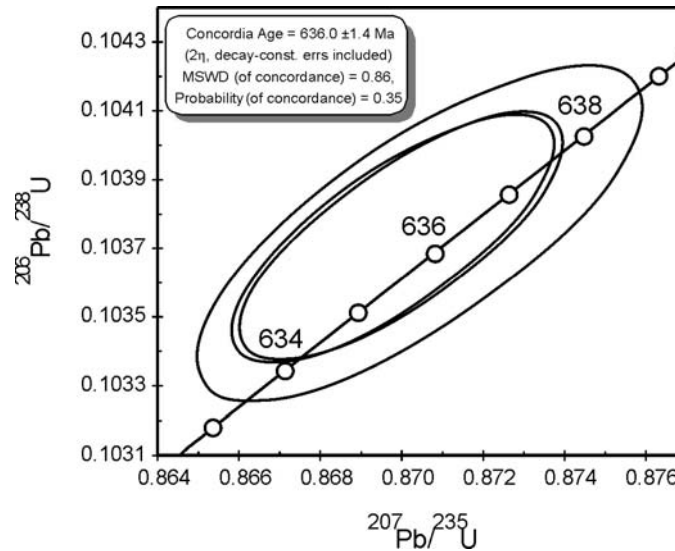


Figure IV.13 - U-Pb Concordia diagram of IPC163- garnet-biotite tonalite-gneiss. Data taken from table IV.2.

**IPC10A – Biotite-hornblende diorite:** Zircon crystals of this sample are prismatic, elongated, clear, clean, pink grains, some of which are fractured. The character of the zircon crystals indicates igneous origin. Five fractions of one, five and eight grains, weighing between 27 and 56  $\mu\text{g}$  were analyzed. Analytical points of five fractions are discordant, aligned in a discordia (MSWD = 0.8), with a upper intercept at  $641 \pm 18$  Ma (figure IV.14). Despite the large uncertainty, this is taken as the best estimate for the crystallization age of IPC10A diorite.

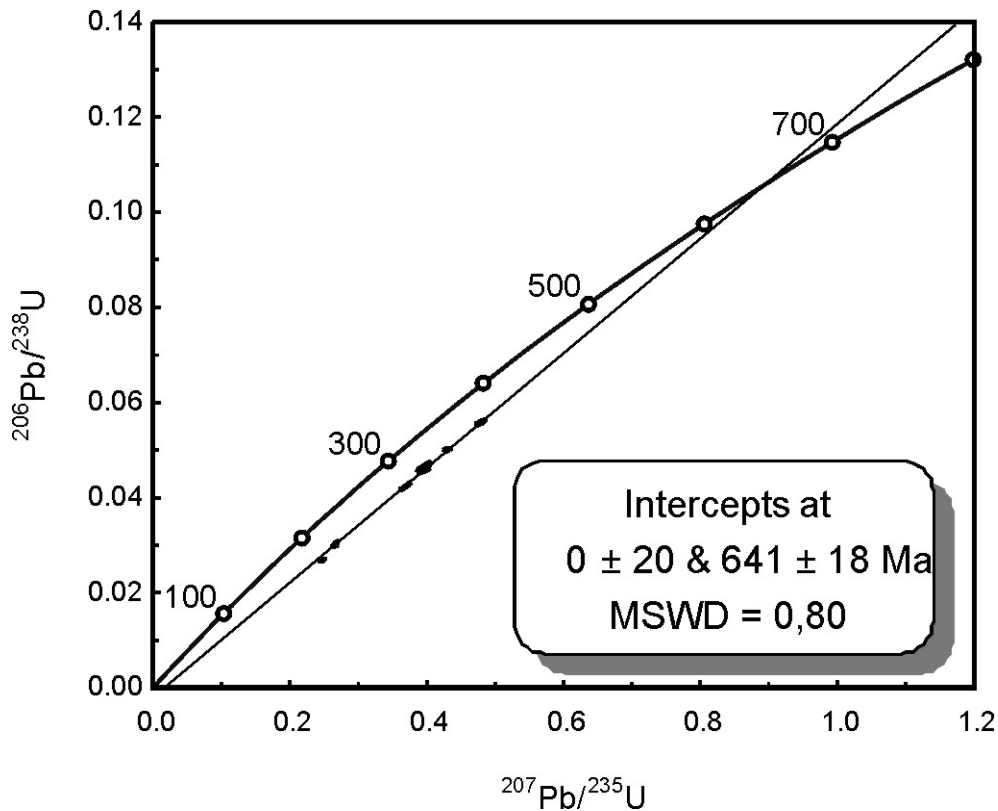


Figure IV.14 – U-Pb Concordia diagram of IPC10A U-Pb (biotite-hornblende diorite). Data taken from table IV.2.

Sm-Nd isotopic data indicate  $T_{\text{DM}}$  model ages between 1.37 and 2.54 Ga. The lowest values correspond to gneisses with diorite and tonalite composition.  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values calculated for 640 Ma vary between -4.15 and -11.69 (figure IV.15). The less negative values correspond to gneisses with intermediate composition, while the more negative values refer to gneisses with more evolved protoliths, varying from granodiorite to granite composition. These data suggest two different magma sources the first with a juvenile component and Neoproterozoic magma source and the second that underwent crustal reworking with Meso- to Paleoproterozoic source.



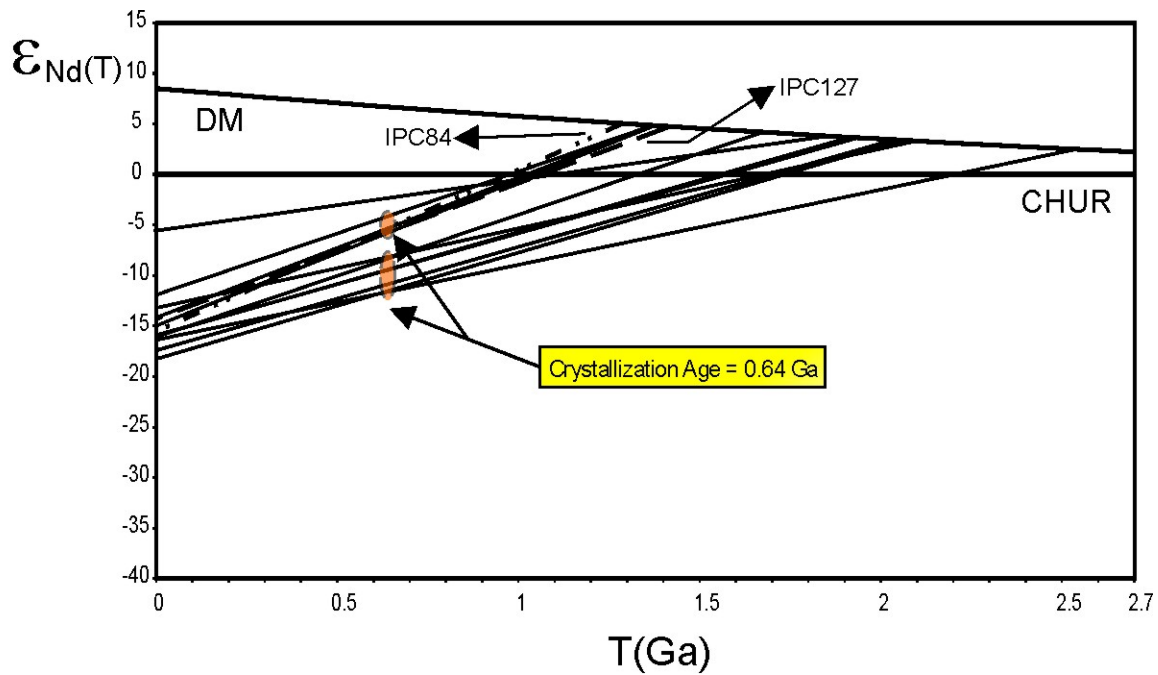


Figure IV.15  $-\epsilon_{Nd(T)}$  x time evolution diagram showing the isotopic composition of the 640 Ma orthogneisses from the Goiandira area. Data taken from table IV.3.

#### IV.4.3. Ipameri domain – Crystallization ages of approximately 790 Ma

In this domain four samples were analyzed. The QAP, Total alkalis versus silica and the molecular normative An-Ab-Or composition diagrams (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989; Barker, 1979; figure IV.3-A, B and C, respectively, and table IV.1) indicate that the analyzed samples plot in the tonalite and monzogranite fields.

SiO<sub>2</sub> content varies between 60.94 and 71.67wt. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ranges from 13.81 to 16.72wt. %, Na<sub>2</sub>O from 1.82 to 3.28 wt. %, and K<sub>2</sub>O from 3.53 to 4.26 wt. %. The FeO<sub>T</sub>-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-MgO and K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub> diagrams (figure IV.3-D and IV.4-A) show that the orthogneisses of this domain are also part of the calc-alkaline series, all with high K (Irvine & Baragar, 1971; Le Maitre *et al.*, 1989).

The Shand index (Maniar & Piccoli, 1989) with  $A/NK > 1$  and  $A/CNK > 1$  (figure IV.4-B) indicates a peraluminous affinity for the 790 Ma orthogneisses from the Ipameri-Nova Aurora region.

According to figure IV.16-A and table IV.1, the REE of this domain discriminate a group of three granitic gneisses (IPC76, IPC128 and IPC129) with REE<sub>light</sub> fractionated ( $La_{Ch}/Sm_{Ch}$  between 3.44 and 3.78, with contents of  $La_{Sample}$  between 165 and 247 times chondritic La) in relation to REE<sub>heavy</sub> ( $Gd_{Ch}/Yb_{Ch}$  between 1.54 and 1.65,  $Yb_{sample}$  20 to 27 times chondritic Yb abundance). The latter display a flat

pattern. Total fractionation is represented by  $La_{Ch}/Yb_{Ch}$  between 7.60 and 9.12.  $\Sigma REE$  varies between 194.27 and 299.04 ppm and the samples show negative Eu anomalies ( $Eu^*/Eu$  between 0.39 and 0.54).

Fractionation of LILE in relation to HFSE of the 790 Ma domain orthogneisses, indicates a similar behavior as the gneisses from the preceding domain. Positive anomalies of Rb, K, La, Nd, Sm and Hf and negative anomalies of Th, Nb-Ta, Sr, P and Ti are also typical of arc convergence in syn-suduction zone related to active margin environment (Imai, 1995; Govindaraju, 1994), as shown by the diagrams of figure IV.16-B and 6-B.

Two samples of this domain were analyzed by the U-Pb method:

**IPC38 – Biotite gneiss:** the zircon grains are prismatic, long, medium, or short, light pink and transparent, apparently of igneous origin. Analyzed fractions comprised one, two or three grains, their weight varying from 12 to 30  $\mu g$ . Analytical points result in a discordia with the upper intercept of  $771 \pm 13$  Ma (MSWD=3.5; table IV.2; figure IV.17), interpreted as crystallization age of the gneiss protholith.

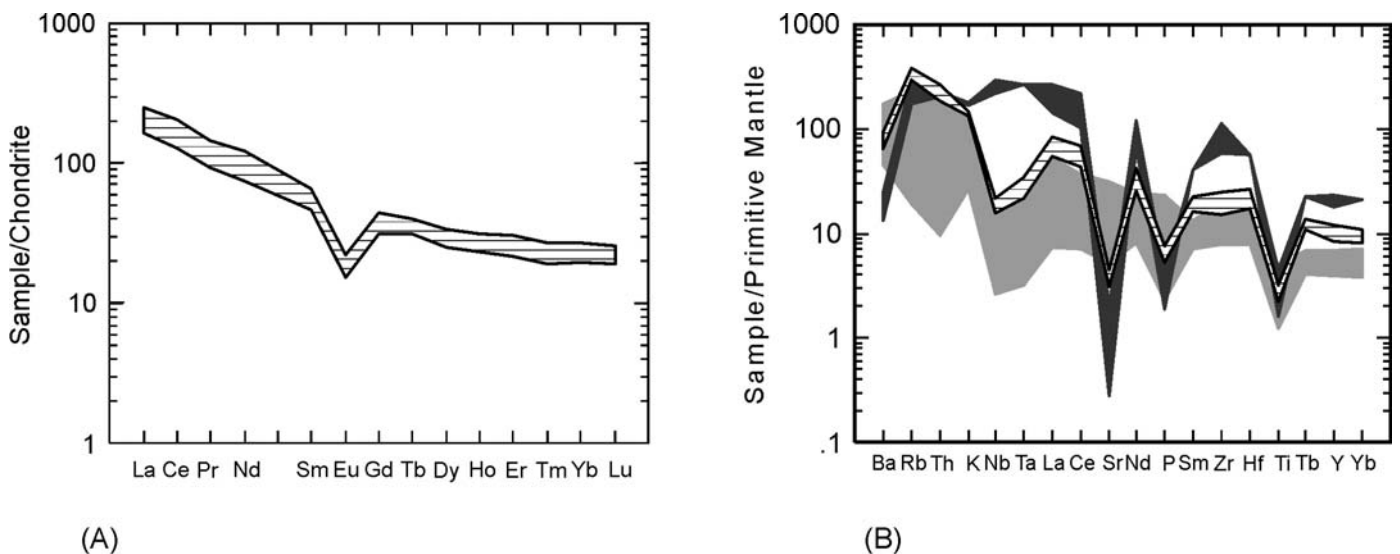


Figure IV.16 - (A) Chondrite-normalized REE diagram for granites (horizontal lines field) from the ca. 790 Ma domain,; and (B) Trace-element normalized diagram from the same rocks, compared to continental extension rift (dark shaded field; Upton *et al.*, 1990; McDonald, 1987) and to arc convergence environment (light shaded field; Imai, 1995; Govindaraju, 1994). Chondrite and N-MORB normalization values from Sun and McDonough (1989).

