



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA
SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR CAMPINORTE
E DO COMPLEXO URUAÇU,
PROVÍNCIA TOCANTINS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 234

Maria Emilia Schutesky Della Giustina

Brasília, DF, 2007



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA
SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR CAMPINORTE
E DO COMPLEXO URUAÇU,
PROVÍNCIA TOCANTINS

Maria Emilia Schutesky Della Giustina

Orientador

Prof. Dr. Claudinei G. de Oliveira

Co-Orientador

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Banca examinadora:

Prof. Dr. Claudinei G. de Oliveira

Prof. Dr. Nilson F. Botelho (UnB)

Prof. Dr. Carlos M. Noce (UFMG)

Brasília, DF, 2007

AGRADECIMENTOS

- ✧ À Deus, agradeço a oportunidade que me foi dada de ser geóloga e caminhar até aqui.
- ✧ Ao meu marido Christian e à minha mãe Georgete, em especial, e à toda a minha família, pelo amor, incentivo, paciência e confiança.
- ✧ Aos meus orientadores, Claudinei e Márcio, pela confiança e empenho.
- ✧ À todos os meus amigos da geologia, em especial às minhas irmãs queridas Maria Fernanda, Poliana Correa e Marta Jácomo; muito obrigada pelos almoços no Tartaruga!
- ✧ Ao Sérgio, que sempre estava prestes a ajudar e com o qual tive várias conversas geológicas que me abriram os olhos, e a todos os bons amigos do Laboratório de Geocronologia, que me receberam de braços abertos: Joseneusa, Sandrine, Bárbara, Jorge, Cristiano, Sônia, Lygia, Jeanne, Karin, Laura, Caroline, Danielle, Diana, Jaqueline, Denílson, Márcio, Alcino e Anderson.
- ✧ A todos os professores do IG-UnB por tudo que me ensinaram, em especial aos profs. Affonso, Alvarenga, Bernhard, Dardenne, Edi, Elói, Elton, Fuck, Nilson, Roberto, Sara.
- ✧ Aos funcionários do IG: Francisca Freitas; Maristela Menezes; Luzilene Ramos; Sebastião de Souza Filho, o Vascaíno; Rômulo Franco; Dione Souza; aos motoristas Zilberto e Côrrea; ao Rogério Balbino e Abel de Oliveira Filho, do CPD; Onésio Rodrigues Filho, da microsonda eletrônica; Adalgisa Ferreira e Francisca das Chagas Moraes, da laminação.

U-Pb

by
SCARLETT



IT'S A JIGSAW PUZZLE..
IF THE PIECES DON'T FIT,
WE MAKE 'EM FIT!

© 1999 United Feature Syndicate, Inc.

1-10

www.peanuts.com

RESUMO

Giustina, M.E.S.D. *Geologia e Geocronologia da Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, porção central do Maciço de Goiás*. 2007. Dissertação, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 83 p.

A Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte e o Complexo Uruaçu inserem-se na porção mediana do Maciço de Goiás, entre o Arco Magmático Mara Rosa e os Complexos máfico-ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto, em contexto geológico incerto que já recebeu diversas denominações e interpretações geotectônicas, porém que permanece indefinido geocronologicamente. Dessa forma, o objetivo desse estudo é a caracterização geológica e geocronológica da Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu. Para tal, utilizam-se informações de campo e petrografia, aliadas às análises geocronológicas e isotópicas.

A Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte consiste de uma unidade supracrustal, composta por metapsamitos e metapelitos, depósitos químicos e rochas metavulcânicas ácidas, e de uma suíte intrusiva associada, de composição tonalítica, granodiorítica e granítica. Análise U-Pb em zircão realizada em quartzito micáceo da Seqüência Campinorte fixa a idade máxima deposicional da seqüência supracrustal em c.a. 2191 Ma, e revela a proveniência de uma fonte única, resultante da erosão do próprio arco paleoproterozóico. As rochas graníticas apresentam idades que variam de 2179 a 2158 Ma, e não há contribuição arqueana. Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) dos litotipos supracrustais e intrusivos variam de 2686 a 2216 Ma, com valores de ϵ_{Nd} predominantemente positivos, o que indica o caráter juvenil dessas rochas. Os dados apresentados demonstram que a Seqüência Campinorte assemelha-se à demais províncias paleoproterozóicas descritas na Faixa Brasília e no mundo e, dessa forma, este estudo contribui para a reconstrução do supercontinente Columbia.

O Complexo Uruaçu compreende gnaisses para- e ortoderivados metamorfisados em fácies anfíbolito a granulito. Análises U-Pb LA-ICPMS realizadas em zircão de ortognaisses revelam idades de cristalização magmática entre 690 e 650 Ma. Sobrecrescimentos em zircão e grãos de titanita resultam em idades entre 650 e 630 Ma, que datam o metamorfismo de alto grau. Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtidas em ortognaisses variam de 1,5 a 1,1 Ga, com valores de ϵ_{Nd} negativos, o que indica retrabalhamento ou refusão de crosta mais antiga. Assim, o Complexo Uruaçu caracteriza um evento magmático neoproterozóico contemporâneo ao

metamorfismo de alto grau, ocorrido no interior do Maciço de Goiás em função da colisão dos Crátons Amazônico e São Francisco na orogênese Brasileira. Adicionalmente, o contexto geológico e assinatura isotópica apresentadas são comparáveis às descritas para o Complexo Anápolis-Itauçu, na porção meridional da Faixa Brasília. Tal fato sugere que ambos os complexos possam representar um extenso cinturão granulítico desenvolvido atrás do Arco Magmático de Goiás.

PALAVRAS-CHAVE: Paleoproterozóico, Neoproterozóico, Faixa Brasília, Maciço de Goiás

ABSTRACT

Giustina, M.E.S.D. *Geologia e Geocronologia da Seqüência Vulcano-sedimentar Carmpinorte e do Complexo Uruaçu, porção central do Maciço de Goiás*. 2007. Dissertação, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 83 p.

The Campinorte volcano-sedimentary sequence and the Uruaçu Complex are exposed in the center of the Goiás Massif, in between the Mara Rosa Magmatic Arc and the Niquelândia and Barro Alto mafic-ultramafic complexes. This uncertain geological framework has received several geotectonic elucidations, although it still remains undefined. Therefore, the objective of this study is to characterize the geological and geochronological context of the Campinorte Volcano-sedimentary Sequence and the Uruaçu Complex, by means of field notes, petrography and U-Pb and Sm-Nd analysis.

The Campinorte Volcano-sedimentary Sequence is composed by a supracrustal unit, which consists of metapsamites and metapelites, chemical deposits and acid metavolcanics, and by a related intrusive suit with tonalitic, granodioritic and granitic plutons. U-Pb analysis realized in zircon grains from a micaceous quartzite from the Campinorte Sequence sets the maximum depositional age of 2191 Ma, and reveals the provenance from a single sedimentary source, with Paleoproterozoic age. The granitic rocks present ages ranging from 2179 to 2158 Ma, and there is no Archean contribution. T_{DM} Sm-Nd model ages from supracrustal and intrusive lithotypes vary from 2682 to 2216 Ma, with mostly positive ϵ_{Nd} values, which disclose the juvenile character of these rocks. The data presented here is similar to other Paleoproterozoic Provinces described in the Brasília Belt and in the world and, hence, this study contributes to the reconstruction of the Columbia supercontinent.

The Uruaçu Complex comprises ortho- and paragneisses metamorphosed under amphibolite to granulite conditions. U-Pb LA-ICPMS performed on zircon from orthogneisses reveals magmatic ages between 690 to 650 Ma. Zircon overgrowths and titanite grains yield ages varying from 650 to 630 Ma, which dates the high-grade metamorphism. T_{DM} Sm-Nd model ages obtained in orthogneisses range from 1.5 to 1.1 Ga, with ϵ_{Nd} values between +2.9 a -4.6, indicating the crustal contaminated signature of these rocks. Therefore, the Uruaçu Complex characterizes a Neoproterozoic magmatic event and coeval high-grade metamorphism, which occurred within the Goiás Massif as a function of the collision of Amazon and São Francisco cratons in the Brasiliano orogenesis. Besides, the geological context

and isotopic/geochronologic signature is analogous to that from the Anápolis-Itaçu Complex, exposed in the southern Brasília Belt. This may suggests a connection between both complexes, resulting in a wide granulitic belt developed behind the Goiás Magmatic Arc.

KEY-WORDS: Paleoproterozoic, Neoproterozoic, Brasília Belt, Goiás Massif

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Apresentação e objetivo	1
1.2 Localização	3
1.3 Justificativa do estudo.....	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 Evolução da Faixa Brasília	13
3 GEOCRONOLOGIA E MÉTODOS ANALÍTICOS	16
3.1 U-Pb:	16
3.1.1 ID-TIMS	19
3.1.2 LA-ICPMS	21
3.2 Sm-Nd:	21
3.3 Minerais utilizados na geocronologia	24
3.3.1 Zircão	25
3.3.2 Monazita	26
3.3.3 Titanita	26
3.4 Métodos Analíticos	26
3.4.1 Separação de minerais	26
3.4.2 Preparação de pós	27
3.4.3 Diluição isotópica	27
3.4.4 LA-ICPMS	28

4 U-PB AND SM-ND CONSTRAINTS ON THE NATURE AND EVOLUTION OF PALEOPROTEROZOIC JUVENILE CRUST IN THE TOCANTINS PROVINCE, CENTRAL BRAZIL..... 30

4.1 Abstract.....30

4.2 Introduction.....30

4.3 Geological setting31

4.4 The Campinorte sequence33

 4.4.1 Volcano-sedimentary Sequence 33

 4.4.2 Intrusive Unit..... 35

4.5 Analytical procedures36

 4.5.1 U-Pb 36

 4.5.2 Sm-Nd 38

4.6 Samples and Results.....38

 4.6.1 U-Pb results 38

 4.6.2 Nd isotopic data 45

4.7 Discussion.....46

4.8 Conclusion.....48

4.9 Acknowledgements.....49

5 U-PB LAM-ICPMS GEOCHRONOLOGICAL DATA AND SM-ND ISOTOPIC CONSTRAINTS ON THE NATURE OF THE URUAÇU COMPLEX: NEOPROTEROZOIC MAGMATISM IN THE GOIÁS MASSIF AND IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BRASILIA BELT, CENTRAL BRAZIL. 50

5.1 Abstract.....50

5.2 Introduction.....51

5.3 Geological setting51

5.4 The Uruaçu Complex	54
5.4.1 Orthogneisses	55
5.4.2 Paragneisses.....	56
5.5 Analytical procedures	59
5.5.1 U-Pb TIMS and LA-ICPMS methods	59
5.5.2 Sm-Nd method	60
5.6 Samples and results	60
5.6.1 Quartz-dioritic gneisses	61
5.6.2 Amphibolites	63
5.6.3 <i>Augen</i> gneiss.....	65
5.6.4 Paragneiss.....	72
5.7 Discussion	73
5.8 Conclusions	76
5.9 Acknowledgements	77
6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	78
6.1 A Sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e suíte intrusiva associada.....	78
6.2 O Complexo Uruaçu	81
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa geológico da Província Tocantins (Modificado de Fuck <i>et al.</i> , 1994). Ressaltam-se as interrogações no mapa, localizadas na região de Uruaçu-Mara Rosa.	2
Figura 1.2 - Mapa de localização da área referente a esse estudo, demarcada pelo retângulo em vermelho.	3
Figura 2.1– Mapa geológico simplificado da Província Tocantins (modificado de Fuck <i>et al.</i> , 1994; Blum, 1999; Pimentel <i>et al.</i> , 2000).	8
Figura 2.2 - Evolução da Faixa Brasília (Modificado de Pimentel <i>et al.</i> , 1999, 2000; Soares, 2005).	14
Figura 3.1- Diagramas da concórdia utilizados para visualização dos dados obtidos pela sistemática U-Pb. (a) Wetherill (1956). (b) Tera & Wasserburg (1972).	18
Figura 3.2 - (a) Espectrômetro Finnigan MAT-262 (TIMS). (b) LA-ICPMS Neptune.	20
Figura 3.3 - (a) Ilustração dos parâmetros da evolução isotópica de neodímio. (b) Definição de idades modelo T_{DM} e T_{CHUR} , e modelo de evolução de ϵ_{Nd} da crosta. Modificado de DePaolo (1988).	23
Figure 4.1– Geological sketch map of the northwestern part of the Brasília Belt (modified after Pimentel <i>et al.</i> , 2000; Oliveira <i>et al.</i> , 2006).	32
Figure 4.2 – Geological sketch map of the Campinorte sequence (modified after Oliveira et al., 2006). ...	34
Figure 4.3 – (A) Tightly folded carbonaceous schists. (B) Massive quartzite beds interlayered with thin, laminated micaceous quartzite. (C) Gondite viewed under thin section, showing the association of spessartite and cummingtonite. The scale-bar corresponds to 0.25 mm. (D) Metalapilli-tuff with potassium feldspar phenocrystals immersed in a deformed, fine-grained quartz-feldspatic matrix. ...	35
Figure 4.4 – (A) Mundinho mylonitic granite. (B) Pau de Mel metagranodiorite. (C) Tectonic contact between Rio dos Bois metatonalite and slices of metaultramafic rocks. This sinuous geometry is a function of the tonalite ascension during the deformational event. (D) Coarse-grained Rio dos Bois metatonalite.	36
Figure 4.5 – Probability density plot of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a quartzite from Campinorte sequence. Data-point error ellipses are 2σ	39
Figure 4.6 – Concordia diagram for ID-TIMS zircon analyses of metapyroclastic rock from the Campinorte sequence. Data-point error ellipses are 2σ	40
Figure 4.7 - Concordia diagram for ID-TIMS zircon analyses of Mundinho metagranite. Data-point error ellipses are 2σ	41
Figure 4.8 - Concordia diagram for ID-TIMS zircon analyses of a metatonalite (sample CHAP 16B). Data-point error ellipses are 2σ	41
Figure 4.9 – BSE images of zircon grains from the sample PP04.	42
Figure 4.10 – Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a tonalitic saprolite. Data-point error ellipses are 2σ	42
Figure 4.11 – Nd isotopic evolution diagram comparing isotopic compositions of the Campinorte sequence and related intrusive rocks. Compositional fields of the Mara Rosa Magmatic Arc (Junges <i>et al.</i> , 2003) and Goiás Archean Gneisses (Pimentel <i>et al.</i> , 1996) are also shown.	46

Figure 4.12 – Location of Paleoproterozoic orogens, including the Campinorte Sequence, and South American and African cratons (modified after Ledru <i>et al.</i> , 1994; Zhao <i>et al.</i> , 2002, 2004).....	47
Figure 5.1 - Geological sketch map of the northwestern part of the Brasília Belt (modified after Pimentel <i>et al.</i> , 2000; Oliveira <i>et al.</i> , 2006).	53
Figure 5.2 - Geological sketch map of the Uruaçu Complex (modified after Oliveira <i>et al.</i> , 2006).	55
Figure 5.3 – (A) Migmatite characterized by centimetric to metric alternance of concordant felsic nesossome in between quartz-dioritic layers (sample CAMP 12). (B) Banded garnet-amphibolite, showing both concordant and discordant calci-silicate veins (sample CAMP 4). (C) Sheared <i>augen</i> gneiss with asymmetric potassium feldspar porphyroclasts. (sample CN 113 A). (D) Garnet paragneiss with concordant quartz-feldspatic segregations (sample CN 101).	57
Figure 5.4 – (A) Quartz-diorite gneiss, with uralitized relict crystal of clinopyroxene (sample CAMP 26). (B) Banded garnet amphibolite, showing an amphibole rich layer and oligoclase (sample CAMP 4). (C) Metaultramafic rock, composed mainly by diablastic cummingtonite, actinolite and talc. (D) Calc-silicate vein views under thin section, showing hedembergite prophyroblasts in a calcite-quartz matrix (sample CAMP 4). (E) <i>Augen</i> gneiss with Kf porphyroclast rims partially replaced by mymerquite (sample CN 113A). (F) Paragneiss, composed by rotated garnet porphyroblasts in a fine-grained, intensely recrystallized, mica-rich matrix (sample CN 101).	58
Figure 5.5 - Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from quartz-dioritic gneisses of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2σ	61
Figure 5.6 – CL images of the zircon grains from the sample CAMP 12.	62
Figure 5.7 - Diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from quartz-dioritic migmatites of the Uruaçu Complex. A) Weighted average diagram of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages obtained in prismatic zircon grains. B) Concordia diagram obtained in “soccer-ball” zircon crystals.	63
Figure 5.8 - Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from an amphibolite of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2σ . A) Concordia age obtained in zircon grains. B) Tera-Wasseburg diagram from titanite grains.....	65
Figure 5.9 - Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from <i>augen</i> -gneisses of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2σ	66
Figure 5.10 – (a) Probability density plot of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a quartzite from Campinorte sequence. Data-point error ellipses are 2σ . (b) Concordia diagram for concordant LA-ICP-MS analyses of zircon grains from paragneisses of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2σ	72
Figure 5.11 – Diagram ϵ_{Nd} versus time showing Nd isotopic composition of the ortho- and paragneisses studied. Also shown is the Nd isotopic composition of the Goiás Magmatic Arc (Pimentel & Fuck, 1992) and the Anápolis-Itaçu Complex (Piuzana <i>et al.</i> , 2003a).....	74
Figure 5.12 - Regional sketch map of the Brasília Belt, showing the Uruaçu and Anápolis-Itaçu complexes (modified after Pimentel <i>et al.</i> , 2006; Oliveira <i>et al.</i> , 2006).	75
Figura 6.1 - Quadro litoestratigráfico para a região entre Uruaçu e Mara Rosa, com base na Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS, 2008). Os dados obtidos neste trabalho encontram-se ressaltados com um asterisco.	79

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1- Quadro comparativo das técnicas ID-TIMS, LA-ICPMS e SHRIMP (modificado de Silva, 2006).....	19
Tabela 3.2 - Principais minerais utilizados no método U-Pb e respectivas características. GS – granitos tipo S; P – pegmatito; X – xisto pelítico; VH – veio hidrotermal; GI – granito tipo I; T _f – temperatura de fechamento do sistema isotópico (modificado de Heaman & Parrish, 1991).....	25
Table 4.1– Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 16.....	43
Table 4.2 – Summary of ID-TIMS U-Pb data for Campinorte Group.....	44
Table 4.3 – Summary of LA-ICP-MS data for sample PP04.	44
Table 4.4 – Sm-Nd isotopic data for Campinorte Group.....	45
Table 5.1 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 26.	67
Table 5.2 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 12 - I.....	67
Table 5.3 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 12 – II.....	68
Table 5.4 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 4.	68
Table 5.5 - Summary of ID-TIMS U-Pb data for titanite grains from sample CAMP 4.	69
Table 5.6 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CN 113A - II.	69
Table 5.7 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CN 101.	70
Table 5.8 - Sm-Nd isotopic data for the Uruaçu Complex.	71
Table 5.9 - Summary of U-Pb and Sm-Nd data obtained in this study.....	74
Tabela 6.1-Resumo dos dados geocronológicos e isotópicos obtidos neste trabalho para a Sequência Campinorte e rochas intrusivas associadas.	80
Tabela 6.2 - Resumo dos dados geocronológicos e isotópicos obtidos neste trabalho para o Complexo Uruaçu.....	82

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e objetivo

Desde as descobertas de Henri Bequerel e Marie Sklodowska Curie no século XIX até o advento da era da tecnologia, houve um avanço em diversas áreas das Ciências Exatas e da Terra. Entretanto, o aprimoramento de novas técnicas nas últimas décadas gerou uma revolução sem precedentes na geologia isotópica, fato que permitiu a resolução de diversos problemas geológicos, bem como a revisão de dados anteriormente publicados.