**IPC128 – Biotite-muscovite granite gneiss:** zircon crystals are medium (3:1) to long (4:1), pink, without fractures or with transversal fractures. We analyzed single- and

multigrain fractions weighing 13 to 23  $\mu\text{g}$ . The resulting U-Pb diagram shows large dispersion of analytical points (figure IV.18), allowing different crystallization age interpretations. The oldest population defines an age of  $1017 \pm 53$  Ma (MSWD = 62; figure IV.18), which indicates a possible minimum Neo-Mesoproterozoic age of inheritance. The younger population defines an age of  $796 \pm 64$  Ma (MSWD = 229; table IV.2), taken as the protolith crystallization age (tables IV.2 and 3; figure IV.19).

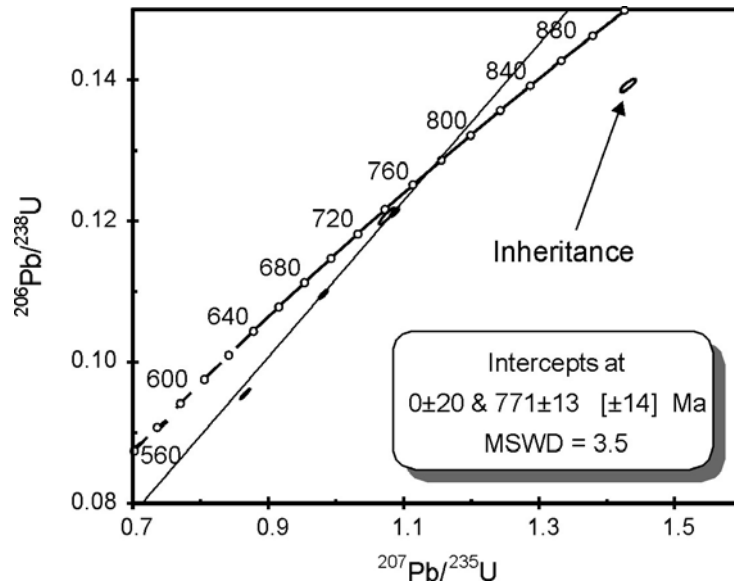


Figure IV.17 – U-Pb Concordia diagram of IPC38 – Biotite gneiss. One fraction analysis is not used in regression. Data taken from table IV.2.

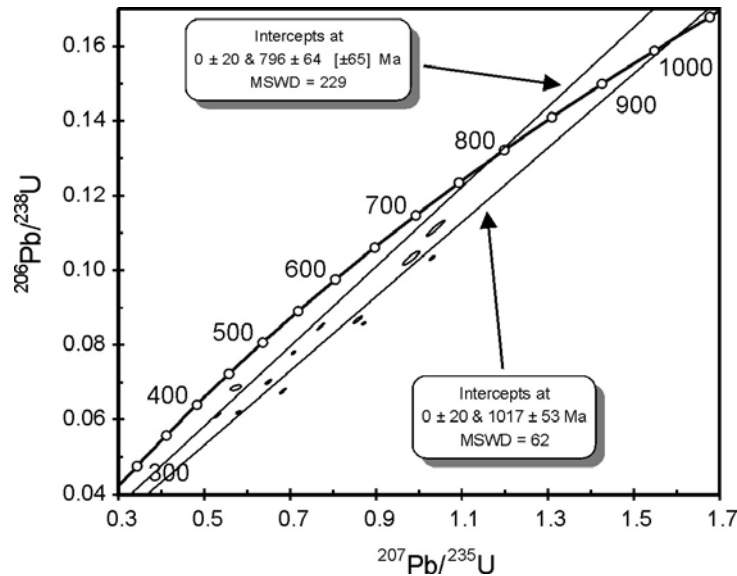


Figure IV.18 - U-Pb Concordia diagram of IPC128 – Biotite-muscovite granite gneiss, showing two possible interpretations (see text for discussion). Data taken from table IV.2.

The samples of this presents  $T_{DM}$  model age between 1913 and 2057 Ma and  $\epsilon_{Nd(T)}$  between -7.67 and -9.83 for  $T=744$  Ma (tables IV.3; figure IV.19), indicating also Meso- to Paleoproterozoic magma sources with intense crustal reworking for these rocks.

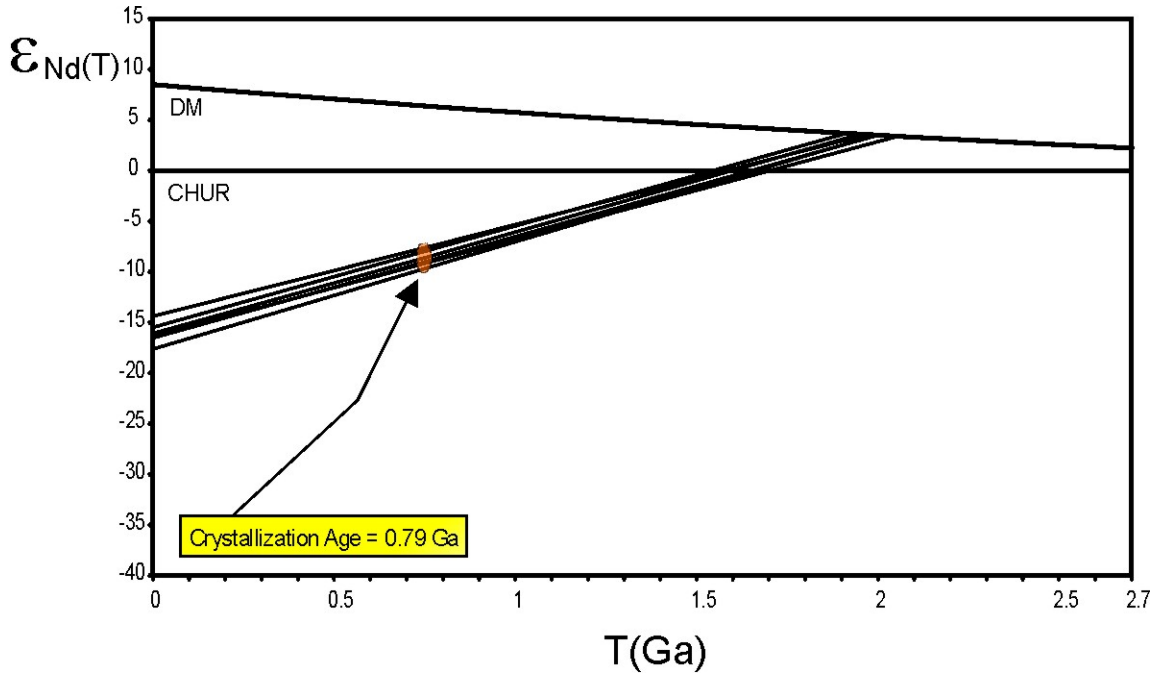


Figure IV.19 –  $\epsilon_{Nd(T)}$  x time evolution diagram showing the isotopic composition of the 790 Ma orthogneiss from the Ipameri domain. Data taken from table IV.3.

#### IV.4.4. Granulite domain

Only sample IPC135 – garnet-quartz granulite was analyzed. Its chemical composition shows  $SiO_2=78.86\%$ ,  $Al_2O_3=9.83\%$ ,  $Fe_2O_3T=4.59\%$ ,  $MgO=0.53$ ,  $CaO=0.06\%$ ,  $Na_2O=0.07\%$ ,  $K_2O=1.93$ ,  $TiO_2= 0.62$ ,  $Ba=559$  ppm,  $Co=93.3$  ppm,  $Nb=12.5$  ppm,  $Rb=67.7$  ppm,  $Sr=54.8$  ppm,  $Th=9.4$  ppm,  $U=0.9$  ppm,  $V=70$  ppm,  $Zr=273.5$  ppm (table IV.1). The high silica content suggests a sedimentary protolith for this rock and seem to be an extension from Ipameri Domain .

$\Sigma REE$  is 115.77 ppm, with significant fractionation ( $La_{Ch}/Yb_{Ch} = 14.19$ ) of  $REE_{light}$  ( $La_{Ch}/Sm_{Ch} = 4.76$  and  $La_{Sample}$  is 115.19 times enriched as related to the  $La_{Ch}$ ).  $REE_{heavy}$  are fractionated ( $Gd_{Ch}/Yb_{Ch} = 1.55$ ,  $Yb_{Sample}$  8.12 times larger than  $Yb_{Ch}$ ), And a negative Eu anomaly ( $Eu/^*Eu = 0.78$ ).

$T_{DM}$  of the granulite is 1947 Ma.  $\epsilon_{Nd(T)}$  calculated for 790 Ma (age of the nearby Ipameri gneiss; figure IV.19) equal -10.52.

Sample	Goindira Domain: ca. 640 Ma								Ipameri Domain: ca. 750 Ma				Nova Aurora Domain: ca. 1.2 GA					Granulite Domain	
	Diorite		Granodiorite				Granite		Tonalite	Granite			Granodiorite		Granite				
	IPC10A	IPC74	IPC66A	IPC139	IPC12	IPC13	IPC15	IPC79	IPC11	IPC84	IPC76	IPC129	IPC128	IPC16A	IPC122	IPC126	IPC127		IPC16B
<b>Major Elements (% wt)</b>																			
SiO <sub>2</sub>	50.42	57.96	58.93	64.53	67.39	67.72	69.51	72.06	72.35	60.94	69.57	70.07	71.67	69.04	70.35	70.96	73.07	73.74	78.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.12	14.74	15.19	14.77	14.37	14.23	13.98	15.45	13.95	16.72	14.36	13.86	13.81	14.64	13.84	13.40	14.40	14.43	9.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	8.59	6.69	9.92	6.34	5.89	6.14	5.12	2.46	1.38	5.82	4.83	4.68	3.91	3.97	4.36	4.45	1.64	0.52	4.59
MgO	6.84	3.91	3.09	2.44	1.65	1.64	1.43	0.78	0.30	1.61	1.27	1.19	1.05	0.96	1.37	0.86	0.33	0.13	0.53
CaO	8.18	5.24	4.46	5.09	1.53	1.93	1.67	1.12	0.83	3.64	1.22	1.51	0.84	3.62	2.49	2.64	0.50	1.07	0.06
Na <sub>2</sub> O	2.15	3.12	2.01	2.49	1.97	2.21	1.56	1.38	2.81	3.28	1.82	1.98	1.86	3.28	2.39	2.61	3.14	4.18	0.07
K <sub>2</sub> O	3.90	4.67	2.18	2.21	3.98	3.27	3.69	4.02	6.22	3.53	4.26	3.90	4.16	2.48	3.09	3.17	4.89	4.59	1.93
TiO <sub>2</sub>	2.32	1.00	1.56	0.64	0.79	0.81	0.68	0.40	0.20	1.50	0.68	0.68	0.47	0.38	0.62	0.54	0.24	0.05	0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.71	0.59	0.26	0.09	0.12	0.14	0.15	0.14	0.20	0.59	0.16	0.14	0.11	0.07	0.21	0.12	0.04	0.04	0.03
MnO	0.12	0.10	0.12	0.10	0.07	0.08	0.08	0.03	0.01	0.04	0.07	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07	0.01	0.02	0.03
LOI	1.80	1.20	1.90	0.90	1.70	1.30	1.60	1.90	1.30	1.60	1.50	1.50	1.70	1.00	1.00	0.70	1.20	1.00	3.10
Total	99.63	99.51	99.70	99.65	99.56	99.56	99.57	99.82	99.61	99.56	99.82	99.63	99.68	99.57	99.85	99.60	99.52	99.79	99.71
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)/CaO	0.74	1.49	0.94	0.92	3.89	2.84	3.14	4.82	10.88	1.87	4.98	3.89	7.17	1.59	2.20	2.19	16.06	8.20	33.33
K <sub>2</sub> O+CaO	12.08	9.91	6.64	7.30	5.51	5.20	5.36	5.14	7.05	7.17	5.48	5.41	5.00	6.10	5.58	5.81	5.39	5.66	1.99
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.05	7.79	4.19	4.70	5.95	5.48	5.25	5.40	9.03	6.81	6.08	5.88	6.02	5.76	5.48	5.78	8.03	8.77	2.00
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.55	0.67	0.92	1.13	0.49	0.68	0.42	0.34	0.45	0.93	0.43	0.51	0.45	1.32	0.77	0.82	0.64	0.91	0.04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.81	1.50	1.08	0.89	2.02	1.48	2.37	2.91	2.21	1.08	2.34	1.97	2.24	0.76	1.29	1.21	1.56	1.10	27.57
<b>Rare Earth Elements (ppm)</b>																			
La	187.20	100.90	28.80	34.50	50.40	53.30	53.70	42.60	46.90	209.80	42.10	58.60	39.00	26.70	45.10	80.30	79.30	14.20	27.30
Ce	349.50	185.40	55.30	68.50	99.70	105.50	109.20	82.20	97.30	371.20	86.50	126.40	79.20	51.20	97.20	170.40	148.10	23.50	46.90
Pr	38.29	21.02	6.41	7.04	11.55	12.07	11.98	8.69	9.71	36.96	9.54	13.78	8.78	5.51	11.07	17.39	13.87	2.51	5.74
Nd	140.00	81.80	28.50	26.00	44.30	48.10	45.80	35.70	34.30	130.30	39.70	56.90	34.50	20.40	42.90	67.20	50.50	8.40	22.50
Sm	20.80	14.00	5.40	5.10	8.70	9.10	9.10	6.70	5.70	15.50	7.90	10.00	7.10	4.60	8.30	12.50	7.10	2.10	3.70
Eu	4.53	3.40	1.45	1.11	1.36	1.35	1.49	1.12	0.84	2.77	1.26	1.27	0.89	1.00	1.26	1.35	1.09	0.35	0.79
Gd	11.22	8.86	5.12	4.36	7.23	6.88	7.36	5.54	3.47	7.60	6.38	9.19	6.85	3.82	6.99	9.78	4.13	1.95	2.59
Tb	1.44	1.20	0.93	0.71	1.18	1.22	1.25	0.90	0.50	0.89	1.17	1.50	1.20	0.74	1.17	1.49	0.45	0.30	0.40
Dy	6.35	5.29	5.01	4.34	7.17	7.07	7.28	4.98	2.81	3.12	6.32	8.59	6.67	4.35	6.37	8.13	1.97	1.90	2.30
Ho	1.08	0.89	1.00	0.97	1.49	1.51	1.58	1.07	0.46	0.45	1.32	1.79	1.51	0.88	1.23	1.57	0.28	0.38	0.51
Er	2.47	2.13	2.70	2.62	3.97	3.99	4.12	2.90	0.90	0.86	3.60	5.08	3.89	2.40	3.18	3.74	0.46	1.01	1.28
Tm	0.34	0.31	0.40	0.40	0.59	0.62	0.60	0.42	0.10	0.13	0.49	0.68	0.52	0.35	0.46	0.50	0.07	0.15	0.20
Yb	2.12	2.07	2.52	2.84	3.93	4.51	3.91	3.13	0.60	0.69	3.35	4.61	3.68	2.48	2.73	3.61	0.44	1.00	1.38
Lu	0.31	0.30	0.42	0.40	0.59	0.64	0.59	0.47	0.08	0.09	0.48	0.65	0.48	0.37	0.45	0.45	0.07	0.14	0.18
Sum REE	765.65	427.57	143.96	158.89	242.16	255.86	257.96	196.42	203.67	780.36	210.11	299.04	194.27	124.80	228.41	378.41	307.83	57.89	115.77
La <sub>ch</sub> /Yb <sub>ch</sub>	63.34	34.96	8.20	8.71	9.20	8.48	9.85	9.76	56.07	218.10	9.01	9.12	7.60	7.72	11.85	15.96	129.28	10.19	14.19
La <sub>ch</sub> /Sm <sub>ch</sub>	5.81	4.65	3.44	4.37	3.74	3.78	3.81	4.10	5.31	8.74	3.44	3.78	3.55	3.75	3.51	4.15	7.21	4.37	4.76
Gd <sub>ch</sub> /Yb <sub>ch</sub>	4.38	3.54	1.68	1.27	1.52	1.26	1.56	1.46	4.78	9.11	1.58	1.65	1.54	1.27	2.12	2.24	7.76	1.61	1.55
Eu*/Eu	0.91	0.93	0.84	0.72	0.52	0.52	0.56	0.56	0.58	0.78	0.54	0.41	0.39	0.73	0.51	0.37	0.62	0.53	0.78

Table IV.1 – Geochemical data of orthogneisses and associated rocks of Ipameri-Nova Aurora.

Sample	Goiandira Domain: ca. 640 Ma									Ipameri Domain: ca. 750 Ma				Nova Aurora Domain: ca. 1.2 GA					Granulite
	Diorite		Granodiorite				Granite			Tonalite	Granite			Granodiorite		Granite			Domain
	IPC10A	IPC74	IPC66A	IPC139	IPC12	IPC13	IPC15	IPC79	IPC11	IPC84	IPC76	IPC129	IPC128	IPC16A	IPC122	IPC126	IPC127	IPC16B	IPC135
	<b>Trace Elements (ppm)</b>																		
Ba	3,974.00	2,475.00	548.00	417.00	742.00	769.00	757.00	747.00	568.00	2,620.00	638.00	510.00	453.00	498.00	540.00	682.00	516.00	225.00	559.00
Sc	24.00	15.00	24.00	18.00	16.00	17.00	14.00	12.00	4.00	7.00	12.00	11.00	9.00	12.00	13.00	12.00	3.00	2.00	10.00
Cs	15.30	0.70	4.50	10.20	3.50	2.30	3.00	2.50	9.50	4.10	4.50	8.80	6.40	4.80	4.50	11.30	11.80	1.80	----
Ga	22.50	22.70	23.10	19.70	20.20	20.50	19.90	22.50	20.20	26.70	19.90	22.20	19.30	18.80	17.90	20.70	25.30	21.30	14.00
Hf	6.70	11.50	5.00	5.00	6.90	7.80	6.90	4.00	4.30	12.90	6.50	8.30	5.30	4.40	6.00	6.70	5.90	2.40	7.80
Nb	31.60	18.50	20.80	10.80	14.70	13.90	9.90	11.50	10.00	22.00	13.60	15.50	11.20	9.80	13.10	13.90	14.80	2.20	12.50
Rb	232.80	153.80	122.90	113.10	173.00	141.00	166.30	145.40	320.60	206.40	189.80	233.70	246.80	125.70	160.20	168.10	289.20	174.50	67.70
Sn	4.00	4.00	2.00	3.00	3.00	3.00	3.00	6.00	11.00	3.00	4.00	5.00	3.00	3.00	4.00	2.00	7.00	3.00	----
Sr	1,225.30	1,287.90	179.80	215.80	110.50	128.60	133.50	95.60	187.90	1,256.90	81.70	95.50	66.30	207.30	163.40	111.80	124.20	63.70	54.80
Ta	1.90	1.00	1.50	1.00	1.30	1.10	0.60	1.20	1.20	0.90	1.00	1.40	0.90	1.00	1.00	1.00	2.00	0.30	1.00
Th	36.20	8.30	5.80	10.10	18.70	19.20	19.60	9.70	29.10	41.30	16.80	22.20	15.40	7.70	16.60	21.30	36.80	4.90	9.40
U	6.80	0.50	2.40	1.90	2.70	1.70	2.00	3.30	7.10	2.10	3.20	5.10	4.70	0.90	3.30	2.50	4.90	1.90	0.90
V	180.00	126.00	166.00	125.00	76.00	78.00	66.00	35.00	9.00	83.00	64.00	68.00	50.00	48.00	51.00	56.00	9.00	----	70.00
Zr	231.80	429.10	171.80	163.50	243.00	253.70	230.60	127.50	121.30	509.00	208.20	275.10	167.00	143.40	192.10	230.40	170.30	52.60	273.50
Y	31.30	26.70	30.30	27.00	42.10	42.20	44.10	29.40	15.00	13.00	37.80	55.20	42.30	25.50	30.50	45.80	9.60	11.10	12.30
Mo	0.60	0.20	0.40	0.40	0.50	0.30	0.50	0.40	0.10	0.10	0.70	0.40	0.60	0.30	0.50	0.40	0.30	----	0.30
Cu	30.10	63.90	18.60	4.20	22.70	10.80	16.10	8.00	0.40	18.50	26.20	23.20	14.50	0.70	2.60	5.70	0.90	0.70	10.10
Pb	26.20	9.40	3.20	2.40	13.90	3.60	7.30	3.20	10.40	17.70	8.80	9.90	11.40	6.20	9.00	3.10	18.90	11.20	8.90
Zn	47.00	78.00	112.00	55.00	84.00	68.00	69.00	17.00	24.00	78.00	46.00	41.00	39.00	43.00	60.00	55.00	27.00	3.00	7.00
Ni	93.30	42.30	39.20	14.00	24.10	22.20	15.90	6.00	1.00	1.30	9.70	9.30	9.50	2.90	13.70	4.80	0.60	0.30	6.90
As	1.10	0.90	4.30	0.50	3.10	1.00	1.30	----	2.20	1.90	2.10	1.20	1.80	1.80	0.50	----	1.30	0.70	14.00
Cd	----	----	----	----	----	----	0.10	----	----	0.10	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Sb	0.20	0.10	0.40	0.10	0.10	0.20	0.30	----	0.10	0.20	0.40	0.10	0.10	0.60	0.20	0.10	0.10	0.10	0.40
Bi	0.60	----	----	----	0.10	----	0.10	----	0.10	0.10	0.20	0.30	0.20	----	0.20	----	0.50	----	----
Tl	0.90	0.60	0.40	0.40	0.60	0.60	0.60	0.20	0.40	0.80	0.60	0.80	0.70	0.40	0.60	0.60	0.40	0.10	----
Cr	130.05	116.36	68.45	34.22	41.07	41.07	34.22	20.53	----	6.84	41.07	27.38	27.38	6.84	27.38	6.84	----	----	41.07
Ti	13908.87	5995.20	9352.52	3836.93	4736.21	4856.12	4076.74	2398.08	1199.04	8992.81	4076.74	4076.74	2817.75	2278.18	3717.03	3237.41	1438.85	299.76	3717.03

Table IV.1 – Geochemical data of orthogneisses and associated rocks of Ipameri-Nova Aurora (Continuation).

Sample Fraction	Weight (mg)	U ppm	Pb ppm	Pb 206 Pb204 (obs.)	Pb207* U235 (pct)	Pb206* U238 (pct)	Correl. Coeff. (rho)	Pb207* Pb206* (pct)	Pb206* U238 Age	Pb207* U235 Age	Pb207* Pb206* Age (Ma)	Quant.				
<b>Domain I: ca. 640 Ma</b>																
<b>IPC10A - Biotite-hornblende diorite</b>																
IPC10A 1	0.054	1113.8	43.358	566.03	0.267479	0.816	0.0304911	0.768	0.941151	0.0636233	0.276	193.62	240.68	729.13	5.8	1
IPC10A 2	0.048	665.37	37.27	3022.882	0.369756	1.57	0.042389	1.51	0.963285	0.0632647	0.421	267.62	319.47	717.14	8.9	1
IPC10A 3	0.051	1434	80.515	103.1214	0.246078	1.7	0.0268408	0.638	0.53982	0.066493	1.46	170.75	223.39	821.93	30	1
IPC10A 4	0.043	755.61	53.667	320.9286	0.430132	1.04	0.0500746	0.532	0.60819	0.0622992	0.833	314.98	363.27	684.4	18	1
IPC10A 5	0.043	1040.1	38.388	621.8828	0.266049	1.21	0.029896	0.753	0.68604	0.0645429	0.882	189.9	293.53	759.47	19	1
IPC10A	0.056	168.19	10.161	479.145	0.395733	2.01	0.046385	1.78	0.89418	0.0618761	0.898	292.29	338.55	669.83	19	8
IPC10A	0.033	405.87	20.364	1585.478	0.3941	0.878	0.0455844	0.44	0.54845	0.062703	0.735	287.36	337.36	698.17	16	5
IPC10A H	0.027	685.4	46.961	846.6143	0.479485	0.968	0.0557856	0.782	0.82638	0.0623378	0.545	349.94	397.72	685.72	12	1
IPC10A K	0.033	515.23	35.344	215.5352	0.396351	1.54	0.0458134	0.983	0.66682	0.062746	1.15	288.77	339	699.93	24	1
<b>IPC66A - Granodioritic garnet-biotite gneiss</b>																
IPC66A F	0.05	529.1	52.922	8326.239	0.876666	0.318	0.104961	0.283	0.8956	0.0605764	0.141	643.42	639.18	624.23	3	
IPC66A J	0.047	103.46	10.787	1934.263	0.878672	0.512	0.105049	0.414	0.82952	0.0606643	0.286	643.93	640.27	627.35	6.2	
IPC66A E	0.032	147.08	15.439	1461.979	0.884658	0.569	0.104381	0.442	0.7914	0.0614705	0.348	640.03	643.51	655.74	7.5	
IPC66A G	0.037	106.43	11.418	1348.587	0.878701	0.547	0.10554	0.494	0.912149	0.0603839	0.224	646.8	640.28	617.36	4.8	
IPC66A H	0.022	274.9	27.916	1779.199	0.856623	0.398	0.10249	0.339	0.86354	0.0606188	0.201	628.98	628.28	625.74	4.3	
IPC66A T	0.03	93.179	10.095	960.9985	0.873167	0.778	0.105645	0.64	0.84423	0.0599441	0.417	647.41	637.29	601.56	9	
IPC66A U	0.05	440.39	43.712	3423.826	0.869623	0.412	0.104721	0.288	0.70608	0.0602276	0.292	642.02	635.36	611.76	6.3	1
IPC66A S	0.035	118.8	12.272	1127.102	0.866533	0.777	0.104963	0.489	0.65987	0.0598751	0.584	643.43	633.68	599.06	13	1
<b>IPC74 - Quartz monzodioritic chlorite-epidote-biotite gneiss</b>																
IPC 74 A	0.03	260.65	33.974	503.936	0.864802	0.943	0.103578	0.905	0.963035	0.0605548	0.254	635.34	632.74	623.46	5.5	1
IPC 74 B	0.043	348.41	41.542	350.5938	0.740557	2.36	0.0912367	0.869	0.3775	0.0588691	2.19	562.85	562.73	562.26	48	1
IPC 74 C	0.039	275.85	36.099	552.455	0.869346	0.707	0.103983	0.661	0.9389	0.0606357	0.243	637.71	635.21	626.33	5.2	1
IPC 74 E	0.043	194.79	25.456	583.8631	0.878357	0.942	0.10413	0.873	0.929667	0.0611781	0.347	638.56	640.09	645.5	7.5	1
<b>IPC163 - Tonalitic garnet-biotite gneiss</b>																
IPC163 C	0.014	691.02	107.44	706.9783	1.58323	0.773	0.151143	0.641	0.83673	0.0759722	0.424	907.37	963.64	1094.3	8.5	1
IPC163 K	0.034	419.92	42.777	2191.56	0.87044	0.516	0.103744	0.383	0.75493	0.0608521	0.338	636.31	635.81	634.01	7.3	1
IPC163 L	0.039	286.43	33.139	543.7668	0.842345	0.949	0.101196	0.708	0.7614	0.0603706	0.615	621.41	620.44	616.88	13	1
IPC163 M	0.035	264.01	29.532	1816.835	0.885084	0.576	0.104681	0.455	0.79272	0.061322	0.351	641.78	643.73	650.55	7.5	1
IPC163 N	0.016	650.65	75.626	1201.48	1.22509	0.684	0.117846	0.659	0.964486	0.0753963	0.181	718.16	812.1	1079.1	3.6	2
IPC163 O	0.046	329.1	34.191	2604.979	0.866315	1.07	0.101283	0.93	0.87126	0.0620349	0.525	621.93	633.56	675.31	11	1
IPC163 F	0.037	318.95	33.383	6208.927	0.872332	0.16	0.103405	0.0947	0.59593	0.061184	0.128	634.33	636.83	645.71	2.8	1
IPC163 H	0.011	934.33	100.84	2472.31	1.0938	0.36	0.113699	0.351	0.976803	0.0697721	0.0771	694.19	750.35	921.66	1.6	1
IPC 163 V	0.015	245.11	27.788	2135.677	0.86979	0.374	0.10373	0.284	0.76163	0.0608149	0.242	636.23	635.45	632.69	5.2	1
IPC 163 X	0.013	710.04	84.513	3069.97	1.2633	0.228	0.123659	0.217	0.952557	0.0740935	0.0695	751.59	829.39	1044	1.4	2
IPC 163 Y	0.03	180.47	20.734	7728.666	0.89607	0.203	0.106513	0.188	0.929561	0.0610153	0.0748	562.46	649.62	639.77	1.6	1

Table IV.2 – Results of U-Pb (ID-TIMS) of rocks from Ipameri-Nova Aurora.