Todavia, ainda há atualmente muitos terrenos carentes de caracterização geológica-geocronológica, em especial no Brasil Central, visto o espesso manto de intemperismo que recobre o embasamento predominantemente pré-cambriano. Em mapas antigos, por exemplo, a região mediana do Maciço de Goiás, onde se localiza a área referente a esse estudo, era ilustrada com interrogações em função da ausência de dados geológicos e geocronológicos (Figura 1.1).

Nesse sentido, o objetivo deste mestrado é a caracterização geológica e geocronológica das rochas aflorantes entre Uruaçu e Mara Rosa, no norte do Estado de Goiás. Com isso será possível avaliar a idade de distintas unidades internas ao Maciço de Goiás, inclusive com diferentes condições de gênese e metamorfismo, e verificar as implicações no modelo evolutivo da Faixa Brasília. Para tal, propõem-se a realização de análises isotópicas Sm-Nd e U-Pb TIMS e LAM-ICPMS em rochas da Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte e suíte intrusiva associada, bem como do Complexo Uruaçu.

A presente pesquisa promove um significativo avanço do conhecimento geológico e geocronológico dos terrenos aflorantes entre Uruaçu e Mara Rosa, uma vez que levantamentos similares ao aqui proposto são muito restritos em tal região. Além disso, o estudo contribui para uma melhor ciência do significado do Maciço de Goiás e fornece subsídios à discussão do modelo evolutivo da Faixa Brasília.

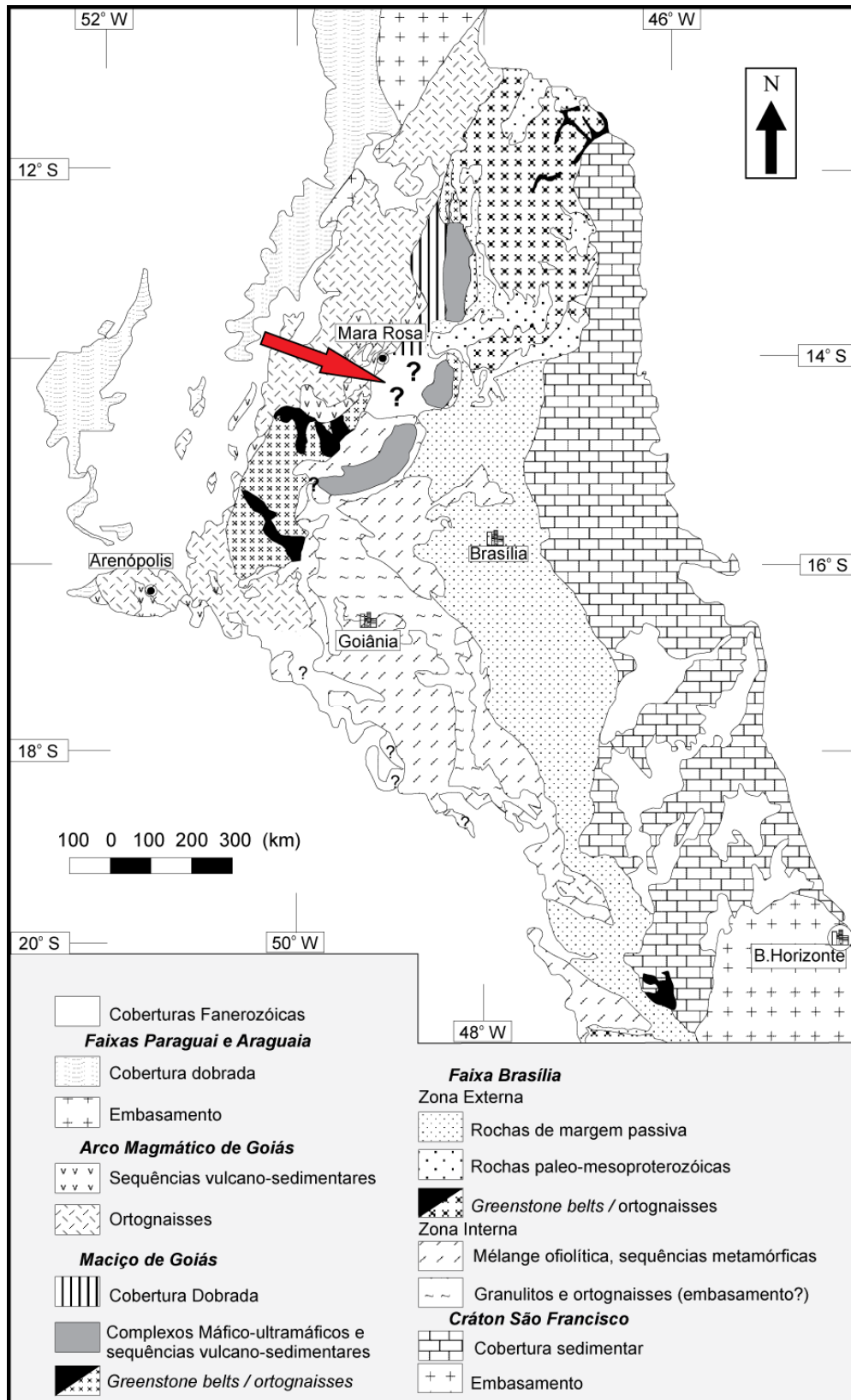


Figura 1.1 - Mapa geológico da Província Tocantins (Modificado de Fuck *et al.*, 1994). Ressaltam-se as interrogações no mapa, localizadas na região de Uruaçu-Mara Rosa.

A dissertação encontra-se disposta em formato de dois artigos, cujos títulos são “U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature and evolution of Paleoproterozoic juvenile crust in the Tocantins Province, Central Brazil” e “U-Pb LAM-ICPMS and Sm-Nd constraints on the Uruaçu Complex: Neoproterozoic magmatism in the Goiás Massif and implications on the evolution of the Brasília Belt, Central Brazil”, os quais se encontram submetidos à Geological Society of London e Precambrian Research, respectivamente.

1.2 Localização

A área referente a este estudo localiza-se no norte de Goiás, entre as cidades de Uruaçu e Mara Rosa (figura 1.2). O acesso dá-se pela BR-153 (rodovia Belém-Brasília), e a abundância de estradas vicinais e servidões permite fácil mapeamento e, assim, a correta caracterização das unidades investigadas.

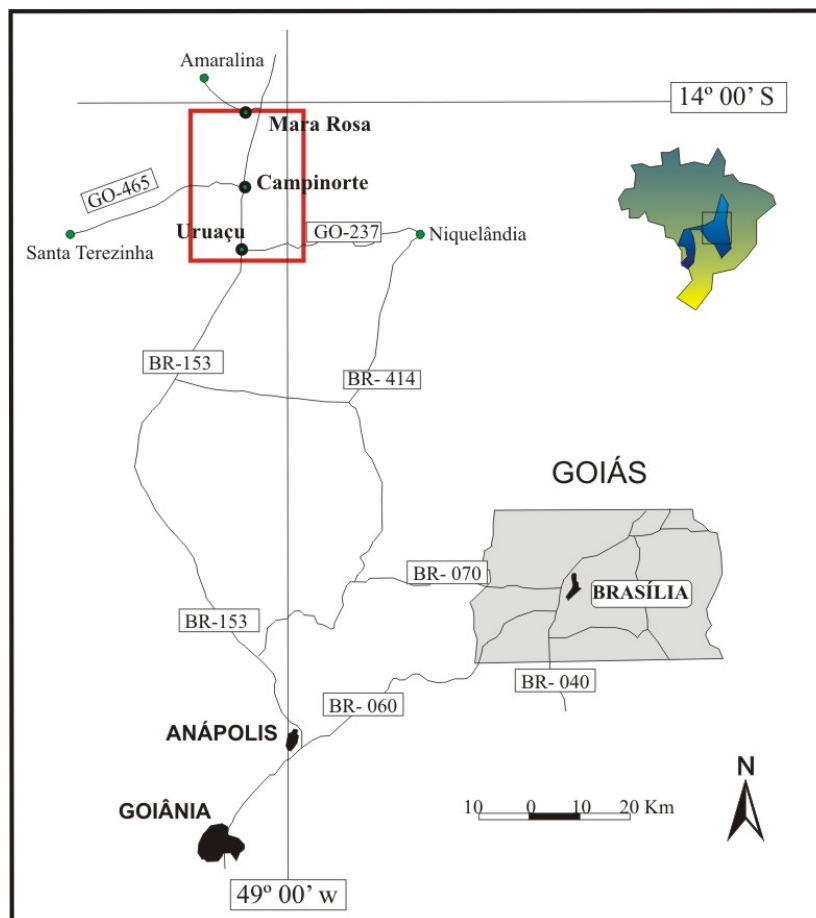


Figura 1.2 - Mapa de localização da área referente a esse estudo, demarcada pelo retângulo em vermelho.

1.3 Justificativa do estudo

O Maciço de Goiás, no qual se insere a área em estudo, consiste de terrenos granito-*greenstone* arqueanos margeados por unidades paleoproterozóicas, dos complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, e do Grupo Serra da Mesa, que encobre unidades cujo contexto ainda encontra-se indefinido (Fuck *et al.* 1994, Pimentel *et al.*, 2000). Diversos autores já apresentaram propostas quanto ao significado desse microcontinente, aprisionado durante a colisão neoproterozóica entre os crátons Amazônico e São Francisco. Porém, o Maciço de Goiás é, ainda hoje, foco de discussões em função do variado contexto geológico e geocronológico das unidades que o compõem.

Enquanto o conhecimento geológico dos terrenos arqueanos (Danni *et al.*, 1986; Jost *et al.*, 1993; Queiroz, 2000) e dos Complexos Máfico-Ultramáficos e respectivas sequências vulcano-sedimentares associadas (Lima, 1997; Ferreira Filho *et al.*, 1998; Moraes & Fuck, 2000; Moraes *et al.*, 2003; Pimentel *et al.*, 2004; Moraes *et al.*, 2006; Pimentel *et al.*, 2006) sofreu considerável avanço nos últimos anos, ainda persistem controvérsias a respeito de terrenos constituintes da porção central do Maciço de Goiás, expostos ao norte do Domo de Hidrolina e a oeste dos complexos acamadados (Figura 1.1).

A Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte e o Complexo Uruaçu fazem parte desse contexto geológico incerto, que desde a década de 80 recebe diversas denominações e interpretações geotectônicas (p.ex. Barbosa *et al.*, 1969), porém que permanece indefinido geocronologicamente.

A **Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte** consiste de uma unidade supracrustal, de natureza sedimentar e vulcânica, que se encontra associada a rochas intrusivas ácidas de composição tonalítica a granítica (Kuyumjian *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2006). Em função da evolução do conhecimento geológico e geocronológico, os litotipos supracrustais da Seqüência Campinorte foram correlacionadas ao Grupo Araxá (Barbosa *et al.*, 1969); aos *greenstone belts* de Crixás, Pilar e Guarinos (Ribeiro Filho *et al.*, 1978; Machado e Oliveira, 1981; Kuyumjian, 1994); ao Arco Magmático de Mara Rosa (Siqueira *et al.*, 1987); e às seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia/Palmeirópolis (Ribeiro Filho & Lacerda Filho, 1985). Em face de relações

estruturais e dados isotópicos Sm-Nd que apontam idade paleoproterozóica para as rochas graníticas, Oliveira & Pimentel (1998) e Kuyumjian *et al.* (2004) propuseram a relação crono-estratigráfica atualmente utilizada.

Ainda na Faixa Brasília, outros exemplos de unidades paleoproterozóicas são a Suíte Aurumina, ao norte, e a Seqüência Vulcano-sedimentar Silvânia e Granito Jurubatuba, no segmento sul. Todas essas ocorrências, incluindo a Seqüência Campinorte, podem estar vinculadas ao um processo orogênético de escala mundial ocorrido em torno de 2,1 Ga. Na Plataforma Sul-Americana, tal evento de gênese crustal em ambiente de arco magmático juvenil foi responsável pela geração de crosta continental, que corresponde a 35% do volume atualmente exposto. O fato de que esse volumoso evento acrescionário encontra-se preservado em todos os continentes levou à sugestão de que a amalgamação de micro-blocos arqueanos e orógenos entre 2,1-1,8 Ga tenha conformado um supercontinente mesoproterozóico, denominado **Columbia** (Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002, 2004).

Adicionalmente, importantes depósitos auríferos estão relacionados à orogênese paleoproterozóica. O principal exemplo é a Faixa Ashanti, localizada no Cráton Oeste-Africano, que consiste de faixas supracrustais individualizadas por rochas metagraníticas. Diversas mineralizações do tipo *lode gold* são hospedadas em tonalitos, submetidos a processos hidrotermais penetrativos durante a orogênese paleoproterozóica (p.ex. Allibone *et al.*, 2004). Conforme já proposto por diversos autores em função das similaridades geotectônicas e geocronológicas, há uma correlação entre os crátons Oeste-Africano e Congo, na África, e os crátons São Francisco, Amazônico e São Luís na Plataforma Sul-Americana (Abouchami *et al.*, 1990; Ledru *et al.*, 1994; Feybesse *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2000, 2001; Zhao *et al.*, 2002; Barbosa & Sabaté, 2004; Klein *et al.*, 2005; Lerouge *et al.*, 2006). Assim sendo, seqüências vulcano-sedimentares paleoproterozóicas brasileiras exibem um amplo potencial em hospedar depósitos auríferos de classe mundial, similares aos descritos na Faixa Ashanti. Em face da importância econômica que pode estar associada à Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte reafirma-se a necessidade da caracterização geológica e geocronológica das unidades que a compõem, a fim de verificar a correlação com demais faixas paleoproterozóicas no Brasil e no mundo.

O **Complexo Uruaçu**, de maneira similar à Seqüência Campinorte, recebeu denominações diversas em função da ausência de dados geocronológicos. Inicialmente, as rochas gnáissicas e granulíticas eram atribuídas ao Complexo Basal Goiano (Ribeiro Filho *et al.*, 1978). Barreto Filho (1992), por sua vez, propôs a correlação dos corpos anfibolíticos com os Complexos Máficos-Ultramáficos, em função da resposta aerogeofísica similar sugerindo, então, a denominação de Maciço Água Branca, o qual estaria deslocado para oeste por zonas de cisalhamento de direção NW. A individualização em mapa geológico e a denominação de Complexo Granulítico Uruaçu foram designadas por Lacerda Filho *et al.* (1999) que, apesar de não possuir dados geocronológicos para tais rochas, inseriram a unidade no Paleoproterozóico em virtude da sobreposição por rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Serra da Mesa, de idade paleo-mesoproterozóica. Entretanto, Oliveira *et al.* (2006), baseados em aspectos de campo, definiram a sua inserção no Neoproterozóico.

O Complexo Uruaçu consiste de para- e ortognaisses, máficos a intermetiários, metamorfizados em fácies anfibolito a granulito (Lacerda Filho *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 2006). A contigüidade com a Seqüência Campinorte levou à investigação geocronológica desse complexo, visto que terrenos de alto grau ocorrem associados às sequências vulcano-sedimentares paleoproterozóicas, como no Cráton Norte-Chinês (Santosh *et al.*, 2007) e no Escudo das Guianas (Roever *et al.*, 2003).