Sample Fraction	Weight (mg)	U ppm	Pb ppm	Pb 206 Pb204 (obs.)	Pb207* U235 (pct)	Pb206* U238 (pct)	Correl. Coeff. (rho)	Pb207* Pb206* (pct)	Pb206* U238 Age	Pb207* U235 Age	Pb207* Pb206* Age	(Ma)	Quant.			
<b>Domain II: 744 - 754 Ma</b>																
<b>IPC38 - Rhyodacitic biotite gneiss</b>																
IPC 38 D11	0.03	276.52	30.128	1307.015	0.981337	0.532	0.109608	0.473	0.89961	0.0649346	0.232	670.47	694.29	772.22	4.9	3
IPC 38 D12	0.021	576.97	69.751	230.238	0.866324	0.633	0.0954948	0.609	0.965358	0.065796	0.165	587.95	633.57	799.89	3.5	1
IPC 38 D13	0.012	218.8	31.466	1387.262	1.43153	0.639	0.139239	0.537	0.84101	0.0745658	0.346	840.36	902.19	1056.8	7	1
IPC 38 D14	0.013	333.89	39.857	974.2518	1.07522	0.885	0.120689	0.795	0.904561	0.0646141	0.377	734.53	741.3	761.79	7.9	2
IPC 38 D15	0.021	242.39	28.774	1826.662	1.08653	0.486	0.12125	0.415	0.85633	0.0649917	0.251	737.75	746.82	774.07	5.3	2
<b>IPC128 - Granitic biotite-muscovite gneiss</b>																
IPC 128 F	0.015	979.98	70.2	653.8256	0.649006	0.855	0.070099	0.739	0.86683	0.0671484	0.427	436.75	507.87	842.38	8.9	5
IPC 128 G	0.021	698.93	71.634	1019.226	0.981994	1.61	0.103276	1.45	0.910473	0.0689618	0.665	633.58	694.63	897.6	14	1
IPC 128 H	0.013	892.76	59.063	338.5703	0.531471	1.09	0.0612539	1.01	0.938336	0.0629281	0.375	383.25	432.79	705.8	8	1
IPC 128 I	0.018	539.68	44.523	1044.5	0.770956	0.925	0.0849299	0.9	0.974766	0.0658366	0.206	525.48	580.31	801.16	4.3	1
IPC 128 J	0.021	824.39	56.891	690.8674	0.573755	1.77	0.0685805	0.873	0.54469	0.0606771	1.49	427.6	460.44	627.81	32	4
IPC 128 A	0.019	786.53	67.848	1112.147	0.871939	0.425	0.0857692	0.355	0.84072	0.0737316	0.23	530.47	636.62	1034.1	4.6	1
IPC 128 B	0.019	581.12	43.695	3362.758	0.707366	0.474	0.0779454	0.365	0.77065	0.0658192	0.302	483.85	543.18	800.63	6.3	1
IPC 128 D	0.015	664.25	55.351	1093	0.85752	0.974	0.0867385	0.899	0.92714	0.0717019	0.365	536.22	628.77	977.49	7.4	1
<b>Domain III: ca. 1,2 Ga</b>																
<b>IPC16A - Granodioritic biotite gneiss</b>																
IPC 16A 16	0.015	283.71	54.591	3124.833	2.052271	0.276	0.183545	0.271	0.978528	0.0811116	0.0569	1086.3	1133.2	1224.1	1.1	2
IPC 16A 17	0.021	332.6	72.801	340.3441	2.03402	0.903	0.18114	0.89	0.984634	0.0814404	0.158	1073.2	1127	1232.1	3.1	2
IPC 16A 19	0.016	734.23	124.09	3235.156	1.72692	0.788	0.163882	0.662	0.86839	0.0764254	0.391	978.32	1018.6	1106.2	7.8	3
IPC 16A 20	0.017	332.44	71.08	806.2497	2.26951	0.851	0.199783	0.781	0.918994	0.0823894	0.335	1174.2	1202.9	1254.8	6.6	1
IPC 16A E2	0.011	425.61	62.668	4560.499	1.57031	0.208	0.141537	0.2	0.965054	0.0804665	0.0544	853.35	958.55	1208.4	1.1	1
IPC 16A 19	0.017	314.19	58.642	2435.411	1.89114	1.18	0.17387	1.08	0.91404	0.0788859	0.48	1033.4	1078	1169.3	9.5	2
IPC 16A 20	0.021	368.84	66.471	4445.503	1.86858	0.759	0.171547	0.667	0.88867	0.079	0.348	1020.6	1070	1172.1	6.9	1
IPC16A C	0.008	212.17	44.832	1238.975	2.20678	0.898	0.197327	0.666	0.76698	0.0811092	0.577	1160.9	1183.2	1224.1	11	1
IPC16A D	0.012	414.84	74.989	4774.611	1.88287	0.803	0.172684	0.796	0.9920785	0.0790802	0.101	1026.9	1075.1	1174.1	2	2
IPC 16 A D3	0.014	314.33	66.659	2596.923	2.230015	0.32	0.200563	0.314	0.981955	0.080646	0.606	1178.3	1190.6	1212.8	1.2	1
IPC 16A D15	0.011	479.33	72.517	1046.025	1.51849	0.56	0.142784	0.514	0.920163	0.0771316	0.219	860.39	937.87	1124.6	4.4	3
<b>IPC126 - Granitic biotite gneiss</b>																
IPC 126 K	0.022	390.33	79.991	3949.961	2.26133	0.269	0.199257	0.258	0.958767	0.0823093	0.0765	1171.3	1200.3	1252.9	1.5	1
IPC 126 L	0.014	475.82	101.72	3780.019	2.3235	0.254	0.204289	0.226	0.89168	0.0824892	0.115	1198.3	1219.5	1257.2	2.2	1
IPC 126 M	0.018	401.63	66.982	3363.971	1.79177	0.328	0.164371	0.253	0.77272	0.0790597	0.208	981.02	1042.5	1173.6	4.1	1
IPC 126 N	0.035	437.7	83.887	13163.79	2.18151	0.22	0.191289	0.214	0.970356	0.0827116	0.0532	1128.4	1175.2	1262.4	1	1
IPC 126 O	0.017	473.98	91.858	807.3173	1.96805	0.611	0.179109	0.563	0.923281	0.0796923	0.235	1062.1	1104.6	1189.4	4.6	2
IPC 126 P	0.014	250.05	47.893	771.559	2.16208	1.13	0.190854	1.12	0.988677	0.0821619	0.17	1126	1168.9	1249.4	3.3	1
IPC 126 S	0.012	182.26	36.951	535.3751	2.01216	1.72	0.185832	1.18	0.7097	0.0785308	1.21	1098.8	1119.6	1160.3	24	1
IPC 126 T	0.025	342.28	71.049	795.0732	2.23112	0.641	0.195761	0.596	0.931998	0.0826599	0.233	1152.5	1190.9	1261.2	4.6	1

Table IV.2 – Results of U-Pb (ID-TIMS) of rocks from Ipameri-Nova Aurora (Continuation).

Notes for Table IV.2:

- Total U and Pb concentrations corrected for analytical blank;
- Not corrected for blank or non-radiogenic Pb;
- Radiogenic Pb corrected for blank and initial Pb; U corrected for blank;
- Ages given in Ma using decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977).



Number	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\pm 2\sigma)$	T(Ga)	ENd <sub>(T)</sub>	T <sub>DM</sub> (Ma)
<b>Goiandira Domain: ca. 640 Ma</b>								
IPC10A	Biotite-hornblende diorite	19.15	130.38	0.0888	0.511912(±06)	<b>0.640</b>	-5.34	<b>1371</b>
IPC74	Quartz monzodioritic biotite gneiss	12.84	76.38	0.1016	0.512027(±06)	<b>0.640</b>	-4.15	<b>1373</b>
IPC121	Quartz dioritic hornblende-biotite gneiss	16.10	114.88	0.0847	0.511870(±07)	<b>0.640</b>	-5.82	<b>1377</b>
IPC11	Granitic muscovite-biotite mylonite gneiss	5.43	31.97	0.1026	0.511813(±07)	<b>0.640</b>	-8.41	<b>1675</b>
IPC66A	Granodioritic garnet-biotite gneiss	5.46	25.99	0.1271	0.511980(±08)	<b>0.640</b>	-7.16	<b>1856</b>
IPC15	Granodioritic garnet-muscovite-biotite-gneiss	8.94	46.15	0.1171	0.511820(±07)	<b>0.640</b>	-9.47	<b>1916</b>
IPC12	Muscovite-biotite granodiorite	9.52	48.63	0.1184	0.511823(±07)	<b>0.640</b>	-9.50	<b>1936</b>
IPC79	Granitic muscovite gneiss	6.87	35.45	0.1172	0.511745(±13)	<b>0.640</b>	-10.94	<b>2036</b>
IPC139	Tonalitic to granodioritic biotite gneiss	4.56	24.00	0.1149	0.511701(±10)	<b>0.640</b>	-11.60	<b>2057</b>
IPC10C	Pegmatite	1.73	7.72	0.1356	0.511961(±11)	<b>0.640</b>	-8.22	<b>2098</b>
IPC13	Granodioritic muscovite-biotite gneiss	9.05	39.32	0.1391	0.511798(±06)	<b>0.640</b>	-11.69	<b>2541</b>
IPC163	Tonalitic to granodioritic garnet-biotite gneiss	4.41	14.12	0.1889	0.512262(±15)	<b>0.640</b>	-6.70	---
<b>Ipameri Domain: ca. 790 Ma</b>								
IPC84	Biotite tonalite	15.43	129.60	0.0720	0.511843(±06)	<b>0.790</b>	-3.65	<b>1284</b>
IPC129	Granitic muscovite-biotite gneiss	10.87	55.26	0.1189	0.511844(±06)	<b>0.790</b>	-8.10	<b>1913</b>
IPC38	Rhyodacitic biotite gneiss	10.21	52.15	0.1184	0.511813(±08)	<b>0.790</b>	-8.65	<b>1952</b>
IPC128	Granitic biotite-muscovite gneiss	7.44	35.69	0.1260	0.511901(±06)	<b>0.790</b>	-7.67	<b>1970</b>
IPC149	Tonalitic muscovite-garnet mylonite gneiss	8.49	44.87	0.1143	0.511734(±05)	<b>0.790</b>	-9.83	<b>1995</b>
IPC76	Granitic biotite gneiss	9.65	49.05	0.1189	0.511790(±08)	<b>0.790</b>	-9.16	<b>2001</b>
IPC146	Tonalitic biotite-muscovite mylonite gneiss	6.48	32.06	0.1221	0.511799(±05)	<b>0.790</b>	-9.29	<b>2057</b>
<b>Nova Aurora Domain: ca. 1.2 Ga</b>								
IPC127	Granitic biotite gneiss	7.18	47.09	0.0922	0.511909(±05)	<b>1.250</b>	2.52	<b>1413</b>
IPC122	Granodioritic muscovite-biotite gneiss	8.62	43.62	0.1194	0.511803(±07)	<b>1.250</b>	-3.92	<b>1990</b>
IPC126	Granitic biotite gneiss	11.95	63.34	0.1140	0.511726(±07)	<b>1.250</b>	-4.57	<b>2000</b>
IPC16A	Granodioritic biotite gneiss	4.33	20.28	0.1292	0.511834(±07)	<b>1.250</b>	-4.89	<b>2167</b>
IPC16B	Granitic garnet-muscovite-biotite gneiss	2.18	8.94	0.1472	0.511898(±07)	<b>1.250</b>	-6.52	<b>2624</b>
<b>Granulite Domain</b>								
IPC135	Garnet-quartz granulite	3.64	20.75	0.1060	0.511657(±06)	<b>0.790</b>	-10.52	<b>1947</b>

Table IV.3 – Sm-Nd results (ID-TIMS) of the rocks from Ipameri-Nova Aurora in growing order of T<sub>DM</sub> by geochronology domain.

## IV.5. Discussion and conclusions

The orthogneisses from Ipameri-Nova Aurora present characteristics of granitic orthogneisses, with peraluminous affinity, constituting a medium- to high-K calc-alkaline series. They vary from calcic to alkaline-calcic, with negative  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  (-3.65 to -11.69) resulting probably from partial melting associated with crustal reworking (DePaolo, 1981).