Terrenos de alto grau estão expostos ainda nos Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados e no Complexo Anápolis-Itaçu, nos quais o metamorfismo de alto grau é datado em 780Ma e 650Ma, respectivamente. Dessa forma, a definição geocronológica do Complexo Uruaçu permitirá possíveis correlações com as demais unidades de alto grau da Faixa Brasília, além de individualizar um evento tectono-metamórfico ocorrido no Maciço de Goiás e que ainda permanece oculto.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área referente a esse estudo situa-se na Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), em um extenso sistema de dobramentos neoproterozóicos denominado Faixa Brasília (Almeida, 1967) (Figura 2.1). A faixa dobrada compartimenta-se em **Cinturão de dobras e empurrões**, composto por seqüências metassedimentares de margem passiva empurradas sobre o Cráton São Francisco; **Arco Magmático de Goiás**, com exposições na porção setentrional (Arco de Mara Rosa) e meridional (Arco de Arenópolis); e **Maciço de Goiás**, interpretado como um microcontinente aprisionado durante a colisão neoproterozóica (Brito Neves & Cordani, 1991; Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 2005).

O Maciço de Goiás (Fuck *et al.*, 1994, Pimentel *et al.*, 2000), onde está localizada a área dessa pesquisa, consiste de exposições de terrenos *granite-greenstone belts* arqueanos, dos complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava com as respectivas seqüências vulcano-sedimentares adjacentes, e de ortognaisses paleoproterozóicos recobertos por rochas metassedimentares mesoproterozóicas/paleoproterozóicas, atribuídas ao Grupo Serra da Mesa. O limite leste do Maciço é marcado por uma descontinuidade sísmica e gravimétrica de escala crustal (Marangoni *et al.*, 1995; Soares *et al.*, 2006), coincidente com uma importante zona de cisalhamento apresentando mergulho para W-NW representada pelo sistema de falhas do Rio Maranhão (Soares *et al.*, 2006).

O **bloco arqueano do Maciço de Goiás** é composto por cinco faixas vulcano-sedimentares, denominadas Faina, Serra de Santa Rita, Crixás, Guarinos e Pilar, confinadas por complexos gnáissicos (Uvá, Caiçara, Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina). Apesar de nem sempre preservarem as relações estratigráficas, as seqüências supracrustais apresentam uma estratigrafia típica de *greenstone belts* arqueanos, com komatiitos e depósitos químicos basais, seguidos por toleitos de fundo oceânico e coberturas metassedimentares. As rochas graníticas, por sua vez, possuem ampla variação composicional, ocorrendo desde dioritos a granitos; porém dominam os tonalitos, granodioritos e monzogranitos. Apenas no Bloco do Moquém não são descritas relações de intrusão com as seqüências supracrustais.

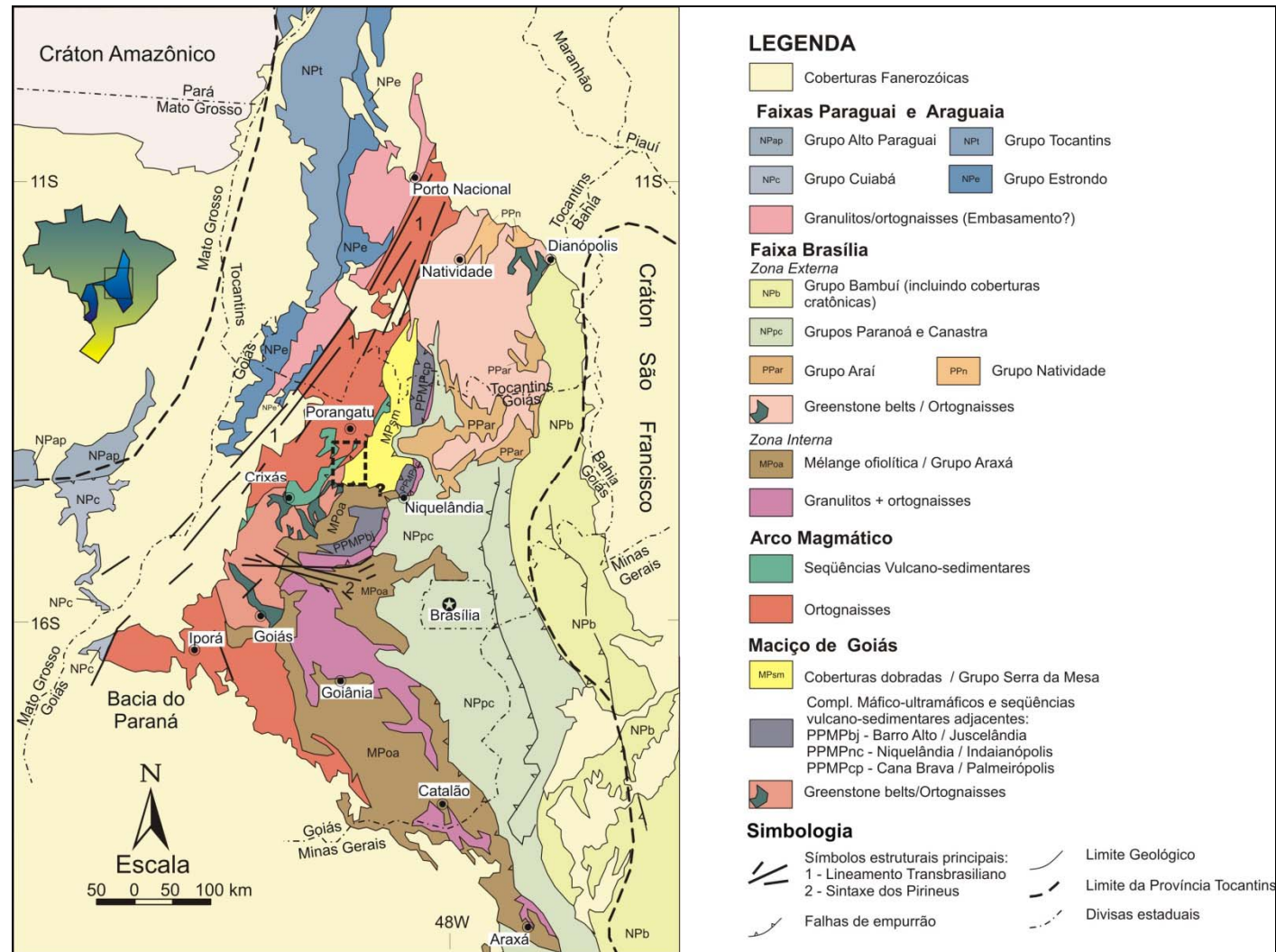


Figura 2.1– Mapa geológico simplificado da Província Tocantins (modificado de Fuck *et al.*, 1994; Blum, 1999; Pimentel *et al.*, 2000).

Nas cercanias da cidade de Uruaçu, afloram granodioritos e granitos leucocráticos a biotita que compõem o Complexo de Hidrolina. Migmatitos marginais portadores de xenólitos do *greenstone-belt* de Pilar gradacionam a rochas homogêneas rumo ao núcleo do domo (Danni *et al.*, 1986; Queiroz, 2000). A estrutura dômica, gerada em virtude da ascensão do núcleo síalico, é marcada por foliação com orientações distintas e bandamentos paralelos à borda que se tornam progressivamente horizontais em direção ao centro da estrutura (Danni *et al.*, 1986). Pequenas intrusões e enxames de diques de orto-anfibolitos (metadiabásios e metagabros) e rochas meta-ultramáficas são comuns nas regiões marginais (Danni *et al.*, 1986).

Análises U-Pb em zircão revelam idades entre 2,84 e 2,71 Ga para a cristalização dos protolitos, enquanto análises Sm-Nd indicam idades modelo T_{DM} entre 3,0 e 2,8 Ga e $\epsilon_{Nd}(T)$ entre +2,4 a -3,2, o que sugere caráter predominantemente acrescionário para o magmatismo, com restrita contaminação crustal (Queiroz *et al.*, 2007).

O metamorfismo no bloco arqueano do Maciço de Goiás apresenta importante atividade magmática associada. Albita-granitos intrusivos no *greenstone* de Pilar de Goiás contêm zircão com núcleo herdado de 2,9 Ga e sobrecrescimento ígneo datado em 2,14 Ga (Queiroz *et al.*, 2007). O diorito Posselândia, por sua vez, possui idade de cristalização de 2146 Ma, e sugere um processo distensional, possivelmente resultante da sialização do Maciço de Goiás (Jost *et al.*, 1993). Adicionalmente, Montalvão (1986) obteve uma isócrona Rb-Sr de 2124 Ma no Domo de Hidrolina, consistente com o metamorfismo orosiriano.

A **Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte** (Kuyumjian *et al.*, 2004, Oliveira *et al.*, 2006) está limitada a sul pelo Complexo Hidrolina e a oeste pela Falha Rio dos Bois, que a individualiza do Arco Magmático de Mara Rosa (Figura 2.1).

As rochas supracrustais que compõem a Seqüência Campinorte incluem metapsamitos (quartzito, muscovita quartzito e quartzo-mica xisto), metapelitos (muscovita xisto, clorita-muscovita xisto com ou sem granada, carbonato-clorita-biotita xisto, muscovita-quartzo xisto e, subordinadamente, xistos carbonosos) e rochas metassedimentares químicas (gondito e *metachert*). Rochas metavulcânicas ácidas são esporádicas, e ocorrem em geral em camadas lenticulares de dimensões variáveis intercaladas na seqüência metassedimentar. Os litotipos vulcânicos mais representativos são meta-tufos riolíticos, que apresentam pronunciada variação granulométrica. O empilhamento original da seqüência não é reconhecido uma vez que as unidades são

descontínuas em superfície devido à extensa cobertura coluvionar laterítica, relacionada ao ciclo geomorfológico Velhas, assim como a processos deformacionais.

As rochas graníticas associadas à Seqüência Campinorte recebem denominação de *Suíte Plutônica Pau de Mel* (Oliveira *et al.*, 2006), e consistem de metatonalitos, metagranodioritos e metagranitos, em geral miloníticos, que constituem corpos alongados principalmente na direção N-S. Os contatos com as unidades supracrustais possuem caráter tectônico e são delimitados por zonas de cisalhamentos nas quais há desenvolvimento de milonitos e ultramilonitos, o que pode ter mascarado uma possível relação de contato. Além disso, não são descritos xenólitos das rochas supracrustais da Seqüência Campinorte nos corpos graníticos.

Datação U-Pb em zircão em metagranito associado às rochas supracrustais fornece valor de 2175 ± 12 Ma para a cristalização ígnea (Pimentel *et al.*, 1997). Análises isotópicas resultam em idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) em rochas metagraníticas entre 2,52 e 2,3 Ga e ϵ_{Nd} positivos (Oliveira & Pimentel, 1998; Kuyumjian *et al.*, 2004), o que indica, portanto, caráter juvenil de curta residência crustal para a Seqüência Campinorte e metagraníticas associadas.

Os **Complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava** demarcam o limite oriental do Maciço de Goiás, e consistem de intrusões acamadadas de grande escala que possivelmente constituíam um único corpo (Pimentel *et al.*, 2000). Características geológicas e geoquímicas permitem compartimentar os complexos em dois sistemas magmáticos distintos, denominados de série inferior, a qual apresenta zonas ultramáficas espessas, e superior, ausente no Complexo de Cana Brava. O metamorfismo é crescente de oeste para leste nos complexos, e varia da fácies anfíbolito a granulito, com porções isoladas das séries inferiores dos Complexos de Barro Alto (Moraes & Fuck, 2000) e Niquelândia (Ferreira Filho *et al.*, 1998) que apresentam condições metamórficas de temperatura ultra-alta ($> 900^{\circ}\text{C}$). Entretanto, apesar da deformação e metamorfismo, ainda observam-se feições ígneas preservadas (Ferreira Filho *et al.*, 1994). A oeste, os maciços máfico-ultramáficos limitam-se pelas seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, as quais consistem de rochas metavulcânicas de natureza bi-modal e depósitos metassedimentares detríticos e químicos. Tais seqüências são interpretadas como representantes extrusivos do magmatismo das séries superiores dos complexos.

Análises isotópicas revelam que as séries inferiores possuem valores de ϵ_{Nd} negativos, o que sugere severa contaminação crustal durante a ascensão e alojamento

dos magmas (Ferreira Filho & Pimentel, 2000, Pimentel *et al.*, 2004). Já as séries superiores e seqüências supracrustais adjacentes apresentam assinatura isotópica Sm-Nd de magmatismo juvenil, com ϵ_{Nd} positivo nos basaltos de fundo oceânico, e caracterizam portanto a instalação de uma bacia oceânica (Ferreira Filho & Pimentel, 2000; Moraes *et al.*, 2003; 2006).

Datações U-Pb em zircão das séries inferiores dos maciços de Barro Alto e Niquelândia revelam a presença de núcleos herdados de 1,2 Ga, porém o sobrecrecimento ígneo é datado em aproximadamente 800 Ma (Pimentel *et al.*, 2004; 2006). As séries superiores dos complexos, em conjunto com as seqüências supracrustais adjacentes, apresentam idades de cristalização ígnea em torno de 1,3 Ga (Suito *et al.* 1994, Moraes *et al.*, 2006; Pimentel *et al.*, 2004; 2006). O metamorfismo nos complexos máficos-ultramáficos é datado por volta de 760 Ma e interpretado como resultante da intrusão em níveis profundos da crosta (Pimentel *et al.*, 2004; 2006). Assim, em função do reduzido tempo entre o evento extensional que resultou na intrusão das séries inferiores e o metamorfismo em fácies granulito, sugere-se que as mesmas representem um ambiente de *back-arc* instalado no Maciço de Goiás (Moraes *et al.*, 2006; Pimentel *et al.*, 2004; 2006). Em torno de 630 Ma, houve a exumação dos complexos máficos-ultramáficos até níveis crustais mais rasos, por meio do sistema de Falhas do Rio Maranhão (Pimentel *et al.*, 2004). Especula-se que a colisão com o Cráton Amazônico tenha sido responsável pela individualização dos complexos máfico-ultramáficos nesse momento (Soares *et al.*, 2005).

A cobertura do Maciço de Goiás na sua porção setentrional apresenta definição controversa, uma vez que não há estudos de proveniência que indiquem com clareza a fonte e a idade máxima de sedimentação. Dessa forma, em função de similaridades geológicas, o Grupo Serra da Mesa já foi comparado ao Grupo Araxá (Ribeiro Filho *et al.*, 1981; Danni *et al.*, 1986). Entretanto, atualmente a correlação com a seqüência pós-rifte do Grupo Araí é consensual (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2001).

O **Grupo Serra da Mesa** consiste de quartzitos conglomeráticos a micáceos basais que gradacionam rumo ao topo para mica-xistos variados, portadores de lentes de calcio-xistos e mármore, bem como intercalações locais de xistos grafitosos (Marini *et al.*, 1977). Paragêneses com almandina, estauroлита e cianita indicam o metamorfismo sob condições de fácies anfíbolito nessa seqüência, com retrometamorfismo para fácies xisto verde datado pelo método K-Ar entre 480 e 600 Ma (Marini *et al.*, 1977; Dardenne, 2000). Idades modelo Sm-Nd variam entre 2,0 Ga e 2,3 Ga (Pimentel *et al.*,

2001), o que sugere uma fonte paleoproterozóica para o Grupo Serra da Mesa. A idade mínima deposicional é estabelecida por granitos estaníferos da sub-província Tocantins, intrusivos em xistos do topo do empilhamento estratigráfico, e cujas idades U-Pb em zircão são próximas a 1,65 Ga (Pimentel *et al.*, 1991).

O **Complexo Uruaçu** compreende gnaisses para- e ortoderivados metamorfisados em fácies anfibolito a granulito. Observa-se uma associação complexa de migmatitos de composição quartzo-diorítica e, subordinamente, *augen* gnaisses com porfiroclastos de feldspato potássico de até 7 cm (Oliveira *et al.*, 2006). Corpos de rochas metabásicas apresentam dimensões variáveis e predominam granada-anfibolitos de granulação média e macroestrutura bandada. Lascas de rochas metamáficas-ultramáficas também são abundantes nessa unidade. Ocorre ainda um paragrulito de granulação média (Lacerda Filho *et al.*, 1999), que apresenta uma associação de espinélio+quartzo indicativa de condições de temperatura ultra-alta para a formação dessa rocha (> 950 °C, Harley, 1996; Moraes *et al.*, 2006). Estes minerais encontram-se separados por uma dupla coroa de silimanita e cordierita e a associação metamórfica é ainda composta por almandina idiomórfica, ortoclásio pertítico e biotita tardia (Moraes *et al.*, 2006).

O limite do Maciço de Goiás com o Arco Magmático de Goiás delimita-se por amplas zonas de cisalhamento complexas, superimpostas por movimentos transcorrentes na etapa final da orogênese Brasileira (Oliveira *et al.*, 2006).

O **Arco Magmático de Goiás** (Pimentel & Fuck, 1992), na região de Mara Rosa, consiste de faixas vulcano-sedimentares alongadas, com direção NNE, individualizadas por ortognaisses de composição predominantemente tonalítica (Arantes *et al.*, 1991; Pimentel *et al.*, 1997). As seqüências supracrustais incluem volume expressivo de rochas metavulcânicas máficas, além de representantes intermediários a félsicos, intercalados a rochas metassedimentares de natureza detrítica e química. As paragêneses minerais com granada, estaurólita e cianita indicam condições de metamorfismo de fácies xisto verde alto a anfibolito.

Análises isotópicas de Sm-Nd realizadas em representantes plutônicos e vulcânicos do Arco de Mara Rosa apontam um evento magmático típico de arco intraoceânico (Pimentel *et al.*, 1997, Junges *et al.*, 2002; 2003). O caráter juvenil é confirmado pela assinatura da fonte das rochas metassedimentares, as quais resultam da erosão do próprio arco (Junges *et al.*, 2002; 2003).

Datações U-Pb em zircão indicam idades de ca. 860 Ma para o magmatismo juvenil no Arco de Mara Rosa (Junges *et al.*, 2003), analogamente ao observado por

Laux *et al.* (2005) para a porção sul do arco na região de Anicuns. Análises em granada e titanita permitem a identificação de um primeiro evento metamórfico em torno de 760 Ma, interpretado como resultante da colisão com o Maciço de Goiás e um segundo pico de metamorfismo entre 640 e 615 Ma, que provavelmente representa o fechamento da bacia oceânica (Pimentel *et al.*, 1997; Junges *et al.*, 2002b, 2003). O estágio final magmático do Arco Magmático de Goiás é marcado pela intrusão de rochas graníticas e gabro-dioríticas pós-tectônicas relacionadas à processos distensivos, com idades em torno de 560 Ma (Pimentel *et al.*, 1996; Junges *et al.*, 2003).

A **Seqüência vulcano-sedimentar Santa Terezinha** consiste de rochas metavulcânicas máficas a félsicas, mica xistos variados, quartzitos e restritos depósitos químicos (Fuck *et al.*, 2006a). Ortognaisses de composição tonalítica a granítica e *plugs* metamáficos e metaultramáficos são os representantes da suíte plutônica (Fuck, *et al.*, 2006a). Datações U-Pb em zircão revelam idades entre 670 e 611 Ma para o magmatismo associado à Seqüência Santa Terezinha, e análises isotópicas Sm-Nd realizadas em rochas metavulcânicas e metaplutônicas apresentam idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 0,8 e 1,19 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ positivos, similares à Seqüência de Mara Rosa (Fuck *et al.*, 2006a). A assinatura isotópica das rochas metassedimentares, por sua vez, aponta a contribuição de áreas-fonte arqueanas, paleoproterozóicas e, possivelmente, de uma fonte mais jovem ainda indeterminada e, portanto, podem refletir a evolução em um ambiente de arco continental (Fuck *et al.*, 2006a).

2.1 Evolução da Faixa Brasília

A Faixa Brasília é um dos orógenos que melhor preserva a história evolutiva da colisão neoproterozóica no Brasil. Resulta da aglutinação dos crátons Amazônico, São Francisco e do Bloco Paranapanema no Neoproterozóico e corresponde a um processo convergente global que decorreu na formação do supercontinente Gondwana por volta de 520 Ma.

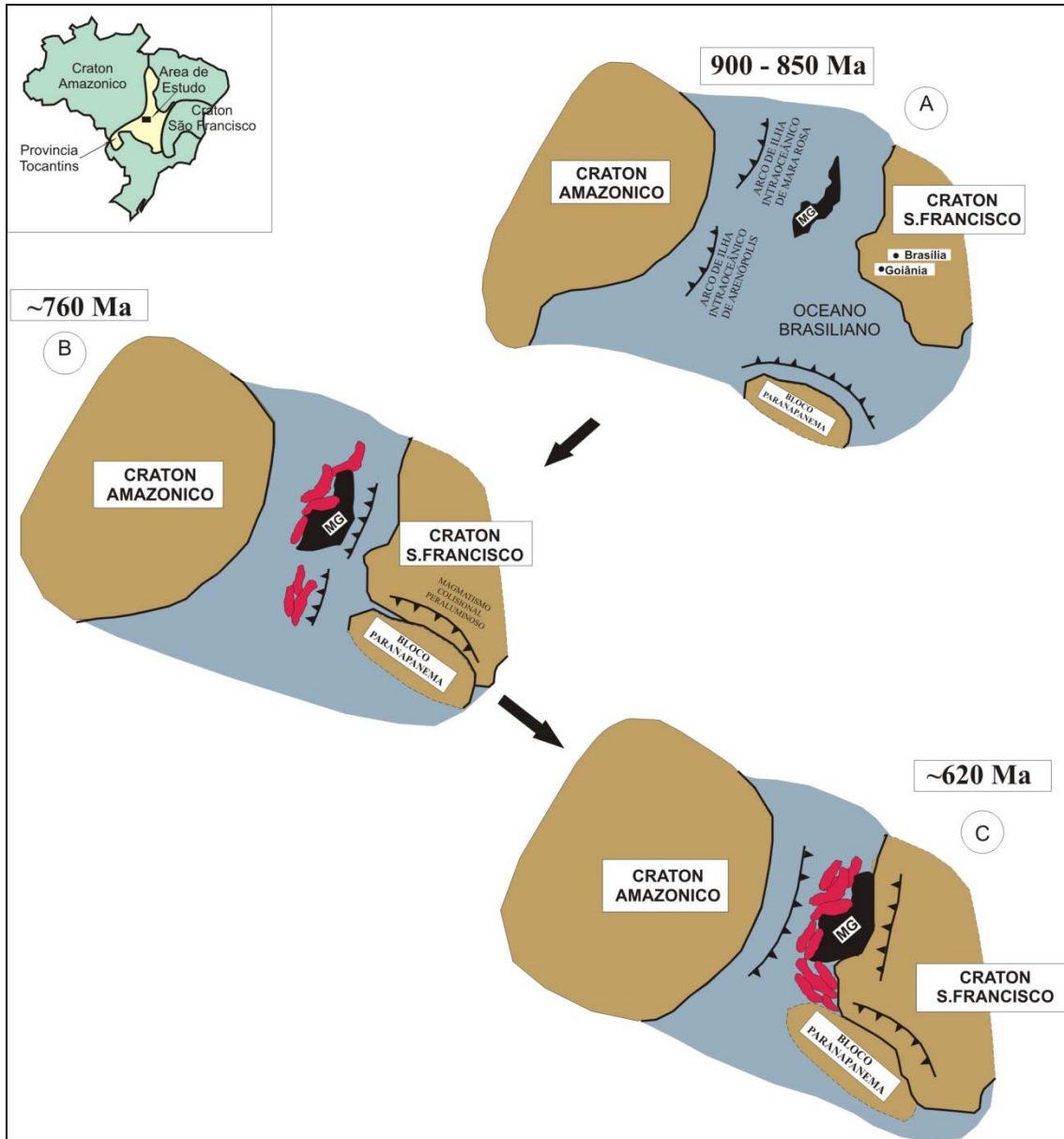


Figura 2.2 - Evolução da Faixa Brasília (Modificado de Pimentel *et al.*, 1999, 2000; Soares, 2005).

A história evolutiva da Faixa Brasília inicia-se com a fragmentação de Rodínia e a abertura do Oceano Brasiliano por volta de 1,0 Ga, o que resultou na dispersão das massas continentais e, conseqüentemente, na formação de depósitos sedimentares plataformais ao longo dos paleocontinentes (Figura 2.2 a). Na Faixa Brasília, os grupos Paranoá, Vazante e Canastra representam esse episódio, cuja sedimentação ocorreu na margem oeste do Cráton São Francisco.

Concomitante ao evento tafrogenético, já ocorriam as primeiras manifestações de magmatismo em arco intraoceânico (Figura 2.2a). Os processos convergentes iniciaram-se por volta de 930 Ma, e seu registro compõe-se de tonalitos de assinatura juvenil

expostos no Arco Magmático de Mara Rosa (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1999). Ainda, a composição isotópica de Nd dos grupos Araxá e Ibiá aponta a contribuição não somente do embasamento paleoproterozóico do Cráton São Francisco na sedimentação, mas também de uma fonte mais jovem, coerente com a erosão do próprio Arco Magmático de Goiás e deposição em suas proximidades (Pimentel *et al.*, 2001).

Com a continuação dos processos convergentes tem-se a acreção da porção meridional do Arco Magmático de Goiás à porção sudoeste do Cráton São Francisco, por volta de 760 Ma, e que está representado por magmatismo félsico colisional peraluminoso, intrusivo no Grupo Araxá (Figura 2.2 b; Pimentel *et al.*, 1999). Tal colisão resultou também na inversão da bacia sedimentar, o que deu início à deposição do Grupo Bambuí em um ambiente do tipo *foreland* (Dardenne, 2000).

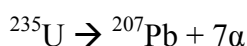
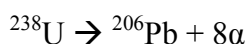
O fechamento final do Oceano Brasileiro ocorreu entre 640-570 Ma, e foi responsável pelo metamorfismo em alto grau do Complexo Anápolis-Itauçu e pela formação de *nappes*, especialmente nos grupos Araxá e Ibiá (Figura 2.2 c). Também datam desse episódio numerosos complexos máficos-ultramáficos e intrusões graníticas ricas em potássio que caracterizam uma suíte bi-modal, desenvolvida tardi- a pós-orogênese (Pimentel *et al.*, 1999).

3 GEOCRONOLOGIA E MÉTODOS ANALÍTICOS

Nesse capítulo serão abordados inicialmente aspectos teóricos referentes aos sistemas isotópicos U-Pb e Sm-Nd, utilizados para o desenvolvimento dessa pesquisa, e em seguida as metodologias adotadas neste trabalho.

3.1 U-Pb:

O sistema isotópico U-Th-Pb é um dos mais utilizados pela geocronologia moderna uma vez que se baseia em três geocronômetros independentes, com meias-vidas distintas e muito longas (Faure, 1986). A extensa série de decaimento dá-se principalmente por emissões de partículas α , e pode ser simplificada pelos isótopos radioativos e radiogênicos finais:



Os três sistemas resultarão em idades concordantes se o sistema isotópico houver permanecido fechado após a cristalização e se a composição inicial de Pb for conhecida ou puder ser desprezada (Faure, 1986). Mais detalhes sobre o sistema de decaimento U-Th-Pb encontram-se descritos em Heaman & Parrish (1991), Faure (1986), Dickin (1995), Davis et al. (2003) e Parrish & Noble (2003).

O método U-Pb utiliza os dois primeiros esquemas de decaimento, os quais resultam em três idades independentes entre si ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). O ^{204}Pb é o único isótopo de Pb que não provém do decaimento radioativo de U ou Th. Assim este isótopo pode ser utilizado como um monitor para estimar a quantidade de Pb inicial que um mineral admitiu em sua estrutura no momento da cristalização. A medida da composição inicial de Pb pode ser estimada por meio de curvas de evolução ou pela análise de outro mineral paragenético portador de Pb (Heaman & Parrish, 1991). Essa alternativa, entretanto, deve ser evitada em rochas metamórficas, uma vez que as paragêneses podem não representar a composição primária da rocha (Heaman & Parrish, 1991).

A escolha do mineral a ser datado deve levar em consideração a quantidade de Pb comum incorporado no momento da cristalização e os teores de U (Heaman & Parrish, 1991). A opção por minerais como o zircão, rico em U, minimiza esse efeito, uma vez

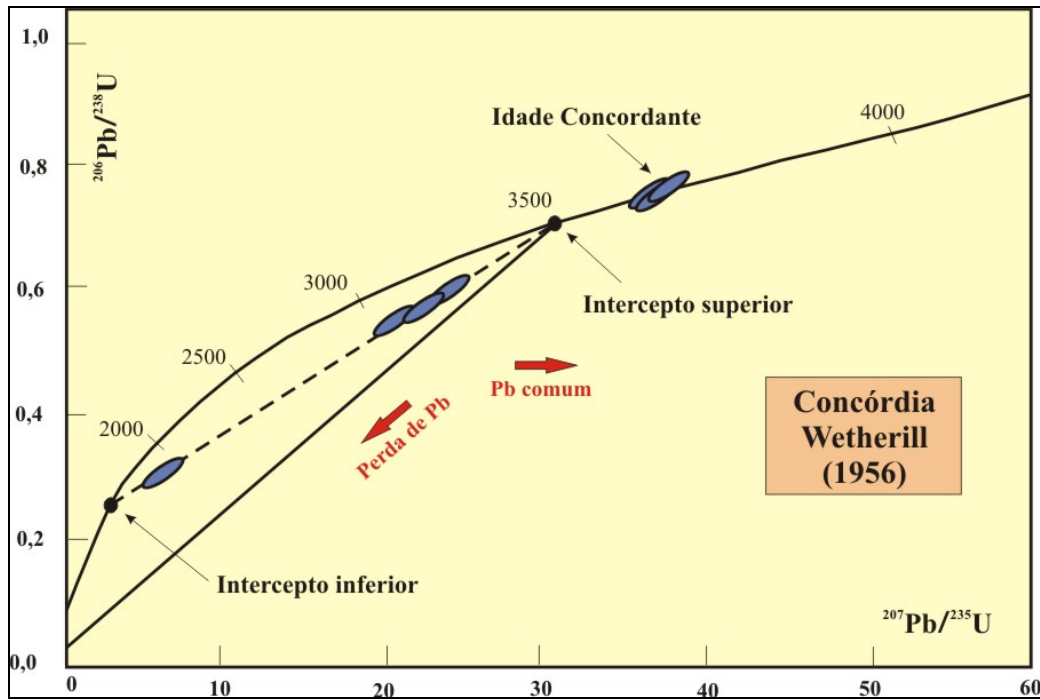
que U e Pb apresentam importantes diferenças na configuração eletrônica e no raio iônico e assim sendo, no momento da cristalização, esses elementos são fracionados. Cabe ressaltar que a composição dos isótopos radioativos e radiogênicos permanece invariável sob a ação de tal processo químico (White, 1998).

Nos minerais ricos em U há elevada retenção dos isótopos de Pb devido às altas temperaturas de fechamento do sistema isotópico (White, 1998). Isso resulta na aplicação do método para a datação de eventos magmáticos e constituintes detríticos em rochas sedimentares, além de permitir a individualização de múltiplos episódios de metamorfismo ou anatexia impressos na rocha (Heaman & Parrish, 1991).

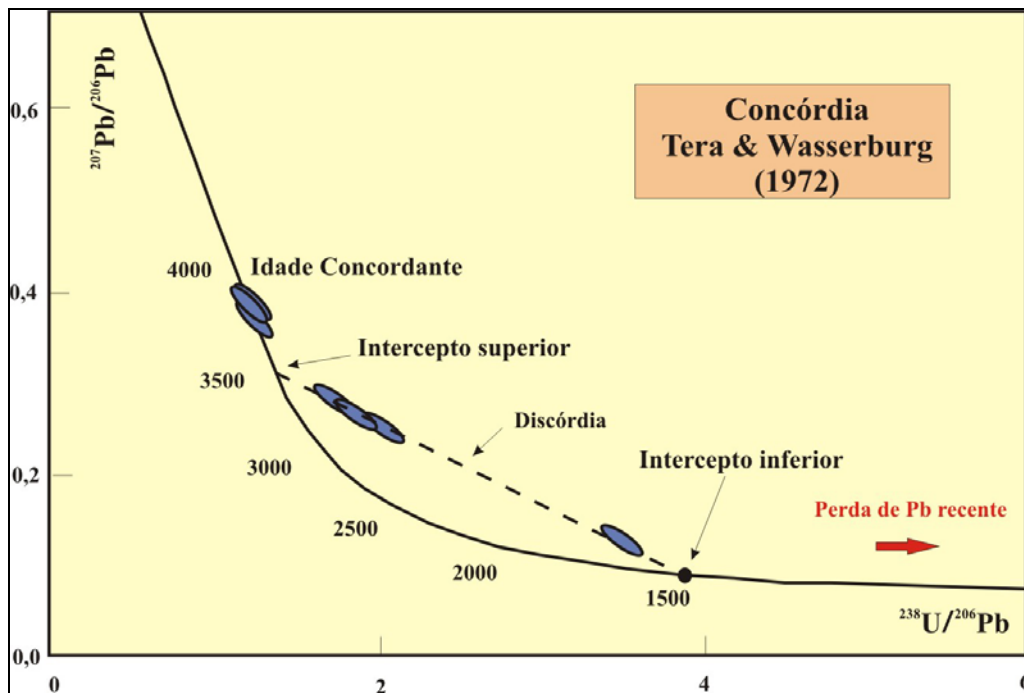
Todavia, a emissão de partículas α durante o decaimento radioativo promove danos estruturais na rede cristalina dos minerais, em especial do zircão. São geradas microfaturas, facilmente percoladas por fluidos hidrotermais/metamórficos e, conseqüentemente, pode haver perda de Pb. Apesar da maior mobilidade do U sob condições oxidantes (UO_2^{2-}), esse elemento encontra-se retido na estrutura do cristal e, assim, a perda de U não é tão comumente observada. Este processo ocorre em zonas ricas em urânio, podendo inutilizar todo o grão ou apenas sua porção marginal.

Os resultados obtidos são comparados a curvas de referência que relacionam as variações isotópicas com o tempo geológico. O diagrama mais utilizado é o de Wetherill (1956), que utiliza as razões $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{206}Pb/^{238}U$ (Figura 3.1a). Um gráfico alternativo para apresentação dos dados é o de Tera & Wasserburg (1972), que correlaciona as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ e $^{238}U/^{206}Pb$ (Figura 3.1b). Esse diagrama é mais utilizado para rochas mais jovens que 1500 Ma. Dados plotados sobre a curva são ditos concordantes. As análises dispersas são ditas discordantes, e a união de tais pontos resulta numa reta que intercepta a curva da concórdia, denominada de discórdia.