Some rocks (IPC10A, IPC11, IPC84 and IPC127) in the Ipameri-Nova Aurora region have a different behavior. They are of tonalite to granitic composition with very strong LREE/HREE fractionation, HFSE enrichment, positive Ba anomaly and weak negative P anomaly, high K character and peraluminous nature with probably alkaline character.

According to their petrographic, chemical and isotopic features, the studied rocks were formed, in a tectonic environment which could be of Andean or Hercynian-type continental arc (Pitcher, 1983). This is consistent with the abundance of biotite, muscovite, garnet and, to a lesser extent, of hornblende in these orthogneisses.

The U-Pb and Sm-Nd isotopic data characterize three main geochronological domains in the study area, all resulting from crustal reworking, in accordance with the negative  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values. Discrimination of the fourth domain was exclusively lithological, based on the presence of granulites.

The westernmost domain, around Nova Aurora, comprises Mesoproterozoic orthogneisses, dated at  $1219 \pm 13$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -4.89$  and  $1259 \pm 7$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -4.57$ . Model ages of this group vary between 1990 and 2624 Ma and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between -6.52 and -3.92, showing Archean to Paleoproterozoic heterogeneous sources. Similar ages in the Brasília Belt were obtained in the upper layered series of Niquelândia and Barro Alto and associated volcanic-sedimentary sequences, which have ages between 1.25 and 1.3 Ga, and were interpreted as bimodal associations formed in rift environment (Moraes *et al.*, 2003; Pimentel *et al.*, 2004). It is interesting to note that detrital zircon grains with ages between c. 1397 and 1160 Ma were found in metasedimentary rocks in the southern branch of the Brasília Belt (Valeriano *et al.*, 2004; 2004a). This leads to the suggestion that the Nova Aurora orthogneiss could have been a potential source for part of the Mesoproterozoic detrital zircon population reported from the southern Brasília Belt.

The orthogneiss domain around Goiandira yielded Neoproterozoic ages vary between  $634 \pm 9$  and  $642 \pm 1$  Ma. Model ages are between 1371 and 2541 Ma and calculated  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values between -4.15 and -11.69. These ages are within the time span of igneous and tectonic activity resulting in the emplacement of tonalite, granodiorite and granite intrusions and differentiated mafic-ultramafic rocks in the Goiás Magmatic Arc and in the Anápolis-Itauçu Complex (Pimentel *et al.*, 2000, 2004; Piuzana *et al.* 2003).

The Goiandira orthogneiss has similar age and isotopic signature as the Firminópolis gneiss (U-Pb age  $634 \pm 8$  Ma,  $T_{\text{DM}}$  of 1.39 Ga and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  around -4.6) and the Palminópolis gneiss (U-Pb age  $637 \pm 20$  Ma,  $T_{\text{DM}}$  between 1.48 and 2.27 Ga,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$

between -6.4 and -22), both belonging to the Goiás Magmatic Arc  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  (Laux *et al.*, 2005). Similar ages were reported also for the sin-collisional Serra Velha biotite-muscovite granites from the Araxá Nappe (U-Pb zircon age  $637 \pm 1$  Ma, Seer *et al.*, 2005) and leucosomes in paragneiss and garnet-muscovite-biotite feldspar schists from the Passos Nappe (U-Pb monazite age  $637 \pm 4$  Ma, Valeriano *et al.*, 2004, 2004a).

The multi-elements patterns present from this domain is similar to intermediate situation between continental arc and extension rift environment, associated to juvenile component and Neoproterozoic magma source and a second Meso- to Paleoproterozoic magma source related to underwent crustal reworking.

Samples from the orthogneiss exposed in the Ipameri area were dated at  $796 \pm 64$  Ma and  $771 \pm 13$  Ma,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between -3.65 and -9.83 and  $T_{\text{DM}}$  model ages between 1913 and 2057 Ma, with one lower value of 1284 Ma.

REE and multi-elements patterns indicate the Meso- to Paleoproterozoic crustal origin of their parent magmas, formed in active continental margin arc environment in subduction zone for the 1.2 Ga and 790 Ma orthogneisses domains (Pearce, 1983; 1984; Imai, 1995; Govindaraju, 1994).

Petrography of the Ipameri-Nova Aurora orthogneisses indicates a lower metamorphic grade than the rocks of the Anápolis-Itauçu Complex, supporting the idea that the latter is the metamorphic core of the Brasília Belt (Piuzana *et al.*, 2003) and not the exposure of Archean or Paleoproterozoic sialic basement inferred by Lacerda Filho *et al.* (2004). This is valid for the orthogneiss domains of 640 and 790 Ma, belonging to a continental magmatic arc, built-up at the margin of the plate that includes the São Francisco Craton. Their northward continuity constitutes the Anápolis-Itauçu granulite terrain (see Piuzana *et al.*, 2003). As for the 1230-1260 Ma orthogneiss domain in Nova Aurora, we suggest that it is an exotic fragment of a Mesoproterozoic arc built elsewhere.

## **Acknowledgments**

This work was supported by CAPES (Brazilian Graduate Research Council), CNPq (Brazilian Council for Research and Development), Universidade de Brasília (Instituto de Geociências, Post-Graduate Program) and Universidade Federal de Goiás (Geography Department, Catalão Unit). Grants from CNPq (470183/04-7) and FAPDF (193.000.106/2004) to RAF supported field and laboratory work. We thank Hildor J.

Seer for assistance in the field, Sérgio Luiz Junges, Jorge Henrique Laux and Simone Maria Costa Lima Gioia for their assistance in the Geochronology Laboratory of Universidade de Brasília. We are grateful to Jaime Estevão Scandolara for constructive comments on an earlier draft.

## References

- Almeida F.F.M. (1968) – Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *Na. Acad. Bras. Ciên.*, 40: pp 285–295.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves, B.B. Fuck, R.A. (1977) – Províncias estruturais brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, 1977. Atas... V. 8, Sociedade Brasileira de Geociências, Recife, PE, pp 363–391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. e Fuck R.A. (1981) – Brazilian structural provinces: An Introduction. *Earth Sciences Review*, 17, pp 1–29.
- Araújo Filho J.O., Marschak S. (1997) – Formation of the Pirineus Syntaxis, evidence for two episodes of Brasiliano (Pan-African) deformation in the Brasília Orogenic Belt, Central Brazil. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29(6):228.
- Araújo Filho J.O. (2000) – The Pirineus Syntaxe: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 144-148.
- Barbosa O. (1955) – Guia de Excursões do 9º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, S.B.G., Noticiário (I), Rio de Janeiro, pp 3–5.
- Barbosa O. *et al.* (1970) – Projeto Goiânia – Relatório preliminar. DNPM/PROPEC, Goiânia, 75 p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511).
- Barker, D.S. (1979) – Trondhjemites, Dacites and related rocks. New York: *Elsevier Scientific Publishing Company*. 659 p.
- Braun O.P.G. (1970) – Geologia da Folha de Ipameri. Resumo do 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília.
- Brito Neves B.B. and Cordani U.C. (1991) - Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23–40.

- Brod J.A., Jost H. (1991) – Características estruturais, litológicas e magmáticas da zona de cisalhamento dúctil do Rio Traíras, bloco do Complexo Níquelândia, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:205–217.
- Costa L.A.M., Angeiras A.G. (1971) – Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil. *Geologische Rundschau*, **60**: 1024–1050.
- Dardenne M.A., Fuck R.A., Menezes P.R., Pimentel, M.M. (1991) – Mapa Geológico – Projeto Sucuri. Brasília, UnB, (Undergraduate Final Essay).
- Dardenne M.A., Fuck R.A., D’el-Rey Silva L.H., Pimentel, M.M. (1994) – Mapa Geológico – Projeto Rio Veríssimo. Brasília, I.G. UnB, (Undergraduate Final Essay).
- Davis D.W.; Blackburn C.E.; Krogh T.E. (1982) – Zircon U-Pb ages from the Wabigoon-Maniton Lakes Region, Wabigoon Subprovince, Northwest Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **19**: 254–266.
- D’el-Rey Silva L.J.H., Klein P.B.W., Walde D.H. (2004) – The Caldas Novas Dome, Central Brazil: Structural evolutions and implications for the evolution of the Neoproterozoic Brasília belt. *Journal of South American Earth Sciences* **17**: 153 – 169.
- DePaolo D.J. (1981) – Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**: 189-202.
- Drake Jr. A.A. (1980) – The Serra de Caldas window, Goiás. In: Tectonic Studies in the Brazilian Shield. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, **119A–B**:1–11.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) – A geochemical classification for granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Fuck R.A. and Marini, O.J. (1981) – O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. SBG, In: *Simpósio sobre a Geologia do Cráton do São Francisco e de suas Faixa Marginais*. Salvador. Abstract:118 – 129.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D’el-Rey Silva L.J.H. (1994) – Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú. Bol. Res. Expand., SBG, **1**:215-216.

- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. (2000) - The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **72** (2): 219-245.
- Govindaraju K., (1994) – Compilation of working values and descriptions for 393 geostandarts, *Geostandards Newsletter*, **18**:1-158.
- Imay N., Terashima S., Itoh A., Mita N. (1995) – Compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, Igneous Rock Series, *Geostandards Newsletter*, **19**:135-213.
- Irvine T.N. and Barager W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Kozuch, M. (2003) – Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariri Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. Doctorate Thesis. *University of Kansas*, USA, unpublished: 199 p.
- Krogh T.E. (1973) - A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim.Cosmochi.* **37**: 485 – 494.
- Krogh T.E. and Davis G.L. (1975) - The production and preparation of  $^{205}\text{Pb}$  for use as a tracer for isotope dilution analysis. Carnegie Inst. Washington, *Yearb.*, **74**: 416 – 417.
- Krogh T.E. and Turck A. (1982) - Precise U-Pb zircon ages from the Gamitagama Greenstone Belt, Southern Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, **19**: 859 – 867.
- Lacerda Filho J.V. *et al.* (2004) - Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal – Texto explicativo dos mapas Geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal, Escala 1:250.000. Goiânia: AGIM (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB), 176 p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson, A.A. (2004) – Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, Central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data, *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:599 - 614.

- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. (2005) – Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **28**:183-198.
- Le Maitre R.W., Bareman P., Didek A., SÉller J., Lamiere Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zaenttin B. (1989) – A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell*, Oxford.
- Leonardos O.J., Jost, H., Fuck R.A.; Barro J.G.C. (1990) – Geologia da região aurífera de Santa Cruz de Goiás. XXXVI Cong. Bras. Geol., Bol Resumos, *Soc. Bras.Geol.*, Natal: 338.
- Leonardos, O.H. and Meyer, H.O.A. (1991) – Outline of the Geology of the Western Minas Gerais. In Guia de excursões da 5<sup>a</sup> Conferência Internacional de Kimberlitos.
- Ludwig K.R. (2001) – Users manual for Isoplot/Excel version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication 1a, 55p.
- Maniar P.D. and Piccoli P.M. (1989) - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635 – 643.
- Mcdonald R. (1987) – Quaternary peralkaline silicic rocks and caldera volcanoes of Kenya. In: Fitton. J.G. and Upton B.G.J., eds., Alkaline igneous rocks, *GSA Spec. Publ.*, **30**: 313-333.
- Moraes R., Brown M., Fuck, R.A., Camargo, M.A., Lima, T.M. (2002) – Characterization and P-T evolution of meltbearing ultrahigh-temperature granulites: An example from the Anápolis-Itauçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, **43**(9): 1673 – 1705.
- Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Figueiredo A.M.G. (2003) – Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. *Precambrian Research*, **125**:317–336.
- Pearce J.A., (1983) – The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In Hawkesworth, C.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. *Shiva*, Nantwich:230–249.

- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation, *Journal of Petrology*, **25**(4):956–983.
- Pearce J.A. (1996) – Source and settings of granitic rocks. *Episodes* **19**(4): 120–125.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. (1992) - Idade do metariolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudos geocronológicos pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais Acad. Bras. Ciênc.* **64**(1): 19–28.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, J., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S. M. de (2000) - The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro:195–229.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. (2004) – O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. *Beca*, São Paulo: 355–368.
- Pitcher, W.S. 1983 – Granite type in tectonic Environment. In: Hsu, K (Ed.), Mountain Building Processes, *Academic Press*, 19 – 40.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. (2003) – SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data from the Araxá Group and associated magmatic rocks, constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil, *Precambrian Res.*, **125**:139–160.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. (2003a) – Neoproterozoic granulite facies metamorphism and contemporaneous granite magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Res.*, **125**:245 – 270.
- Seer H.J. (1999) – Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais. *I.G. – UnB*, Brasília, Doctorate Thesis. UnB, unpublished: 267p.
- Seer H.J., Dardenne M.A. (2000) – Tectonostratigraphic terrane analysis on neoproterozoic times: The case study of Araxá Synform, Minas Gerais State, Brazil: Implications to the final collage of the Gondwananland. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):078–081.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.m., Boaventura G.R., Dardenne M.A. (2001) – Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica



- neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: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. *Revista Brasileira de Geociências*, **35(1)**:33-42.
- Steiger R.H. & Jäger E. (1977) – Subcomission on Geochronology Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359–362.
- Streckeisen A.L. (1976) – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Strieder A.J. and Nilson A.A. (1992) – *Mélange* ofiolítica nos metassedimentos do Grupo Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 22, São Paulo:204-215.
- Strieder A.J., Suita M.T.F. (1999) – Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics* **28**: 267–289.
- Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **42**:313-345.
- Upton B.G.J., Martin A.R., Stephenson D. (1990) – Evolution of the Tugtutôq Central Complex, south Greenland: a high-level, rift-axial, late-Gardar centre. *Jour. Volc. Geotherm Res.*, **43**:195-214.
- Valeriano C.M., Teixeira W., Fonseca M.A., Heilbron M., Simões L.S.A. (2000) – Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(1)**:195-199.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. (2004a) – Evolução tectônica da Faixa Brasília. IN: *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. *Beca*, São Paulo, pp 575 – 592.

Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A.  
(2004b) – U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE-Brazil):  
Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West  
Gondwana. *Precambrian Research* **130**:27 – 55.

**APENDIX IV.I  
SAMPLE LOCATIONS**

Co-ordinates are given in UTM

Number	Sample	Quad.	UTM (East)	UTM (North)
--------	--------	-------	------------	-------------

**Goiandira Domain: ca. 640 Ma**

IPC010A	Biotite-hornblende diorite	22 K	804034	7994036
IPC010C	Pegmatite	22 K	804034	7994036
IPC011	Granitic muscovite-biotite mylonite gneiss	22 K	803434	7994335
IPC012	Muscovite-biotite granodiorite	22 K	802113	7994944
IPC013	Granodioritic muscovite-biotite gneiss	22 K	795805	7997614
IPC015	Granodioritic garnet-muscovite-biotite-gneiss	22 K	794567	7999377
IPC066A	Granodioritic garnet-biotite gneiss	22 K	808162	8043901
IPC074	Quartz monzodioritic biotite gneiss	22 K	794838	8009767
IPC079	Granitic muscovite gneiss	22 K	800057	8001660
IPC121	Quartz dioritic hornblende-biotite gneiss	22 K	803183	7990763
IPC139	Tonalitic to granodioritic biotite gneiss	22 K	787935	8031080
IPC163	Tonalitic to granodioritic garnet-biotite gneiss	22 K	790154	8024270

**Ipameri Domain: ca. 790 Ma**

IPC038	Rhyodacitic biotite gneiss	22 K	801720	8029856
IPC076	Granitic biotite gneiss	22 K	801922	8006830
IPC084	Biotite tonalite	22 K	802718	8006470
IPC128	Granitic biotite-muscovite gneiss	22 K	799834	8021338
IPC129	Granitic muscovite-biotite gneiss	22 K	799799	8019060
IPC146	Tonalitic biotite-muscovite mylonite gneiss	22 K	805715	8047185
IPC149	Tonalitic muscovite-garnet mylonite gneiss	22 K	799596	8040971

**Nova Aurora Domain: ca. 1.2 Ga**

IPC016A	Granodioritic biotite gneiss	22 K	787359	8001581
IPC016B	Granitic garnet-muscovite-biotite gneiss	22 K	787359	8001581
IPC122	Granodioritic muscovite-biotite gneiss	22 K	792727	7994004
IPC126	Granitic biotite gneiss	22 K	784674	7991872
IPC127	Granitic biotite gneiss	22 K	786416	7994643

**Granulite Domain**

IPC135	Garnet-quartz granulite	22 K	786109	8047092
--------	-------------------------	------	--------	---------

## CAPÍTULO V - Conclusões

Os dados analíticos de geoquímica de rocha total, datação U-Pb em zircão e resultados isotópicos discutidos nesta tese permitem concluir os seguintes aspectos geológicos sobre as rochas supracrustais, granitos intrusivos e ortognaisses que constituem o segmento sul da Faixa Brasília, região de Ipameri-Catalão:

Datações U-Pb em zircão demonstram que as rochas estudadas são predominantemente Neoproterozóicas com idades que variam entre 799 e 663 Ma. Duas amostras relacionadas com o cinturão de ortognaisses são Mesoproterozóicas com idades de cristalização em torno de 1.25 Ga.

Relações de campo, petrografia, geoquímica e dados isotópicos dos anfibolitos indicam protólitos gabróicos e basálticos, com afinidade toleítica, enriquecimento de Fe e baixo teor de Ti (<2% de TiO<sub>2</sub>), baixa razão La/Yb, pequena anomalia negativa de Eu e  $\epsilon_{Nd(T)}$  próximo à zero. Tal fato indica baixo grau de fracionamento, uma vez que Ti tem comportamento incompatível em basaltos, tendendo a se enriquecer nos termos mais evoluídos das séries magmáticas. As razões La/Yb entre 2,98 e 3,80 são inferiores às dos anfibolitos de Araxá entre 3,15 e 9,67 (Seer *et al.*, 2001). Estas características são típicas de fontes magmáticas primitivas de basaltos de cordilheiras meso-oceânicas transicionais a enriquecidos (T-MORB a E-MORB). O anfibolito da Sequência Veríssimo é alcalino, com TiO<sub>2</sub>=3,42%, alta razão La/Yb, fraca anomalia negativa de Eu com características relacionadas a ambiente de rift continental.

Na região de Ipameri-Catalão ocorrem as seqüências vulcano-sedimentares Maratá (791 Ma), Veríssimo e outras pequenas ocorrências de quartzo xistos feldspáticos, inseridas no Grupo Araxá.

Os dados de geoquímica das rochas metavulcânicas ácidas indicam composição dacítica a riolítica cuja formação é coerente com ambiente tectônico associado aos eventos extensionais 720-800 Ma. As idades modelo entre 1.91 e 2.08 Ga e  $\epsilon_{Nd(T)}$  com valores negativos entre -7,95 e -9,30, indicam que os magmas parentais são de fontes crustais Paleoproterozóicas a Arqueanas e protólitos variados. O diagrama de elementos

multi-elementares é semelhante às rochas com idades de cristalização mais antigas com fontes magmáticas mais primitivas em ambiente de rift da seqüência vulcano-sedimentar de Juscelândia (Moraes *et al.*, 2003).

As rochas metassedimentares do Grupo Araxá na área de estudo apresentam idades modelo entre 1,77 e 1,97 e  $\epsilon_{Nd(T)}$  negativo (-7,26 a -9,48), indicando a proveniência de fonte continental. Tal fato indica que a contribuição do Arco Magmático de Goiás na formação destas rochas foi reduzida ou ausente. As rochas deste arco apresentam caráter primitivo, comprovado pelos valores de  $\epsilon_{Nd(T)}$  fracamente negativos a positivos. O Cráton do São Francisco é formado por rochas Paleoproterozóicas e pode ser uma das fontes destas rochas. Os diagramas de ETR indicam padrões heterogêneos dos metapelitos, sugerindo proveniência diferente dos protólitos dos sedimentos do domínio oeste do Grupo Araxá na região de Ipameri-Catalão.

Os metapelitos do Grupo Ibiá possuem idade modelo Mesoproterozóica e Arqueana (1,58 e 2,69 Ga) com  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre -2,31 e -5,21, representando fonte relativamente primitiva, similar à dos calcifilitos do Grupo Ibiá na Sinforma de Araxá, que apresentam  $T_{DM}$  entre 1,16 e 1,33 Ga, com  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre -0,11 e -0,93 (Seer *et al.*, 2001).

Os granitos da região Ipameri-Catalão, intrusivos no Grupo Araxá, são sienogranitos, monzogranitos e granodioritos. Dados  $\epsilon_{Nd(T)}$  e geoquímica em rocha total permitem distinguir dois grupos de granitos.

Um representado pelos granitos Pires Belo, Davinópolis, Sesmaria, e Tambu, menos deformados, fracamente peraluminosos e de caráter mais primitivo devido aos  $\epsilon_{Nd(T)}$  levemente negativos próximos a zero (-1,31 e -0,77), com idade de cristalização de  $798 \pm 2$  a  $775 \pm 5$  Ma e  $T_{DM}$  entre 1,29 e 1,54 Ga. Os granitos Pires Belo e Davinópolis são do tipo-A, sendo este último associado ao ambiente tectônico intra-placa.

O outro, representado pelo Granito Encruzilhada, granodiorito São Marcos (IPC118) e outra pequena ocorrência próxima ao Córrego Ribeirão, alojado no Grupo Araxá, na parte centro meridional da área, tem idade de cristalização é de ca. 663 Ma e

de composição isotópica  $\epsilon_{Nd(T)}$  negativa entre -7,52 e -9,68. Estes corpos são peraluminosos do tipo-S e gnaissificados. Os magmas originais deste grupo são semelhantes aos da Seqüência Maratá, interpretados como resultante de refusão das rochas do Grupo Araxá (Pimentel *et al.*, 1992; 1995a).

Os ortognaisses de Ipameri-Catalão apresentam característica de granitos peraluminosos, médio a alto-K, constituindo uma série cálcio-alcálica, variando do cálcico para alcalina-cálcica, com  $\epsilon_{Nd(T)}$  negativo (+2,52 a -11,69) resultante provavelmente de fusão parcial a partir de retrabalhamento crustal.

Algumas rochas pertencentes ao cinturão dos ortognaisses (IPC10A, IPC11, IPC84 and IPC127) na região de Ipameri-Catalão possuem padrão diferente. Sua composição varia de gneisses tonalíticos a graníticos com forte fracionamento LREE/HREE, enriquecimento de HFSE, anomalia positiva de Ba, fraca anomalia negativa de P, alto teor de K, peraluminosos e com feições típicas de rochas alcalinas.

De acordo com a petrografia, geoquímica e características isotópicas estas rochas foram originadas em ambiente tectônico transicional do tipo Andino para tipo Hercínico (Hercynotype). Tal fato é confirmado pela riqueza de biotita, mica branca, granada e em menor quantidade hornblenda.

Os dados isotópicos de U-Pb e Sm-Nd destes gnaisses caracterizam a presença de três domínios geocronológicos, todos frutos de retrabalhamento crustal como indicam os valores negativos de  $\epsilon_{Nd(T)}$ . A separação do quarto domínio foi exclusivamente litológica, evidenciada pela presença dos granulitos.

O domínio mais a oeste, em torno de Nova Aurora, foi definido por duas idades de cristalização Mesoproterozóicas, uma de  $1219 \pm 13$  Ma,  $\epsilon_{Nd(T)} = -4,89$  e outra de  $1259 \pm 7$  Ma,  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre -6,52 e +2,52. As idades modelo deste grupo variam entre 1413 e 2624 Ma, mostrando fontes bastante heterogêneas. Na Faixa Brasília estas rochas podem ser comparadas com as séries acamadadas superiores de Niquelândia e Barro Alto, e as seqüências vulcano-sedimentares associadas de idade entre 1,25 e 1,3 Ga, interpretadas como representativas da cristalização ígnea dos magmas originais, apresentando associações bimodais, formadas em ambiente de rift (Moraes *et al.*, 2003; Pimentel *et al.*, 2004). Algumas regiões da Faixa Brasília apresentam zircão detrítico que poderia ter como área fonte os ortognaisses de Ipameri-Catalão. Dentre eles podem

ser destacados os seguintes (Valeriano *et al.*, 2004b): Na Nappe de Passos, domínio interno da faixa, encontra-se a unidade B – Quartzito Furnas, no qual zircão detrítico de metarenito micáceo foi datado em 1336 +6/-7 (idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) Ma e na unidade E – Quartzito Micáceo, zircão detrítico de granada-biotita-muscovita quartzito em fácies anfibolito, forneceu idades mais antigas que variam entre 1323 +8/-9 e 1160 Ma, sendo uma concordante em 1296 +6/-5 Ma; Grãos de zircão com características morfológicas tipicamente detríticas, mesoproterozóicas, com idades variando entre 1397 e 1331 Ma foram extraídos de metarenitos da seqüência metassedimentar Serra da Boa Esperança, pertencente ao Segmento Furnas inserido no domínio externo da Faixa Brasília na Nappe de Passos.

Os ortognaisses em torno de Goiandira são Neoproterozóicos, com idade de cristalização entre 634±9 and 642±1 Ma. A idade modelo situa-se entre 1371 e 2541 e os valores  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  entre -4,15 e -11,69. Estas idades são coerentes com um período de intensa atividade ígnea e tectônica resultante do alojamento de corpos tonalíticos, granodioríticos, graníticos e rochas máfico-ultramáficas diferenciados no Arco Magmáticos de Goiás e no Complexo Anápolis-Itauçu (Pimentel *et al.*, 2000; 2004).

Os ortognaisses do domínio Goiandira Ipameri-Catalão têm idade e assinatura isotópica similar ao gnaiss Firminópolis (idade U-Pb 634 ± 8,  $T_{\text{DM}}$  igual a 1,39 Ga e  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  por volta de -4,6) e dos gnaisses de Palminópolis (idade U-Pb 637 ± 20,  $T_{\text{DM}}$  entre 1,48 a 2,27 Ga e  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  entre -6,4 e -22), ambos caracterizados como dos poucos litotipos do Arco Magmático de Goiás com  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  negativos (Laux *et al.*, 2005). Mostram também similaridade com biotita-muscovita granitos Serra Velha, pertencente à *nappe* Araxá, sin-colisionais, intensamente deformados e com idade U-Pb (zircão) 637 ± 1 Ma e características geoquímicas que indicam derivação crustal; lentes de leucossomas sigmoidais nos paragnaisses e granada-muscovita-biotita xistos feldspáticos da Unidade G da Nappe de Passos, sintectônicos à foliação  $S_2$  com idades U-Pb em monazita têm idade de cristalização em torno de 637 ± 4 Ma (Valeriano *et al.*, 2004; 2004a; Seer *et al.*, 2005).

Piuzana *et al.* (2003; 2003a) registraram dados U-Pb SHRIMP em intrusões graníticas metamorfizadas no fácies anfibolito com forte herança e idade modelo que varia entre 2,1 e 0,8 Ga e magmatismo/metamorfismo com cerca de 650 Ma,  $T_{\text{DM}}$  entre

2,3-1,9 e 1,7-1,4 Ga,  $\epsilon_{Nd(T)}$  negativos entre  $-2,61$  e  $-7,96$  indicando assimilação de material mais antigo pelo magma. No mesmo complexo, outras intrusões sem evidências de metamorfismo em alto grau, apesar da intensa deformação, têm idade neoproterozóica, entre cerca 759 a 638 Ma (Pimentel *et al.*, 2003; 2004).