Atualmente, as leituras das razões isotópicas U-Pb podem ser obtidas a partir de dois métodos distintos, a diluição isotópica, com adição de *spike*, e a análise *in situ* utilizando ablação com uma sonda de laser (*LAM-HR-ICPMS*) ou com feixe primário de íons (SIMS – microsondas iônicas do tipo SHRIMP). As principais características encontram-se comparadas na Tabela 3.1.



(a)



(b)

Figura 3.1- Diagramas da concórdia utilizados para visualização dos dados obtidos pela sistemática U-Pb. (a) Wetherill (1956). (b) Tera & Wasserburg (1972).

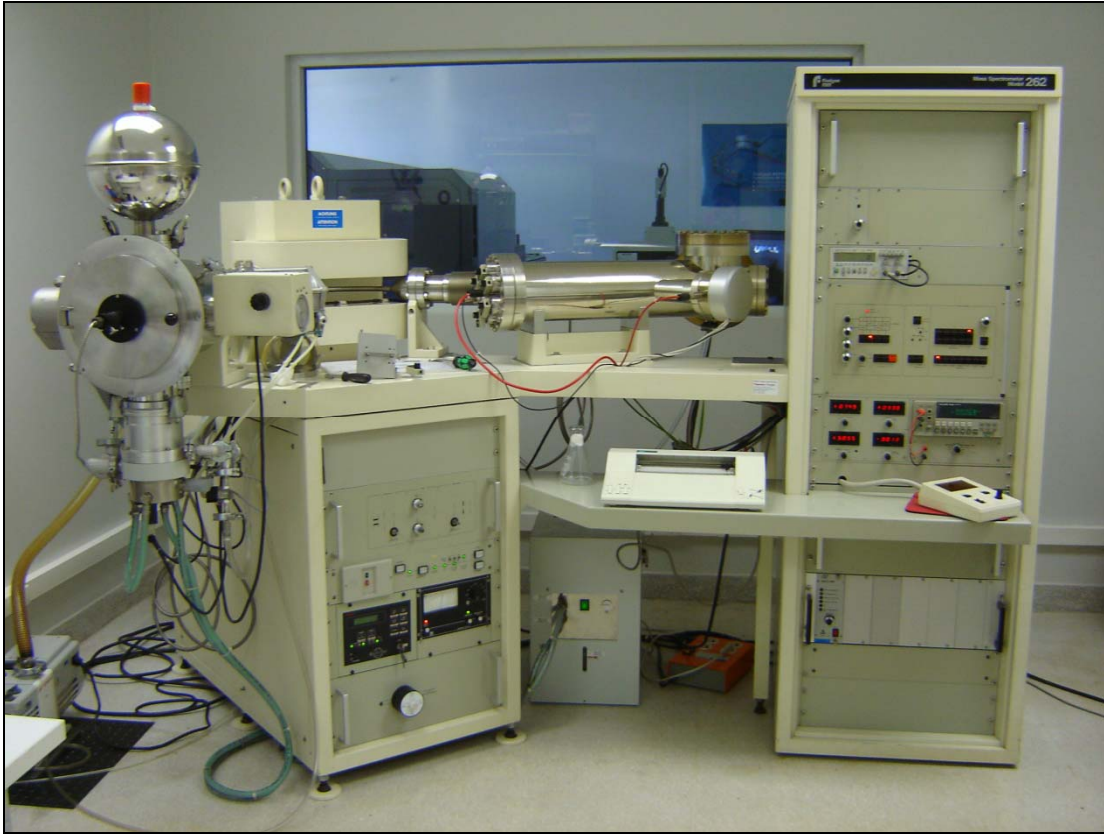
Tabela 3.1- Quadro comparativo das técnicas ID-TIMS, LA-ICPMS e SHRIMP (modificado de Silva, 2006).

	ID-TIMS	LA-ICPMS	SHRIMP
Massa analisada	>1000ng por fração	>150ng por fração	1-10ng por pit
Massa de Pb analisada	>100 pg por fração	1-2 pg por fração	~0,1pg por pit
Determinação precisa (<0,1%) de idades geológicas agrupadas	Possível, porém dificuldade em zircões complexos.	Não é possível.	Possível em alguns casos, mas custo muito elevado.
Datação de zircões complexos	Possível em alguns casos; incertezas na interpretação	Excelente, se houver contraste suficiente entre as idades.	Excelente, se houver contraste suficiente entre as idades.
Estudos de proveniência	Exige trabalho intenso e altos custos. Possível para idades <1500 Ma.	Excelente para estudos de detalhe.	Possível, porém menos preciso para fontes < 1500Ma.
Estudos in situ	Impossível.	Excelente em materiais sólidos em geral.	Excelente em mount e lâmina petrográfica.
Tamanho e forma dos pits analíticos	-	De 20 a 100µm, formas variáveis.	Tamanho (~25 µm) e forma (circular) fixos.
Efeito matriz	Independente, não necessita de padrões.	Depende do uso de padrões.	Depende do uso de padrões.
Destino do material	Amostra destruída.	Preservado.	Preservado.

3.1.1 ID-TIMS

O método TIMS (*thermal ionization mass spectrometry*) baseia-se na diluição isotópica, que consiste da adição de um traçador de composição isotópica e concentração conhecidas, enriquecida, em geral, no isótopo de menor abundância natural, ou em um isótopo artificial. É a técnica mais difundida na geocronologia em virtude da alta precisão das análises, com incertezas que podem chegar a até 0,1%, bem como do custo mais baixo do equipamento empregado.

Entretanto, apresenta algumas desvantagens relativas principalmente à necessidade de procedimento químico, o que demanda reduzidos brancos laboratoriais e eleva o custo das análises. Além disso, por ser um método destrutivo, há a dissolução completa da amostra, o que não permite a distinção de domínios heterogêneos no mineral, resultando em baixa resolução espacial.



(a)



(b)

Figura 3.2 - (a) Espectrômetro Finnigan MAT-262 (TIMS). (b) LA-ICPMS Neptune.

No Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, utiliza-se um espectrômetro Finnigan MAT 262, equipado com 7 copos Faraday e uma multiplicadora de elétrons (Figura 3.2a).

3.1.2 LA-ICPMS

O LA-ICPMS (*laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometer*) consiste de um equipamento de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa e que permite a obtenção de razões isotópicas *in situ* com alta resolução espacial. Tal característica torna essa sistemática importante para estudos de proveniência sedimentar e de minerais complexos, com herança ou sobrecrecimento metamórfico. As análises são rápidas e, portanto, os custos são menos elevados quando comparados aos das microsondas iônicas.

A principal desvantagem dessa sistemática é o efeito matriz, o que demanda a análise de padrões intercalados às amostras para a correção de desvios instrumentais. Uma alternativa sugerida para a sistemática LA-ICPMS é a leitura dos isótopos de Tálcio (Tl) simultaneamente ao U e Pb, o que resulta em erros menores (Simonetti *et al.*, 2005).

O Laboratório de Geocronologia da UnB conta com um LA-ICPMS do modelo Neptune da Thermo Finnigan, equipado com 9 copos Faraday, uma multiplicadora de elétrons e cinco contadoras de íon do tipo MIC (*multi ion channel*) (Figura 3.2b).

3.2 Sm-Nd:

Detalhes sobre o método Sm-Nd são encontrados em Faure (1986) e De Paolo (1988), de forma que serão abordados alguns aspectos imprescindíveis para a discussão dos resultados.

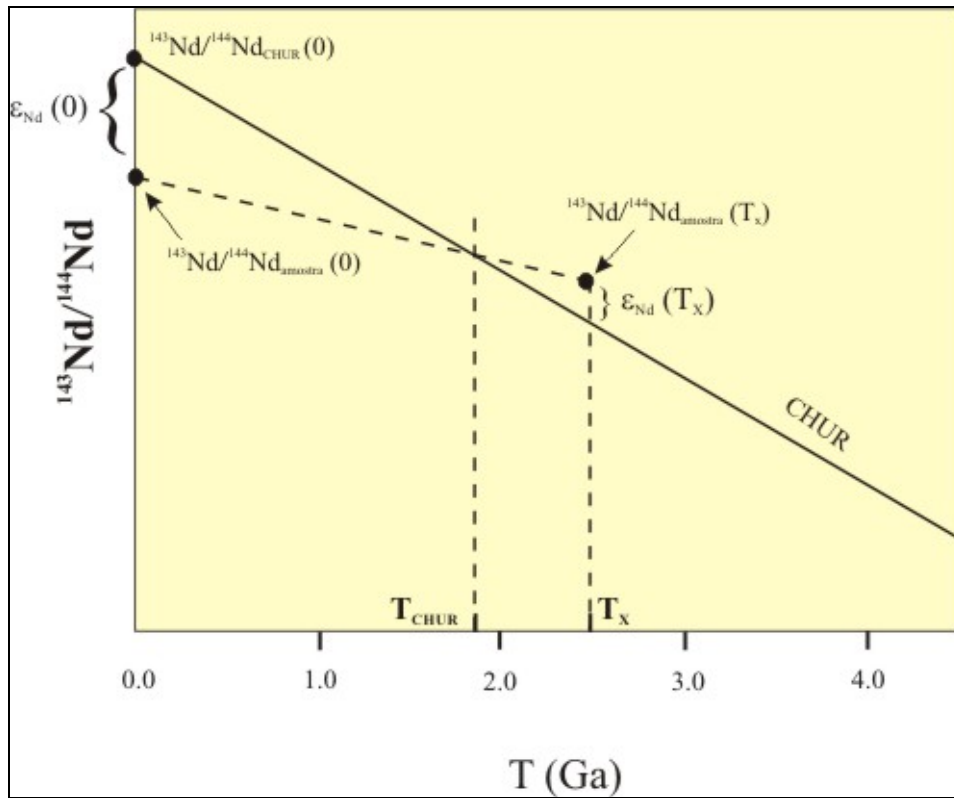
O método Sm-Nd baseia-se no decaimento do isótopo ^{147}Sm para ^{143}Nd , com emissão de uma partícula α . Por ambos serem elementos terras raras leves, Sm e Nd apresentam similaridade geoquímica e apenas pequena diferença no raio iônico. Deste modo, estes elementos substituem-se facilmente na malha cristalográfica e, portanto, a magnitude das variações de $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ é muito restrita, o que demanda um método específico de separação química e instrumentos de grande sensibilidade na determinação das razões isotópicas. Outro aspecto da aplicação do método é a longa

meia-vida, o que resulta no acúmulo muito lento de ^{143}Nd , de forma que rochas mais antigas resultam em melhores idades isocrônicas.

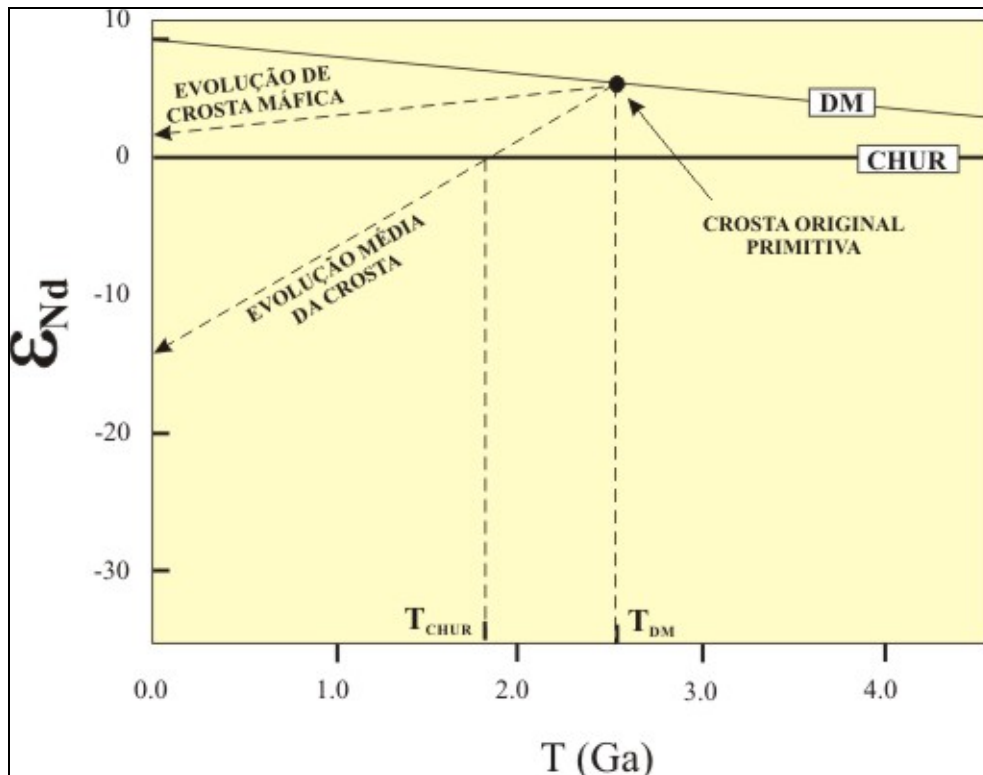
O único processo geológico capaz de fracionar este sistema isotópico é a geração de crosta a partir do manto. Assim sendo, no momento da fusão a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do magma será similar à fonte, mas esta fica enriquecida em samário devido à maior incompatibilidade do neodímio. A evolução no tempo geológico resulta então em maior acúmulo de isótopos radiogênicos no manto e, conseqüentemente, em razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que as observadas na crosta.

Esse comportamento levou à construção de curvas evolutivas para o planeta, as quais permitem avaliar com maior clareza o significado as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 3.3a). Assumindo-se que a composição isotópica Sm-Nd inicial da Terra era similar aos demais corpos formados em 4,55 Ga, a linha evolutiva CHUR (*chondritic uniform reservoir*), construída a partir de análises de meteoritos condriticos, representa a evolução dessa composição inicial do universo. A curva DM (*depleted mantle*), por sua vez, caracteriza a evolução do manto, empobrecido em ETR leves em algum momento da história geológica devido à retirada de magma para a constituição de crosta.

Todavia, a diferença da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre o manto e a crosta é muito sutil, com diferenças apenas na 4ª ou 5ª casas decimais. Desta forma, o parâmetro ϵ_{Nd} , que representa o desvio da razão isotópica da amostra em relação ao modelo adotado (CHUR ou DM), permite estabelecer uma relação numérica de interpretação mais simples. A notação $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ refere-se ao tempo presente, e o cálculo é realizado com as análises de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidas em laboratório. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ representa a composição isotópica da crosta quando foi formada e, conforme definido anteriormente, é idêntico à assinatura da fonte. Valores positivos de ϵ_{Nd} indicam fontes do manto, empobrecidas em ETR leves, enquanto que ϵ_{Nd} negativo sugere que a rocha seja oriunda de fusão crustal. De posse do valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ e da razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ é possível criar uma reta que indica a época na qual o magma foi extraído do manto (Figura 3.3b). O intercepto com a curva DM resulta na idade modelo T_{DM} , e da mesma forma, a idade modelo T_{CHUR} indica a intersecção com o modelo CHUR. Pelo fato de a idade T_{DM} ser sempre mais velha que a idade absoluta da amostra opta-se pelo seu uso em detrimento à T_{CHUR} .



(a)



(b)

Figura 3.3 - (a) Ilustração dos parâmetros da evolução isotópica de neodímio. (b) Definição de idades modelo T_{DM} e T_{CHUR} , e modelo de evolução de ϵ_{Nd} da crosta. Modificado de DePaolo (1988).

A análise isotópica de Sm e Nd em rochas ígneas permite obter informações sobre o padrão de elementos terras raras da fonte. Elevados valores de Sm/Nd indicam um empobrecimento em ETR leves na fonte, enquanto que baixas razões sugerem padrão enriquecido na fonte. A variação de valores de ϵ_{Nd} , por sua vez, fornece informações sobre a composição isotópica da fonte. Entretanto, processos como a mistura de magmas, a assimilação de encaixantes e o retrabalhamento crustal interferem na composição isotópica inicial, resultando em assinaturas intermediárias. Assim, rochas geradas em ambiente de arco magmático continental apresentam maior amplitude de valores de ϵ_{Nd} , enquanto a assinatura de arcos oceânicos é mais consistente com a fonte.

Devido à coerência geoquímica entre Sm-Nd e a ocorrência tanto em minerais principais e acessórios resistentes à alteração, o método Sm-Nd é amplamente utilizado também em rochas metamórficas, sendo uma importante opção principalmente quando outros métodos não podem ser aplicados.

Nas rochas sedimentares, geralmente são preservadas as características isotópicas das fontes e, portanto, estudos do sistema isotópico Sm-Nd auxiliam na identificação da proveniência dos sedimentos. Além disso, a variação de granulometria não influencia na composição isotópica, de forma que o método pode ser aplicado com sucesso em rochas pelíticas, nas quais não há como, em muitos casos, obter concentrados minerais.

3.3 Minerais utilizados na geocronologia

A escolha do mineral a ser datado é de suma importância para a obtenção de idades que possuam significado geológico.

O zircão é o mineral mais utilizado na geocronologia, em virtude das suas características físicas e químicas, bem como de sua abundância na crosta terrestre. Entretanto, a utilização de outros minerais que contêm urânio foi ampliada nos últimos anos, o que permitiu a obtenção de informações valiosas sobre idades de metamorfismo, de deformação e de mineralização, bem como a definição de trajetórias P-T-t de resfriamento de orógenos. A Tabela 3.2 apresenta os minerais mais comumente utilizados em estudos isotópicos de U-Pb, e algumas de suas características.

Tabela 3.2 - Principais minerais utilizados no método U-Pb e respectivas características. GS – granitos tipo S; P – pegmatito; X – xisto pelítico; VH – veio hidrotermal; GI – granito tipo I; T_f – temperatura de fechamento do sistema isotópico (modificado de Heaman & Parrish, 1991).

Mineral	Fórmula	Conteúdo de U	Ocorrência	T_f média (°C)
Zircão	ZrSiO ₄	1 - 10000	maioria	>800
Monazita	CePO ₄	282-13730	GS, P, X, VH	700
Titanita	CaTiSiO ₃	4-500	maioria	600
Xenotímio	YPO ₄	5000-29000	GS	>650
Alanita	CaFeAl ₂ Si ₃ O ₁₂	130-600	GI	650
Rutilo	TiO ₂	<1-390	P, Gn, VH	400

3.3.1 Zircão

O zircão é o mineral mais utilizado na geocronologia devido aos altos conteúdos de U, em substituição ao Zr, e restrita incorporação de Pb inicial na estrutura cristalina, bem como à ampla distribuição em rochas de natureza variada (Tabela 3.2). Além disso, a elevada resistência física e química implicam em alta resistência ao metamorfismo, com recristalização apenas sob condições de P e T de fácies granulito e ao intemperismo. Assim, idades de cristalização magmática são preservadas, permitindo a recuperação dessa informação mesmo em rochas submetidas a múltiplos eventos (Heaman & Parrish, 1991).

A dureza e a cor são variáveis e quase sempre estão relacionadas ao conteúdo de urânio. Cristais ígneos apresentam hábito prismático e zonação magmática comum e somente sob fácies granulito há o início da corrosão das arestas dos cristais. O zircão metamórfico, por sua vez, é arredondado e sob catodoluminescência expõem composição homogênea, com baixo conteúdo de tório (Heaman & Parrish, 1991).

A desvantagem do zircão é a significativa perda de chumbo resultante da metamitização dos grãos. Quando apenas as porções marginais encontram-se alteradas, uma alternativa possível é a abrasão ao ar dos grãos (Krogh, 1982), na qual as regiões metamíticas são retiradas por serem mais frágeis, preservando-se a porção interna. Entretanto, tal técnica pode mascarar a verdadeira idade do zircão, como no caso da existência de núcleos mais antigos.

Outra desvantagem do uso do zircão é a herança comum e que resulta em análises discordantes. Nesses casos, o resultado representa uma mistura entre o núcleo mais antigo e as bordas neocristalizadas.

3.3.2 Monazita

A monazita é um mineral comum em rochas derivadas de fusão crustal, como granitos tipo S e leucossomas, e também em rochas metassedimentares. Ocorre como cristais arredondados e multi-facetados, usualmente de cor amarela a marrom (Heaman & Parrish, 1991). Assim como o zircão, possui altos teores de U e Th, e concentração insignificante de Pb (Tabela 3.2). Entretanto, raramente é observada metamitização em monazita, e acredita-se que esse comportamento possa refletir fácil recristalização ou então um lento fechamento do sistema isotópico, o que permitiria o escape da radiação sem a destruição do retículo cristalino (Heaman & Parrish, 1991). Ao contrário do zircão, são restritos os casos de herança em monazitas.

3.3.3 Titanita

A titanita é um mineral acessório com ampla distribuição nos diversos tipos de rocha, exceto em rochas graníticas muito evoluídas (peralcalinas e peraluminosas). O U é incorporado na estrutura cristalina no sítio do Ca, que admite ainda ETR, Th, Mn e Pb. Esse mineral tem sido amplamente utilizado para datação de metamorfismo e deformação sob médias a elevadas temperaturas, uma vez que participa das reações metamórficas e apresenta elevada T_f para o sistema U-Pb (650-700° C; Frost *et al.*, 2000; Storey *et al.*, 2007). Dessa forma, a datação U-Pb em titanita indica a idade em que a mesma foi cristalizada (ígnea ou metamórfica) e não a temperatura de fechamento do sistema.

3.4 Métodos Analíticos

Os métodos analíticos a seguir descritos são utilizados na rotina do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

3.4.1 Separação de minerais

Os concentrados minerais são obtidos a partir de britagem e moagem de cerca de 10 kg de amostra, resultando em fração de granulação inferior a 500 mesh. Após concentração hidrodinâmica dos minerais pesados, utiliza-se um separador magnético Frantz na posição vertical calibrado com diferentes amperagens para separar os minerais

ferro-magnesianos. Os concentrados de zircão e monazita constituem a fração não magnética de corrente superior a 2,2 A, enquanto que a granada é separada a partir de 1,5 A. As frações minerais são analisadas em lupa binocular, a fim de selecionar os grãos sem inclusões e separar populações distintas do mesmo mineral.

3.4.2 Preparação de pós

Os pós para as análises isotópicas de Sm-Nd são obtidos por meio de moagem em panela de liga de vídia. Para tal, selecionam-se fragmentos que representem a totalidade da rocha e que estejam isentos de alterações intempéricas ou hidrotermais, como veios.

3.4.3 Diluição isotópica

Para as análises de U-Pb por diluição isotópica, as frações são dissolvidas em microcápsulas de Teflon com o uso de HF e HNO₃ concentrados e bi-distilados, na proporção de 4 para 1. Adiciona-se um traçador misto ²⁰⁵Pb-²³⁵U. A separação cromatográfica de U e Pb baseia-se no procedimento descrito por Krogh (1973), com algumas modificações realizadas no Laboratório de Geocronologia da UnB.

As frações de U e Pb são depositadas em filamentos de Re com uso de H₃PO₄ e sílica gel. As análises isotópicas são realizadas no espectrômetro Finnigan MAT-262, equipado com multiplicadora de elétrons secundários (SEM). O branco laboratorial para as análises de Pb é inferior a 10 pg. Para o tratamento dos resultados e cálculo das idades utilizam-se os programas PBDAT (Ludwig, 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2003), respectivamente. Os erros das razões isotópicas são apresentados com uma precisão de 2σ.

As amostras de rocha total selecionadas para análises Sm-Nd são pesadas e então adicionadas de traçador misto ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd. A digestão em meio ácido ocorre em quatro ataques em frascos de Teflon, sendo que nas duas primeiras etapas utilizam-se HF e HNO₃ concentrados, na proporção 4 para 1, seguidos por evaporação com HNO₃ para queima de matéria orgânica. Finalmente, para a normalização com o meio ácido da coluna orgânica, a amostra reside por 24 horas em HCl 6N. Para análise de granada, realiza-se um banho ácido com HCl 6N por cerca de meia hora antes da pesagem para lixiviação da superfície dos grãos. As etapas de ataque, nesse caso, são realizadas em bombas de estufa.

A separação de Sm e Nd subdivide-se em duas etapas. Na primeira fase, obtém-se uma solução contendo apenas os elementos terras raras. Para tal, utilizam-se colunas primárias de quartzo (d.i.= 8 mm e altura = 15 cm) empacotadas com ~ 2,2 g (seca a 60°C) ou 12 cm de resina catiônica Bio-Rad AG 50W-X8, de 200-400 *mesh*. A solução homogênea, obtida por meio de digestão ácida, é eluída na coluna com HCl 2,5N, e procedem-se etapas de limpeza com 7,5 mL do mesmo ácido para descartar demais elementos da matriz, indesejáveis à análise. O grupo dos ETR é coletado com HCl 6N.

Após evaporação e diluição em HCl 0,18N, o concentrado de ETR é depositado em colunas secundárias Savilex (d.i.= 5 mm e altura = 10 cm), empacotadas com resina LN-Spec (resina líquida HDEHP-ácido di-etilexil-fosfórico impregnada em pó de teflon de 270-150 *mesh*). A fração de Nd foi coletada com 4 mL de HCl 0,3N após serem descartados os primeiros 10 mL com HCl 0,18N. Após descarte com 2 mL de HCl 0,3 N, a fração de Sm é coletada com 4 mL de HCl 0,4N.

O resíduo de evaporação das frações de Nd e Sm são então dissolvidas com 1μL de HNO₃ 30% destilado e depositados em filamento de Re até evaporação. As análises são realizadas no espectrômetro Finnigan MAT 262 em meio estático, utilizando copos Faraday arranjados para obter leituras dos isótopos.

A razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foi normalizada para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 e utilizou-se a constante de decaimento revisada de 6,54x10⁻¹²/a (Lugmair & Marti, 1978). A idade modelo foi obtida no Isoplot/Ex (versão 3.00), os erros 2σ foram de 0.003% e 0.1 % para ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd e ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, respectivamente.

3.4.4 LA-ICPMS

Para as análises no LA-ICPMS, os grãos de zircão são arranjados em um disco montado com resina de epóxi e passam por uma etapa de abrasão para dar polimento. Os *mounts* são então limpos em uma solução de HNO₃ 2% e então inseridos em uma célula especial de teflon, em conjunto com o zircão padrão GJ (Jackson et al., 2004).

Os cristais são analisados em um equipamento New-Wave UP213 Nd:YAG laser (λ = 213 nm), conectado a um ICP-MS multi-coletor Thermo Finnigan Neptune. Para o transporte das partículas até o espectrômetro, utiliza-se hélio, que é misturado a argônio antes de atingir o plasma.

Para cada amostra, calibram-se diversos parâmetros a fim de otimizar a leitura, como a frequência e a intensidade do laser e o volume de argônio e hélio. Para evitar o

fracionamento de Pb e U durante a ablação, optou-se por utilizar um *raster* e, no caso das amostras apresentadas nesse trabalho, o diâmetro do *spot* foi fixo em 30 μm .

A avaliação visual dos dados foi realizada em *software* específico desenvolvido pela Thermo Finnigan e os dados correspondentes aos intervalos mais estáveis foram transferidos para uma planilha EXCEL, desenvolvida pelo prof. Bernhard Buhn para o cálculo das idades U-Pb e que considera os valores do branco laboratorial e do zircão padrão, além de realizar a propagação dos erros. O sinal de ^{204}Pb é calculado a partir da medição dos isótopos ^{202}Hg e ^{204}Hg , e cuja razão natural é de 4,346. Em cristais com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inferiores a 1000, aplicou-se uma correção de Pb comum baseada no modelo de Stacey & Kramers (1975). A construção dos diagramas da Concórdia foi realizado a partir do ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003).

4 U-Pb AND Sm-Nd CONSTRAINTS ON THE NATURE AND EVOLUTION OF PALEOPROTEROZOIC JUVENILE CRUST IN THE TOCANTINS PROVINCE, CENTRAL BRAZIL.

4.1 Abstract

The Paleoproterozoic was the most important period of crustal accretion in the South American Platform, being responsible for the development of several magmatic arcs, which represent approximately 35% of the present-day continental crust.

The recently mapped Campinorte volcano-sedimentary sequence and associated plutonic rocks represents this Paleoproterozoic scenario in the northern Brasília Belt, Central Brazil. The sequence consists of metapsamites and metapelites, eventually with interbedded lenses of gondites and metacherts, as well as rhyolite and pyroclastic deposits. Tonalite, granodiorite and granite intruded the sequence between ca. 2.18 to 2.16 Ga, as indicated by U-Pb zircon analyses. Sm-Nd T_{DM} model ages range between ca. 2.1 Ga and 2.7 Ga, with ϵ_{Nd} values ranging from -2.14 to +3.36, indicating the dominantly juvenile nature of the original magmas. A LAM-ICPMS provenance study of zircon grains from a quartzite sample revealed a single sediment source, with Paleoproterozoic age.

The data presented here provides new information on the Paleoproterozoic juvenile crust of Central Brazil and suggest correlation with other Paleoproterozoic provinces, especially the Birimian Belt in West African Craton and those of the Guiana Shield, thus contributing to reconstruction of the Columbia supercontinent.

Keywords: Paleoproterozoic, juvenile crust, Campinorte Sequence, Brasília Belt.

4.2 Introduction

The Paleoproterozoic (2.5 – 1.8 Ga) represents the main episode of crustal growth recorded in present-day continents. In the South-American Platform, two

distinct accretionary phases are observed, one between ca. 2.3 and 2.1 and another at 2.1-1.8 Ga (Sato & Siga Jr., 2000; 2002).

The Campinorte volcano-sedimentary sequence and associated intrusive unit (Kuyumjian *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2006) has been recently mapped in the northern portion of the Brasília Belt, central Brazil, and represents this Paleoproterozoic episode of crustal accretion. Its lithological association is similar to other paleoproterozoic units described in the Tocantins Province. However, its geotectonic significance still remains uncertain due to the absence of geochronologic and isotopic data.

In Brazil, Paleoproterozoic units are the basement of most Neoproterozoic belts and also constitute part of the São Francisco and Amazonian Craton, what has led to global correlation with the West African and Congo cratons (Abouchami *et al.*, 1990; Ledru *et al.*, 1994; Feybesse *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2000, 2001; Zhao *et al.*, 2002; Barbosa & Sabaté, 2004; Duarte *et al.*, 2004; Klein *et al.*, 2005; Lerouge *et al.*, 2006; Noce *et al.*, 2007).

Therefore, this study aims to determine the U-Pb and Sm-Nd isotopic composition of the Campinorte volcano-sedimentary sequence and related plutonic rocks, in order to constrain the igneous crystallization ages, as well as to verify the sedimentary provenance of the supracrustal lithologies. The data presented here provides new elements which will help understanding the geological evolution and tectonic significance of paleoproterozoic rock associations in central Brazil.

4.3 Geological setting

The area investigated in the present study is located within the Brasília Belt, which is an orogen developed as a result of the collision between the Amazonian and São Francisco cratons during the Neoproterozoic. This orogenic belt is divided into four main sectors: (i) a **thrust-and-fold belt**, consisting of Neoproterozoic metasedimentary sequences, (ii) the metamorphic core, comprising high-grade rocks and ultra-high temperature granulites, (iii) the **Goiás Magmatic Arc**, which represents a juvenile terrain exposed in both northern (Mara Rosa Arc) and southern Brasília Belt (Arenópolis Arc), and (iv) the **Goiás Massif**, interpreted as a microcontinent accreted to the continental margin at the end of the Neoproterozoic

(Brito Neves & Cordani, 1991; Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2000b; Fuck *et al.*, 2005).

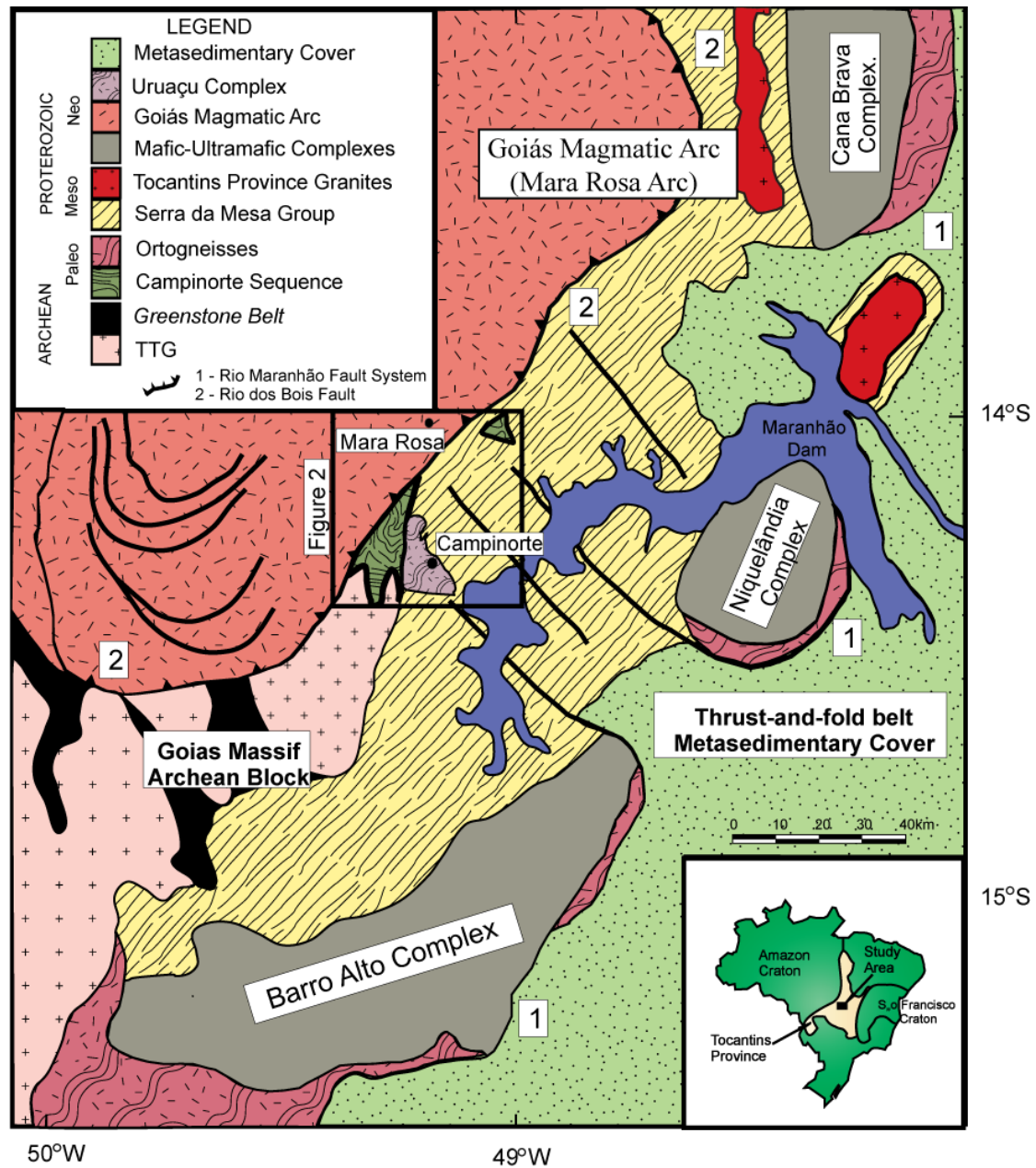


Figure 4.1– Geological sketch map of the northwestern part of the Brasília Belt (modified after Pimentel *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2006).