O padrão dos diagramas multi-elementares deste domínio é semelhante à situação intermediária entre arco continental e ambiente extensional de rift, relacionado a uma componente juvenil e fonte magmática Neoproterozóica. Também foi identificada uma fonte magmática Meso a Paleoproterozóica associada ao retrabalhamento crustal.

O terceiro domínio aflora em longa faixa de direção N-S em cuja parte setentrional situa-se em Ipameri. Duas amostras com idades de cristalização de  $796 \pm 64$  Ma e  $771 \pm 13$  Ma,  $\epsilon_{Nd(T)}$  entre  $-3,65$  e  $-9,83$  e idades  $T_{DM}$  entre 1913 e 2057 Ma, com valor mais baixo de 1284 Ma, são de ortognaisses Neoproterozóicos com fonte Meso-Paleoproterozóicas a julgar pelas idades modelo.

Alguns ortognaisses dioríticos, tonalíticos e graníticos da região de Ipameri - Nova Aurora possuem características diferentes. São provavelmente de natureza alcalina com muito alto a alto K e peraluminosos.

Idades similares são registradas nas séries inferiores dos complexos acamadados de Niquelândia, Barro Alto, e Cana Brava (*ca.* 0,8 Ga), em ambiente de rift continental localizado em “*back arc*” no Arco Magmático de Goiás, segmento norte da Faixa Brasília (Pimentel *et al.*, 2004). No Complexo Anápolis-Itauçu ocorrem rochas metassedimentares associadas a anfíbolitos de afinidade oceânica datados em  $838 \pm 20$  Ma (Piuzana *et al.*, 2003; 2003a). Na Faixa Ribeira ocorrem estágios pré-colisionais em torno de 790 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003). Na unidade E, granada-plagioclásio-biotita xisto da Nappe de Passos ocorre zircão detrítico de idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$  de  $734 \pm 4$  Ma e idade concordante de  $730 \pm 3$  Ma (Valeriano *et al.*, 2004a).

Os diagramas de ETR e multi-elementares indicam que os magmas parentais dos domínios de Nova Aurora (1.2 Ga) e Ipameri (790 Ma) são de origem crustal Meso a Paleoproterozóica, formados em zona de subducção em arco de margem continental ativa.

A petrografia do cinturão dos ortognaisses da região de Ipameri-Catalão indica metamorfismo mais baixo que as rochas do Complexo Anápolis-Itauçu, confirmando a



idéia que este último é o núcleo do complexo metamórfico associado a orogênese Brasileira (Piuzana *et al.*, 2003) e não a exposição de embasamento siálico arqueano ou paleoproterozóico descrito por Lacerda Filho *et al.* (2004). Isto é válido principalmente para o terreno ortognaíssico de 640 Ma (Domínio Goiandira) que faz parte de arco magmático continental construído na margem da placa que inclui o Cráton do São Francisco, em continuidade ao que mais a norte constitui o terreno granulítico (Piuzana *et al.* 2003). Já o terreno de 1230-1260 Ma deve estar associado a um fragmento exótico, alóctone, de arco magmático Mesoproterozóico.

Todos estes dados comprovam que o magmatismo félsico e básico, assim como a proveniência de detritos dos metapelitos do Grupo Araxá aflorantes na região Ipameri-Catalão, estão relacionados aos eventos de rift continental ocorrido em 720 e 800 Ma, envolvendo crosta oceânica com afinidade T-MORB a E-MORB. Neste mesmo período alojam-se os ortognaisses Ipameri 790 Ma relacionados ao arco magmático continental, construído às margens do Cráton do São Francisco.

Em 660 Ma existem evidências de magmatismo de colisão continental relacionado ao movimento compressional entre a porção sudoeste do Cráton do São Francisco e o Bloco Paranapanema hoje coberto por rochas sedimentares e vulcânicas Fanerozóicas da Bacia do Paraná. As fontes dos magmas Neoproterozóicos migraram de ambiente litosférico para astenosférico (tipo MORB) durante o estágio extensional. Em seguida ocorreu o retrabalhamento de material da crosta superior durante o estágio colisional.

A seqüência cronológica decrescente dos eventos na área de estudo seria: (i) o grupo mais antigo de ortognaisses, do Domínio Nova Aurora, com idades de cristalização Mesoproterozóicas entre  $1259 \pm 7$  Ma e  $1219 \pm 13$  Ma; (ii) biotita granito Pires Belo alojado nas rochas supracrustais do Grupo Araxá na parte centro-leste da região Ipameri-Catalão com idade igual a  $798 \pm 2$  Ma; (iii) muscovita-biotita-plagioclásio quartzo xistos (metavulcânica) pertencente à Seqüência Maratá com idade igual a  $791 \pm 8$  Ma localizado na parte noroeste da área; (iv) grupo de ortognaisses com idades neoproterozóicas, de  $796 \pm 64$  a  $771 \pm 13$  Ma composta por fatia tectônica na direção N-S nas proximidades de Goiandira até Ipameri, parte central da área, denominado domínio Ipameri; (v) granada-muscovita granito Davinópolis, parte SE intrusivo nos metapelitos do Grupo Araxá, com  $775 \pm 5$  Ma; (vi) biotita-muscovita-plagioclásio xisto milonitizado em contato tectônico com os ortognaisses a leste com

idade de cristalização igual a  $720 \pm 12$ ; (viii) granada-biotita-muscovita gnaiss granodiorítico alojado também nas rochas supracrustais do Grupo Araxá, próximo ao Córrego Ribeirão, entre Goiandira e Catalão com ca. 663 Ma; (vii) granada-biotita-muscovita-quartzo-clorita xisto feldspático pertencente à Sequência Veríssimo ao Sul do povoado de Sesmaria com idade cerca de 650 Ma; (viii) grupo mais jovem de ortognaisses situados na parte central entre Goiandira e Ipameri e a leste de Ipameri, denominado de domínio Goiandira, com idades em torno de 640 Ma.

## Referências Bibliográficas

- Almeida F.F.M. (1968) – Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *Na. Acad. Bras. Ciên.*, 40: pp 285–295.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves, B.B. Fuck, R.A. (1977) – Províncias estruturais brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, 1977. Atas... V. 8, Sociedade Brasileira de Geociências, Recife, PE, pp 363–391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. e Fuck R.A. (1981) – Brazilian structural provinces: An Introduction. *Earth Sciences Review*, 17, pp 1–29.
- Araújo J.O., Marschak S. (1997) – Formation of the Pirineus Syntaxis, evidence for two episodes of Brasiliano (Pan-African) deformation in the Brasília Orogenic Belt, Central Brazil. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29(6):228.
- Araújo J.O. (2000) – The Pirineus Sintaxe: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 144-148.
- Barbosa O. (1955) – Guia de Excursões do 9º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, S.B.G., Noticiário (/), Rio de Janeiro, 3–5.
- Barbosa, O. (1963) – Geologia Econômica e Aplicada a uma Parte do Planalto Central Brasileiro. DNPM/PROSPEC, Goiânia, 70 p.
- Barbosa O. *et al.* (1970) – Projeto Goiânia – Relatório preliminar. DNPM/PROPEC, Goiânia, 75 p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511).
- Barker, D.S. (1979) – Trondhjemites, Dacites and related rocks. New York: *Elsevier Scientific Publishing Company*. 659 p.
- Besang, C., Eberle, W.G., Lanher, L., Lenz, H., Mollat, H., Muller,P., Paulsen, S. (1977) - Radiométrische altersbestimmungen an gesteinen aus Minas Gerais und Espírito Santo, Brasilien. *Geol. Jb.*, B 24, pp 149-179.
- Blum, M.L.B. (1999) - Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. *Instituto de Geociências, Universidade de Brasília*, Brasília, Tese de Doutorado, 229p.

- Botelho N.F and Moura M.A. (1998) - Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **11**(5): 427–438.
- Braun O.P.G. (1970) – Geologia da Folha de Ipameri. Resumo do 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília.
- Braun, O.P.G. & Batista, M.B. (1976) – Considerações sobre a geologia Pré-Cambriana da região Sudoeste e parte da região Centro-Oeste. 29º Congresso Brasileiro de Geologia. Resumo dos Trabalhos, Ouro Preto, pp 27-28.
- Brewer T.S., Ahäll K.I., Menuge J.F., Storey C. D., Parrish R.R. (2004) – Mesoproterozoic bimodal volcanism in SW Norway, evidence for recurring pre-Sveconorwegian continental margin tectonism. *Precambrian Research*, **34**: 249–273.
- Brito Neves B.B. and Cordani U.C. (1991) - Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23–40.
- Brod J.A., Jost H. (1991) – Características estruturais, litológicas e magmáticas da zona de cisalhamento dúctil do Rio Traíras, bloco do Complexo Níquelândia, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:205–217.
- Brod J.A., Leonardos O.H., Meneses P.R., Albuquerque M.A.C., Almeida R., Blanco S.B., Cardoso F.B.F., Romão P.A., Tallarico F.H.B., Thomsen F.P.R. (1992) – Geoquímica da Seqüência Vulcanossedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Minério, MG. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Ouro Preto, *S.B.G.*, **45** (1,2): 164–166.
- Brod, J.A. (1999) – Petrology and geochemistry of the Tapira Alkaline Complex, Minas Gerais State, Brazil. (*PhD Thesis, University of Durham*) England, 486 p.
- Chappel B.W. and White A.J.R. (1974) – Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. **8**: 173 – 184.
- Chen B., Jahn B. (2004) – Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd–Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**:691–703.
- Costa L.A. M., Angeiras A.G. (1971) – Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil. *Geologische Rundschau*, **60**: 1024–1050.
- Cox K.G., Bell J.D., R.J. Pankhurst (1979) – The interpretation of igneous rocks. (4<sup>th</sup> Ed. 1984) *George Allen & Unwin Publisher Ltd*. 459 p.

- Dardenne, M.A. (1978) - Zonação tectônica da borda ocidental do Cráton do São Francisco. *Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, Anais... Recife, SBG, V. 1, pp 299 – 308.
- Dardenne, M.A. (1978a) – Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *Congresso Brasileiro de geologia*, 30, SBG, Recife, Anais ... , pp 597 – 670.
- Dardenne, M.A. (1981) – Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na Região da Serra Dourada – Go. *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 1, SBG, Goiânia, Ata ... , pp 664 – 681.
- Dardenne M.A., Fuck R.A., Meneses P.R., Pimentel, M.M. (1991) – Mapa Geológico – Projeto Sucuri. Brasília, UnB (Undergraduate Final Essay).
- Dardenne M.A., Fuck R.A., D’el-Rey Silva L.H., Pimentel, M.M. (1994) – Mapa Geológico – Projeto Rio Veríssimo. Brasília, I.G. UnB, (Undergraduate Final Essay).
- Dardenne M. (2000) The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress:231–263.
- Davis D.W.; Blackburn C.E.; Krogh T.E. (1982) – Zircon U-Pb ages from the Wabigoon-Maniton Lakes Region, Wabigoon Subprovince, Northwest Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **19**: 254–266.
- D’el-Rey Silva L.J.H., Klein P.B.W., Walde D.H. (2004) – The Caldas Novas Dome, Central Brazil: Structural evolutions and implications for the evolution of the Neoproterozoic Brasília belt. *Journal of South American Earth Sciences* **17**: 153 – 169.
- DePaolo D.J. (1981) – Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**: 189-202.
- Depaolo D.J. (1988) – Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 187 p.
- Drake Jr. A.A. (1980) – The Serra de Caldas window, Goiás. In: *Tectonic Studies in the Brazilian Shield*. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, **119A–B**:1–11.
- Faria A., Dardenne M.A. (1995) – Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás – São João D’Aliança. *Anais do 5º Simp. Geol. Centro-Oeste*, Goiânia, SBG, *Bol. Res. Exp.*: 75-77.

- Ferrari, P.G. (1989) – A Formação Ibiá e sua Pertinência ao Grupo Araxá. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, SBG, Belo Horizonte, Anais:257 – 261.
- Freitas Silva F.H. e Dardenne M.A. (1994) – Proposta de subdivisão estratigráfica para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás. In Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, 1994, Brasília. Anais: 161-163.
- Freitas Silva F.H. (1996) – Metalogênese do Depósito do Morro de Ouro, Paracatu – MG. Brasília, Universidade de Brasília, *DSc Thesis*: 129 p. (unpublished)
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) – A geochemical classification for granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Fuck R.A. and Marini, O.J. (1981) – O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. SBG, *In: Simpósio sobre a Geologia do Cráton do São Francisco e de suas Faixa Marginais*. Salvador. Abstract:118 – 129.
- Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Botelho, N.F. (1987) - Granitoids rocks in West-Central Brazil: A Review. *ISGAM*, Sup. Geol. Rec. Minerais, Salvador, pp 53-59.
- Fuck R.A., (1990) – Dobramentos Neoproterozóicos da margem ocidental do Cráton do São Francisco: Revisão. *In: XXXVI Cong. Bras. Geol.*, Bol. Resumos, Soc. Bras. Geol., Natal:288.
- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A.; Soares, A.C.P. (1993) - As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. In: O Cráton do São Francisco, *SBG/SGM/CNPq*, Salvador, pp 161 - 185.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D’el-Rey Silva L.J.H. (1994) – Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú. Bol. Res. Expand., SBG, **1**:215-216.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. (2000) - The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. Anais da *Academia Brasileira de Ciências* **72** (2): 219-245.
- Govindaraju K., (1994) – Compilation of working values and descriptions for 393 geostandarts, *Geostandards Newsletter*, **18**:1-158.