The Campinorte Sequence is part of the Goiás Massif (Figure 4.1), which consists of an Archean nucleus surrounded by Paleoproterozoic orthogneisses, covered by paleo- to mesoproterozoic platformal metasedimentary rocks of the Serra da Mesa Group (Figure 4.1). The eastern margin of the Goiás Massif is marked by a seismic and gravimetric discontinuity, interpreted as a suture produced by closure of the Brasilides Ocean at the end of the Neoproterozoic (Marangoni *et al.*, 1995; Soares

et al., 2006). At the surface, this suture zone is represented by the Rio Maranhão fault system (Soares *et al.*, 2006).

The Archean core contains typical tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) terrains and greenstone belt sequences. The narrow supracrustal sequences are confined between TTG orthogneisses forming dome-and-keel structures (Figure 4.1). The U-Pb analyses reveals ages between 2.84 and 2.7 Ga for the igneous crystallization of the TTG protoliths, and its Sm-Nd isotopic composition points to dominant juvenile magmatism, with limited crustal contamination (Jost *et al.*, 2006).

Exposures of the Campinorte sequence are limited by the Hidrolina Dome in the south and by the Rio dos Bois Fault in the west, which separates it from the Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc (Kuyumjian *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2006) (Figure 4.1). It consists of supracrustal (volcano-sedimentary) and plutonic rocks with T_{DM} Sm-Nd model ages between 2.5 and 2.3 Ga, with positive initial ϵ_{Nd} values (Oliveira & Pimentel, 1998; Kuyumjian *et al.*, 2004). The U-Pb analyses obtained in zircon grains from a Campinorte metagranite yielded a discordia upper intercept age of $2176 \pm 12/9$ Ma (Pimentel *et al.*, 1997), which lead these authors to suggest that this terrain may be part of the westernmost margin of the São Francisco craton.

4.4 The Campinorte sequence

The Campinorte sequence (Figure 4.2) consists of a volcano-sedimentary sequence, which was intruded by a number of granitoids.

4.4.1 Volcano-sedimentary Sequence

The Campinorte volcano-sedimentary sequence is dominantly detritic and original structures and features such as primary bedding are observed in places. The original stratigraphic sequence, however, cannot be recognized, since the geological units have been intensely reworked during Paleoproterozoic and Brasiliano-Pan-African deformation.

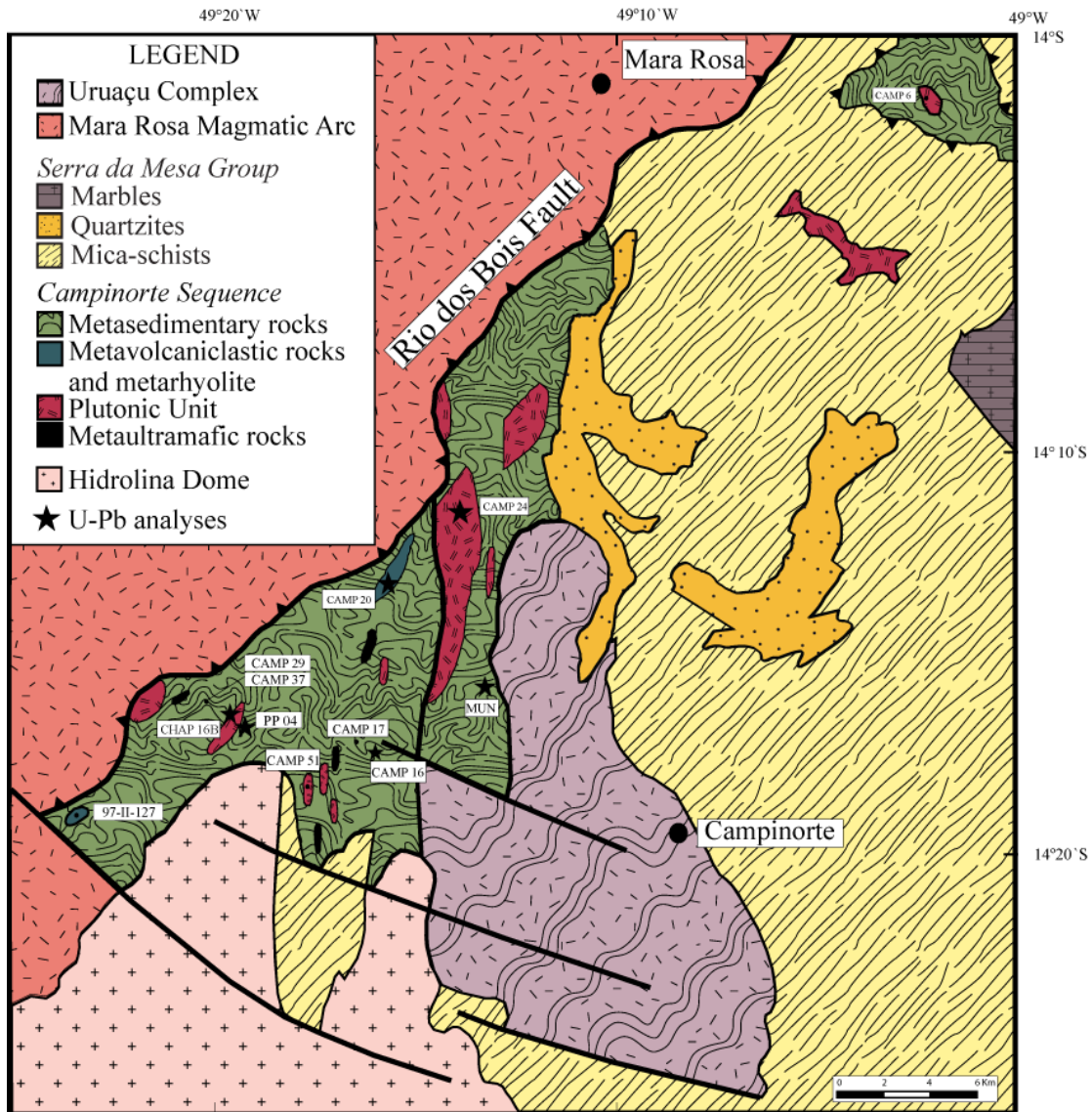


Figure 4.2 – Geological sketch map of the Campinorte sequence (modified after Oliveira et al., 2006).

Quartz micaschist, with variable amounts of carbonaceous matter is the main rock type of this unit (Figure 4.3a). Psammitic rocks include micaceous, thinly laminated quartzite, as well as orthoquartzite that forms massive beds, with centimeters to a few meters thick (Figure 4.3b). Chemical deposits such as gondites, with spessartite and cummingtonite, and metacherts have been identified, and constitute metric lenses within the metasedimentary rocks (Figure 4.3c). Felsic volcaniclastic rocks occur as small, elongate bodies interlayered within the metasedimentary sequence. Pyroclastic deposits are the most representative lithologies, and are composed of rhyolitic crystal metatuffs to metalapilli-tuffs (Figure

4.3d). Rhyolites are rare and present idiomorphic K-feldspar and anhedral blue quartz phenocrysts, immersed in a fine-grained quartz-feldspar groundmass.

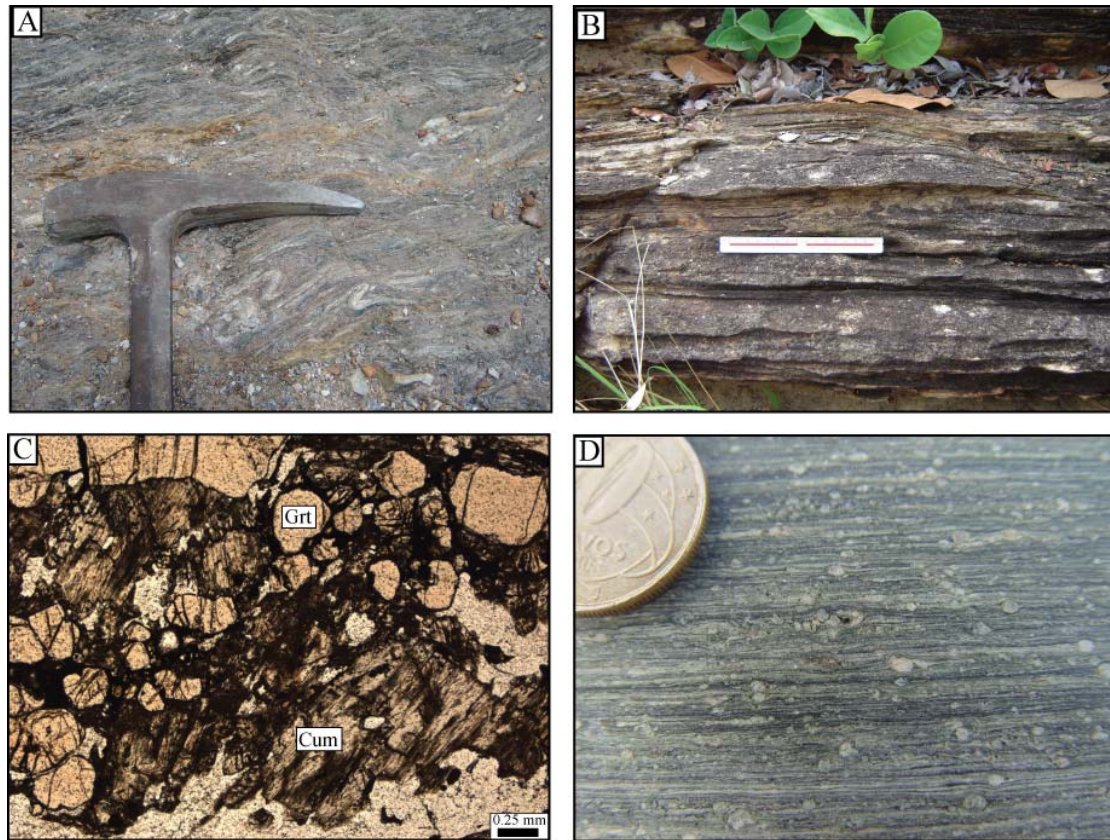


Figure 4.3 – (A) Tightly folded carbonaceous schists. (B) Massive quartzite beds interlayered with thin, laminated micaceous quartzite. (C) Gondite viewed under thin section, showing the association of spessartite and cummingtonite. The scale-bar corresponds to 0.25 mm. (D) Metalapilli-tuff with potassium feldspar phenocrysts immersed in a deformed, fine-grained quartz-feldspatic matrix.

This supracrustal unit has been submitted to at least two deformational events (Oliveira *et al.*, 2006), and has been metamorphosed under greenschist facies conditions.

Metaultramafic rocks form tectonic slices emplaced within the Campinorte Sequence (Figure 4.4d). These schists are intensely weathered, and contain variable amounts of talc, actinolite-tremolite and chlorite.

4.4.2 Intrusive Unit

The Campinorte Intrusive Unit includes metatonalites, metagranodiorites and metagranites. In general, the intrusions occur as NNE-trending elongate plutons

showing varied degrees of deformation (Figure 4.4). Contacts with the supracrustal sequence are tectonic, and intrusive features such as enclaves or metamorphic aureoles have not been observed. Similarly to the supracrustal unit, the Campinorte intrusive unit does not include mafic or intermediate igneous rocks. The main granite bodies are represented by the Mundinho and Viúva intrusions, which host gold deposits related to Neoproterozoic transcurrent shear zones (Oliveira *et al.*, 2004).

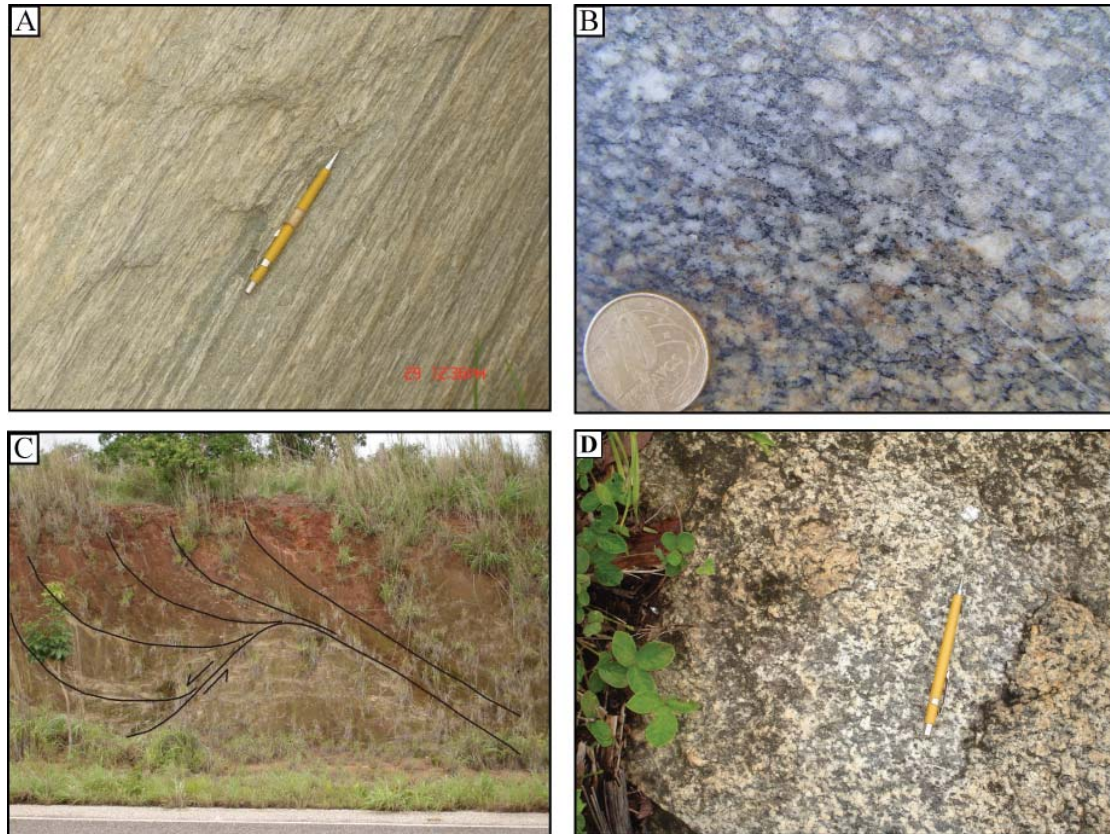


Figure 4.4 – (A) Mundinho mylonitic granite. (B) Pau de Mel metagranodiorite. (C) Tectonic contact between Rio dos Bois metatonalite and slices of metaultramafic rocks. This sinuous geometry is a function of the tonalite ascension during the deformational event. (D) Coarse-grained Rio dos Bois metatonalite.

4.5 Analytical procedures

4.5.1 U-Pb

Zircon concentrates were extracted from c. 10 kg rock samples, using a magnetic Frantz magnetic separator at the Geochronology Laboratory of the

University of Brasília. Mineral fractions were hand-picked under a binocular microscope to obtain fractions of similar size, shape and color.

For the conventional U-Pb analyses, fractions were dissolved in concentrated HF and HNO₃ (HF:HNO₃ = 4:1) using microcapsules in Parr-type bombs. A mixed ²⁰⁵Pb-²³⁵U spike was used. Chemical extraction followed standard anion exchange technique, using Teflon microcolumns, following modified procedures from Krogh (1973). Pb and U were loaded together on single Re filaments with H₃PO₄ and Si gel, and isotopic analyses were carried out on a Finnigan MAT-262 multi-collector mass spectrometer equipped with secondary electron multiplier-ion counting, at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Procedure blanks for Pb, at the time of analyses, were better than 20 pg. Data reduction and age calculations were performed using the PBDAT (Ludwig, 1993) and ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001a) software. Errors for isotopic ratios are 2σ.

For *in situ* ICP-MS analyses, hand-picked zircon grains were mounted in epoxy blocks and polished to obtain a smooth surface. Backscattered electron images were obtained using a scanning electron microscope, in order to investigate the internal structures of the zircon crystals prior to analysis.

Before LA-ICP-MS analyses, mounts were cleaned by carefully rinsing with dilute (ca. 2%) HNO₃. Once fully dry, the samples were mounted together with a GJ1 standard zircon (Jackson et al., 2004) in a specially adapted laser cell and loaded into a New Wave UP213 Nd:YAG laser (λ = 213 nm), linked to a Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICP-MS. Helium was used as carrier gas and mixed with argon before entering the ICP. The laser was run at a frequency of 10 Hz and energy of 34%. In order to avoid down-hole fractionation during ablation, we opted for a raster scan of about 70 μm in total diameter with a spot size of 30 μm.

The Pb isotopes 204, 206 and 207 were collected with ion counters, ²³⁸U was analyzed on a Faraday cup. The content of ²⁰²Hg was monitored on an ion counter for correction of the isobaric interference between ²⁰⁴Hg and ²⁰⁴Pb. The signals during ablation were taken in 40 cycles of 1 sec each. For data evaluation, only coherent intervals of signal response were considered. Data reduction was performed with an Excel spreadsheet developed by one of the authors, which considers blank values, zircon standards composition, and errors and error propagation. The ²⁰⁴Pb signal intensity was calculated using a natural ²⁰²Hg/²⁰⁴Hg ratio of 4.346. A common Pb

correction was applied for zircon grains with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ lower than 1000, applying a common lead composition following the Stacey & Kramers (1975) model. Plotting of U–Pb data was performed by ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003). Errors for isotopic ratios are presented at 2σ level.