- Guimarães, E.M. (1997) - Estudos de proveniência e diagênese, com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na Região de Bezerra-Cabeceiras, GO. *Doctorate Thesis. UnB*, unpublished.
- Hannigan R.E., Basu A.R., Teichmann F. (2001) - Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses. *Chemical Geology*, **175**:397–428
- Harrys N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) – Geochemical characteristics of collision-zone magmatismo. *In:Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, **19**: 67-81.
- Hasui, Y. e Almeida, F.F.M. (1970) - Bol. Soc. Bras. Eol., 19 (1), pp 5-26.
- Heilbron M., Machado N. (2003) – Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Epaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **125**: 87-112.
- Hess P.C. (1989) – Origins of igneous rocks. *Cambridge, Harvard University Press*, 336p.
- Hinchey A.M. and Carr S.D (2006) - The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. *Lithos*, **90**:223–248.
- Imay N., Terashima S., Itoh A., Mita N. (1995) – Compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, Igneous Rock Series, *Geostandards Newsletter*, **19**:135-213.
- Irvine T.N. and Barager W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Kalsbeek F., Jepsen H.F., Jones K. (2001) – Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the East Greenland Caledonides. *Lithos*, **57**:91–109.
- Klein P.B.W., Fuck R.A., Brod J.A. (Submitted) – Mesoproterozoic and Neoproterozoic orthogneisses from Ipameri-Nova Aurora (Goiás-Brazil), southern Brasília Belt: whole rock geochemistry, Sm-Nd isotopic data and U-Pb geochronology, *I.G.* – *UnB*, Brasília.
- Klein, P.B.W., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Gioia, S.M.G.C. (2002) - Dados isotópicos de Sm-Nd da região de Ipameri-Catalão, Goiás, segmento sul da Faixa Brasília, XLI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., SBG, João Pessoa, pp 312.

- Kozuch, M. (2003) – Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariri Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. Doctorate Thesis. *University of Kansas*, USA, unpublished: 199 p.
- Krogh T.E. (1973) - A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim.Cosmochi.* **37**: 485 – 494.
- Krogh T.E. and Davis G.L. (1975) - The production and preparation of  $^{205}\text{Pb}$  for use as a tracer for isotope dilution analysis. *Carnegie Inst. Washington, Yearb.*, **74**: 416 – 417.
- Krogh T.E. and Turck A. (1982) - Precise U-Pb zircon ages from the Gamitagama Greenstone Belt, Southern Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, **19**: 859 – 867.
- Lacerda Filho, J.V. de *et al.* (1989) - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Folha SE.22-X-B-VI Caraíba, GO, Goiânia, Relatório Inédito CPRM / DNPM.
- Lacerda Filho, J.V.R. de & Oliveira, C.C. de (1990) - 38° *Congr. Bras. de Geol.*, Balneário de Camburiú, SC, Anais....., *SBG*, pp 146 – 147.
- Lacerda Filho, J.V. & Oliveira, C.C. (1994) - Geologia da Região Sudeste de Goiás. In: *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e Brasília*, Brasília, 1994. anais ... Brasília: *SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília*, pp 157-160.
- Lacerda Filho, J.V., Camargo, M.A., Wildner, W. (1995) – Granitóide sintectônico de Maratá. *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, Vol. 5, Goiânia, Anais, *S.B.G.* – Núcleo Centro-Oeste e Brasília:66-67.
- Lacerda Filho, J.V., Delgado, J.M. (1995a) – Região Centro-Oeste. In: Barbosa, F.L.M.; Gurmendi, A.C. *Economia Mineral do Brasil*. Brasília, MME/DNPM, pp 88-91.
- Lacerda Filho J.V. *et al.* (2004) - Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal – Texto explicativo dos mapas Geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal, Escala 1:250.000. Goiânia: *AGIM* (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB), 176 p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson, A.A. (2004) – Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region,



- Goiás, Central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data, *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:599 - 614.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. (2005) – Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **28**:183-198.
- Le Maitre R.W., Bareman P., Didek A., SÉller J., Lamiere Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zaenttin B. (1989) – A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell*, Oxford.
- Le Roex A.P., Späth A., Zartman R.E. (2001) – Lithospheric thickness beneath southern Kenya rift: implications from basalt geochemistry. *Contrib. Mineral Petrol.*, **142**: 89-106.
- Leonardos O.J., Jost, H., Fuck R.A.; Barro J.G.C. (1990) – Geologia da região aurífera de Santa Cruz de Goiás. XXXVI Cong. Bras. Geol., Bol Resumos, *Soc. Bras.Geol.*, Natal: 338.
- Leonardos, O.H. and Meyer, H.O.A. (1991) – Outline of the Geology of the Western Minas Gerais. In Guia de excursões da 5ª Conferência Internacional de Kimberlitos.
- Ludwig K.R. (2001) – Users manual for Isoplot/Excel version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication 1a, 55p.
- MacDonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M. (2001) – Plume-Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa. *Journal of Petrology*, **42**(5): 877-900.
- Machado N. and Schrank A. (1989) – Geocronologia U/Pb no maciço de Piumhi – resultados preliminares. Simpósio de Geologia de Minas Gerais 5, Belo Horizonte, *Anais SBG, Núcleo Minas Gerais*, **10**: 1221 – 1227.
- Machado N., Valladares C.S., Heilbron M., Valeriano C.M., (1996) – U-Pb geochronology of central Ribeira Belt. *Precambrian Res.*, **79**.
- McLennan S.M. (1989) – Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary process. In: Lipin B.R. and McKay G.A. (eds), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Reviews in Mineralogy*, **21**, pp. 169-200.

- Maniar P.D. and Piccoli P.M. (1989) - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635 – 643.
- Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (2004) – Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, *Beca*, 647 p.
- Marchese, H.G. (1974) - Estromatolitos ‘Gymnosolenides’ em el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 4 (4), pp 257 – 271.
- Marini O.N. e Botelho N.F. (1986) - A Província de Granitos Estaníferos de Goiás. In: *Revista Brasileira de Geociências*. V. **16**(1), *Sociedade Brasileira de Geociências*, São Paulo, SP, pp 119-131.
- Moraes R., Brown M., Fuck, R.A., Camargo, M.A., Lima, T.M. (2002) – Characterization an P-T evolution of meltbearing ultrahigh-temperature granulites: An example from the Anápolis-Itauçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, **43**(9): 1673 – 1705.
- Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Figueiredo A.M.G. (2003) – Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. *Precambrian Research*, **125**:317–336.
- Niu Y., Regelous M., Wendt I.J., Batiza, R. (2002) – Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**:327-345.
- Oliveira, C.C. (1994) - Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil – PLGB. Folha SE.22-X-B-V – Leopoldo Bulhões. Escala 1:100000. Goiânia: *CPRM/DNPM*, 151 p.
- Paulsen, S., Bosun, W., Hagen, A.; Lacerda., G.M., Lima, G.E.S. (1974) – Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Pratinha-Argenita-Tapira-Serra da Canastra, Minas Gerais. Convênio Geofísica Brasil-Alemanha. Belo Horizonte. *CPRM/DNPM/Serviço Geológico da República Federal da Alemanha*. 57 p.
- Pearce J.A., (1983) – The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In Hawkesworth, C.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. *Shiva*, Nantwich:230–249.

- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation, *Journal of Petrology*, **25**(4):956–983.
- Pearce J.A. (1996) – Source and settings of granitic rocks. *Episodes* **19**(4): 120–125.
- Pereira E.L., Poli A.J.C., Teixeira N.A., Ferreira M.C.B. (1981) - Prospecção e caracterização genética das mineralizações estaníferas na porção sudeste do Estado de Goiás. 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG:746–769.
- Pereira L.F. (1992) – Evolução geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, **37**, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos.
- Pereira L.F., Dardenne M., Rosière C.A., Pedros-Soares A.C. (1994) – Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos* 2(1):22-32.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. (1991) - Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in Western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion, *Geochim. Brasil.*, Vol 5 (1/2), São Paulo:133 - 152.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. (1992) - Idade do metariolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudos geocronológicos pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais Acad. Bras. Ciênc.* **64**(1): 19–28.
- Pimentel M.M. e Fuck R.A. (1992a) – Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20**:375 – 379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., D’el-Rey Silva L.J.H. (1995) - Dados Rb-Sr e Sm-Nd de rochas graníticas da região de Jussara e a cidade de Goiás: Implicações para a natureza do limite entre terrenos arqueanos e neoproterozóicos em Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5, Goiânia, Ata Goiânia:137–140.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., D’el-Rey Silva L.J.H., Menezes P.R. (1995a) - O magmatismo ácido peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipameri, Goiás: Características geoquímicas e implicações geotectônicas. V Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5, Goiânia, Ata. Goiânia:68–71.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Dardenne M.A., Ribeiro, R.J.C. (1997) – Características isotópicas (Sr e Nd) e geoquímicas do magmatismo granítico associado ao Grupo Araxá na região de Ipameri, Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6, Cuiabá, Ata. Cuiabá:SBG, pp 11–14.

- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. (1999) - Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: A Review. *Lithos*, **46**(3): 463-483.
- Pimentel M.M., Viana M.G., Dardenne M.A. (1999a) - Proveniência dos sedimentos da Faixa Brasília com base em dados isotópicos Sm-Nd. In: *VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. Boletim de Resumos, *Sociedade Brasileira de Geociências*, Núcleo Brasília, Centro-Oeste e Minas Gerais, Brasília, pp 90.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, J., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S. M. de (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). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress:195–229.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Seer H.J., Dantas, E.L. (2001) – Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:571–585.
- Pimentel M.M., Hollanda M.H.B.M., Armstrong R. (2003) – SHRIMP U-Pb age and Sr-Nd isotopes of the Morro do Baú mafic intrusion: implications for the evolution of the Arenópolis volcano-sedimentary sequence, Goiás Magmatic Arc. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, **75**(3): 331-339.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. (2004) – O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. *Beca*, São Paulo: 355–368.
- Pimentel M.M., Ferreira Filho C.F., Armstrong (2004a) SHRIMP U-Pb ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, **132**: 133-153.
- Pires, F.R.M. & Miano, S.C. (1994) - O depósito estanífero de Ipameri, Goiás. Discussões sobre a origem. *IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, pp 31 – 33.
- Pitcher, W.S. 1983 – Granite type in tectonic Environment. In: Hsu, K (Ed.), *Mountain Building Processes*, *Academic Press*, 19 – 40.
- Piuzana D. (2002) – Geologia isotópica U-Pb e Sm-Nd da Sequência Silvânia, Complexo Anápolis-Itaçu e Grupo Araxá na Região de Leopoldo de Bulhões,

- Goiás: Contribuição ao estudo da evolução da Faixa Brasília. *I.G. – UnB*, Brasília, Doctorate Thesis. UnB, unpublished: 141 p.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. (2003) – SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data from the Araxá Group and associated magmatic rocks, constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil, *Precambrian Res.*, **125**:139–160.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. (2003a) – Neoproterozoic granulite facies metamorphism and contemporaneous granite magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Res.*, **125**:245 – 270.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. (1999) – Geocronologia e geoquímica de rochas ortognáissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Ver. Bras.Geoc.*, **29**(2): 207–216.
- Seer H.J. (1999) – Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais. *I.G. – UnB*, Brasília, Doctorate Thesis. UnB, unpublished: 267p.
- Seer H.J., Dardenne M.A. (2000) – Tectonostratigraphic terrane analysis on neoproterozoic times: The case study of Araxá Synform, Minas Gerais State, Brazil: Implications to the final collage of the Gondwananland. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):078–081.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.m., Boaventura G.R., Dardenne M.A. (2001) – Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: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. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(1):33-42.
- Steiger R.H. & Jäger E. (1977) – Subcomission on Geochronology Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359–362.

- Streckeisen A.L. (1976) – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Strieder A.J. (1990) – Geologia, petrologia e tectônica dos corpos de serpentinito de Abadiânia, GO. Dissertação de mestrado, Curso de Pós-graduação em Geologia. I.G. – UnB, Brasília: 208 p. inédito.
- Strieder A.J. & Nilson A.A. (1992) - *Mélange* ofiolítica nos metassedimentos do Grupo Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 22, São Paulo:204-215.
- Strieder A.J., Suita M.T.F. (1999) – Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics* **28**: 267–289.
- Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin, A.Ya (1979) – Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, **44**:119-38.
- Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Pub.* **42**:313-345.
- Tassinari C.C.G. *et al.* (1988) - Comentários sobre a geocronologia das folhas 1:100.000 do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto Sudeste de Goiás. Goiânia: CPRM/DNPM (Relatório Interno – Manuscrito)
- Thomaz Filho A.; Kawashita K.; Cordani U.G. (1996) - The deposition of the Bambuí Group within the context of the regional geotectonic evolution. *Int. Geol. Congress*, 30<sup>th</sup>, Abstracts, vol. 2. IUGS, Beijing, pp 49.
- Upton B.G.J., Martin A.R., Stephenson D. (1990) – Evolution of the Tugtutôq Central Complex, south Greenland: a high-level, rift-axial, late-Gardar centre. *Jour. Volc. Geotherm Res.*, **43**:195-214.
- Valeriano C.M. (1992) – Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da represa de Funas, Sudoeste de Minas Gerais. *I.G. – USP*, São Paulo, Doctorate Thesis. UnB, unpublished: 198 p.
- Valeriano C.M. and Simões L.S.A. (1997) – Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): Tectonic implications to the evolution of the Southern Brasília Belt. *Rev. Bras. Geociências*, **27**(1): 99 – 110.

- Valeriano C.M., Teixeira W., Fonseca M.A., Heilbron M., Simões L.S.A. (2000) – Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(1)**:195-199.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. (2004) – Evolução tectônica da Faixa Brasília. IN: Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. *Beca*, São Paulo, pp 575 – 592.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. (2004a) – U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE-Brazil): Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* **130**:27 – 55.
- Whalen J.B., Currie K.I., Chappell (1987) – A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral Petrol.*, **95**:407-419.