4.5.2 Sm-Nd

Sm-Nd isotopic analyses followed the method described by Gioia and Pimentel (2000) and were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Whole rock powders (ca. 50 mg) were mixed with ^{149}Sm - ^{150}Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, using Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP – diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). Sm and Nd samples were loaded on Re evaporation filaments of double filament assemblies and the isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode. Uncertainties for Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are better than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ) respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.7219 and the decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. The T_{DM} values were calculated using the model of DePaolo (1981).

4.6 Samples and Results

U-Pb and Sm-Nd analyses were performed on samples from the Campinorte Sequence and associated plutonic rocks. Analytical results are presented in Tables 4.1 to 4.4, and Figure 4.2 shows samples location.

4.6.1 U-Pb results

Volcano-sedimentary sequence

A micaceous quartzite (sample CAMP-16), interlayered with quartz-micaschist, was investigated by LA-ICPMS to determine the provenance pattern of the Campinorte metasedimentary rocks. Zircon grains are yellowish to light brown in

color, and present well preserved prismatic habit and faces, indicating limited transport. Forty spots yielded only Paleoproterozoic ages (Figure 4.5) and fourteen concordant analyses resulted the concordia age of 2186 ± 8 Ma (MSWD = 8), which may represent a good estimate for the average age of the source rocks of the original sandstone. This very homogeneous zircon population demonstrates that the sediments of Campinorte sequence were derived entirely from local arc sources and settled in a proximal depositional setting, with restricted transport. It also establishes the maximum age for the deposition of the protoliths.

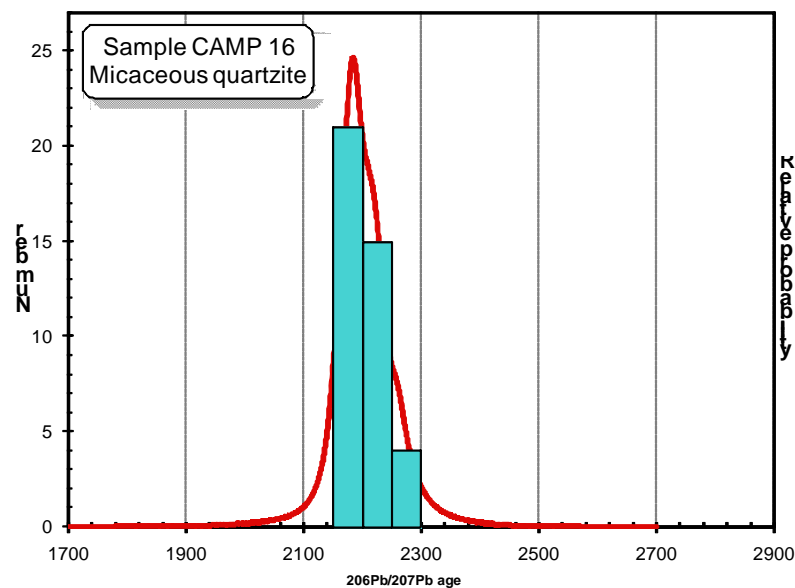


Figure 4.5 – Probability density plot of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a quartzite from Campinorte sequence. Data-point error ellipses are 2σ .

Sample CAMP20 is a rhyolitic metatuff that contains three distinct zircon populations: (i) the dominant fraction is composed by light brown to yellowish prismatic crystals, with smooth and well-defined faces, which are interpreted as being magmatic; (ii) pink to brown grains with corroded surface typical of detrital grains, which normally show preserved prismatic shapes; and (iii) metamict zircon grains. Three zircon fractions from the igneous population were investigated by conventional ID-TIMS and yielded an upper intercept age of 2179 ± 4 Ma (MSWD=0.62; Figure 4.6), interpreted as the age of crystallization of the original magma. This is compatible with the maximum depositional age of ca. 2.2 Ga for the supracrustal unit discussed above.

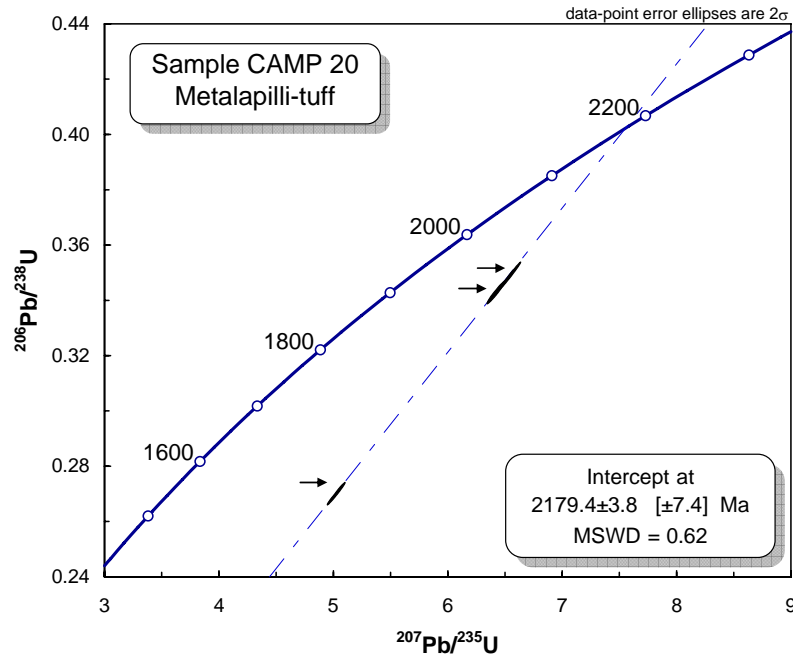


Figure 4.6 – Concordia diagram for ID-TIMS zircon analyses of metapyroclastic rock from the Campinorte sequence. Data-point error ellipses are 2σ .

Intrusive Unit

The Mundinho mylonitic granite is characterized by K-feldspar phenocrysts set in a quartz, biotite and plagioclase groundmass. Its elongated shape and subvertical foliation are controlled by N-S trending shear zone. Sample CAMP24 contains pink elongated prismatic zircon grains, which present well-defined faces. Five from six zircon fractions revealed variably discordant compositions indicating an upper intercept age of 2173 ± 10 Ma (MSWD=0.54, Figure 4.7), interpreted as being representative of the igneous crystallization age.

Zircon grains from metatonalite CHAP16B consist of pink, clear and elongated prisms with well-formed faces. Five concordant zircon grains out of nine fractions analysed by ID-TIMS resulted in an upper intercept age of 2163 ± 1 Ma (MSWD=0.76, Figure 4.8), which is also interpreted as the age of igneous crystallization.

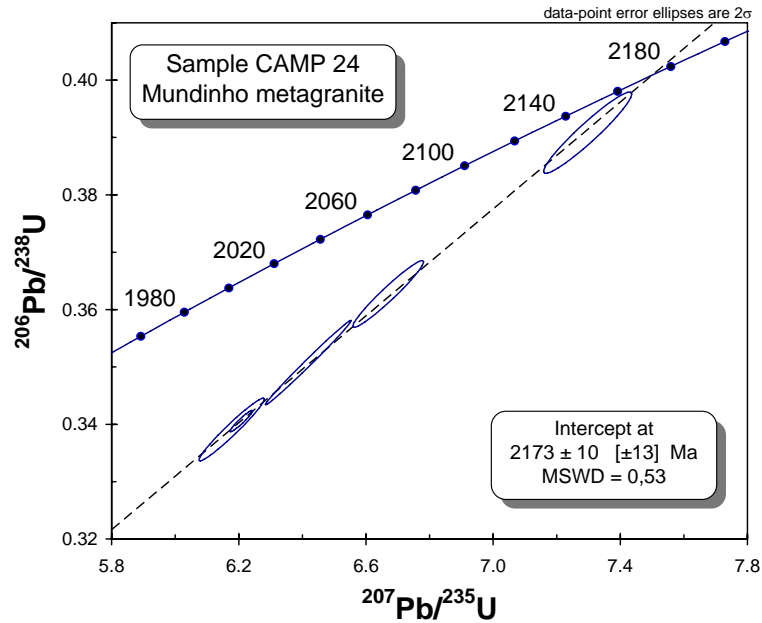


Figure 4.7 - Concordia diagram for ID-TIMS zircon analyses of Mundinho metagranite. Data-point error ellipses are 2σ .

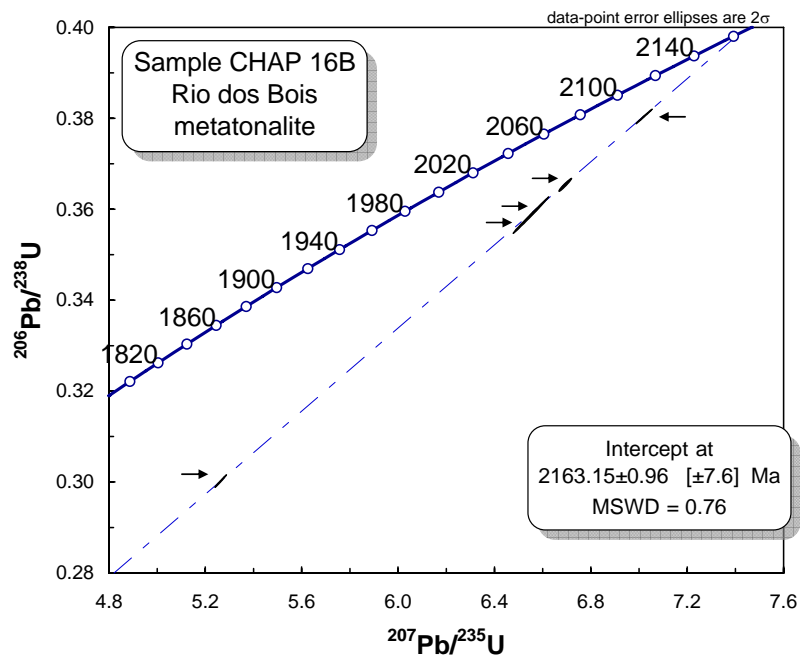


Figure 4.8 - Concordia diagram for ID-TIMS zircon analyses of a metatonalite (sample CHAP 16B). Data-point error ellipses are 2σ .

Sample PP04 derives from a mylonitic tonalite. It contains pink, elongate prismatic zircon grains with well-defined faces. Inclusions or fractures are rare. Under BSE imaging, grains are homogeneous and do not show a well-defined zoning pattern (Figure 4.9). Five spot analyses carried out by LA-ICPMS yielded a concordia age of

2158 ± 8 Ma (MSWD=0.5, Figure 4.10), which is taken as the best estimate for the crystallization age of the igneous protolith.

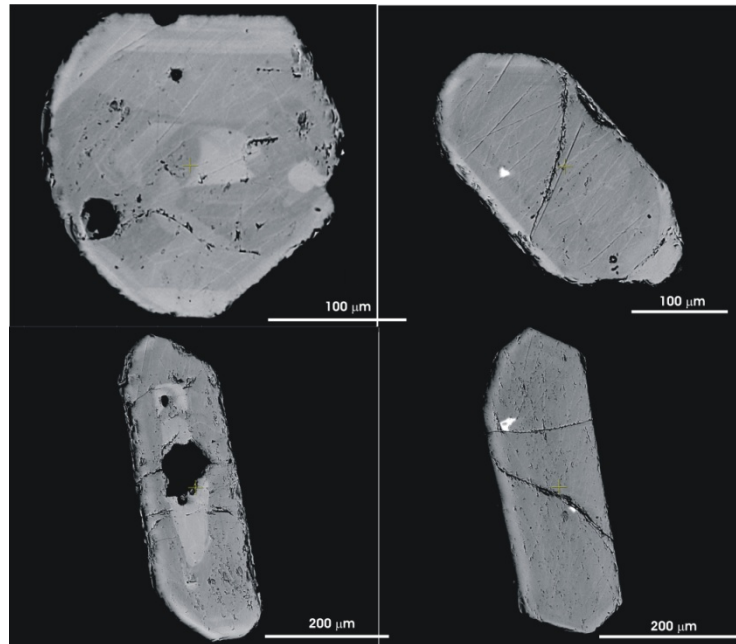


Figure 4.9 – BSE images of zircon grains from the sample PP04.

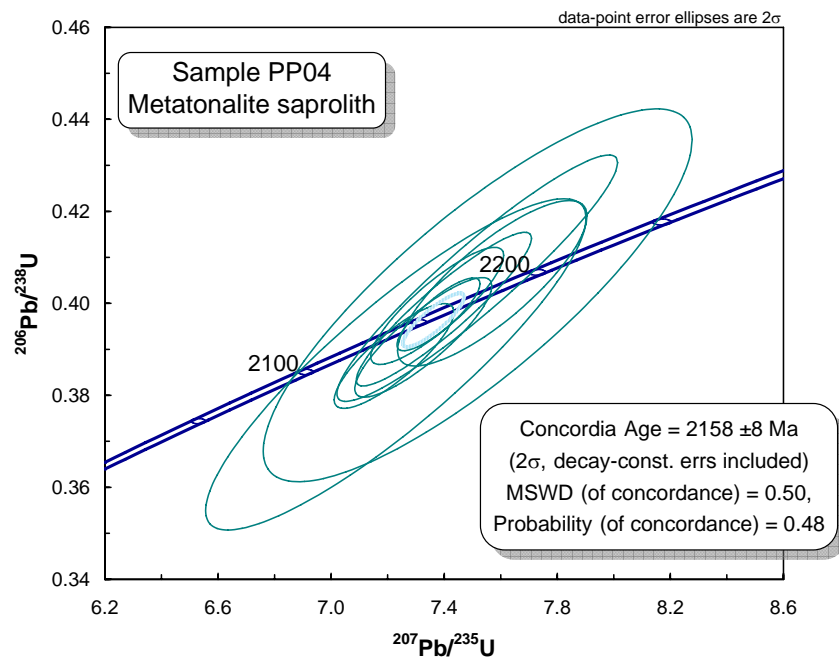


Figure 4.10 – Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a tonalitic saprolite. Data-point error ellipses are 2σ.

Table 4.1– Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 16.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ ind.
2	23920	0.1372	0.0125	0.3912	0.0333	7.3994	0.6302	2192	157.8	2129	152.6	2161	73.5	0.93
2	1594	0.1133	0.0029	0.3390	0.0077	6.1325	0.1386	1854	45.1	1882	36.9	1995	19.5	0.84
3	793	0.1257	0.0177	0.3745	0.0531	7.0151	0.9759	2359	240.6	2090	244.3	2229	116.7	0.85
3	-53120	0.1365	0.0039	0.4168	0.0119	7.8473	0.2234	2184	49.3	2246	53.8	2214	25.3	0.62
6	1527	0.1382	0.0109	0.4053	0.0321	7.5660	0.5921	2204	137.4	2193	145.5	2181	67.9	0.89
7	-57698	0.1386	0.0046	0.4006	0.0134	7.6541	0.2561	2209	57.5	2172	61.4	2191	29.6	0.93
8	326731	0.1366	0.0015	0.3825	0.0040	7.2029	0.0751	2184	18.6	2088	18.6	2137	9.3	0.96
9	4005	0.1426	0.0043	0.3887	0.0121	7.6414	0.2371	2259	52.4	2117	55.7	2190	27.5	0.93
9	19417	0.1367	0.0016	0.4042	0.0056	7.6165	0.1057	2185	20.1	2188	25.7	2187	12.4	0.93
11	1901	0.1082	0.0033	0.3231	0.0092	5.8220	0.1647	1769	52.6	1805	44.5	1950	24.2	0.75
12	7284	0.1370	0.0048	0.4133	0.0147	7.8066	0.2771	2189	60.7	2230	66.6	2209	31.5	0.87
12	22866	0.1364	0.0028	0.4190	0.0089	7.8825	0.1666	2182	35.6	2256	40.1	2218	18.9	0.94
13	352	0.0997	0.0041	0.2893	0.0128	5.3393	0.2346	2353	71.1	1701	63.6	2015	36.9	0.91
13	12791	0.1367	0.0037	0.3868	0.0113	7.2893	0.2135	2185	47.7	2108	52.5	2147	25.8	0.94
13	2933	0.1354	0.0223	0.3315	0.0548	6.1906	1.0234	2170	287.1	1846	260.0	2003	135.1	0.91
14	14586	0.1370	0.0155	0.4087	0.0467	7.7204	0.8822	2189	197.2	2209	210.3	2199	97.9	0.90
16	10268	0.1356	0.0026	0.4033	0.0078	7.5429	0.1454	2172	33.5	2184	35.6	2178	17.1	0.90
17	770	0.1118	0.0025	0.3332	0.0069	6.2323	0.1294	2262	39.1	1886	33.5	2072	18.0	0.70
17	-328769	0.1353	0.0028	0.4064	0.0083	7.5812	0.1553	2168	36.4	2199	38.1	2183	18.2	0.90
18	9313	0.1388	0.0023	0.3884	0.0064	7.4324	0.1225	2212	28.3	2116	29.7	2165	14.6	0.85
20	3669	0.1389	0.0162	0.3898	0.0446	7.4647	0.8538	2213	201.7	2122	203.6	2169	97.6	0.72
21	6007	0.1364	0.0033	0.4084	0.0100	7.6815	0.1884	2182	41.8	2208	45.7	2194	21.8	0.91
21	3467	0.1380	0.0079	0.3558	0.0231	6.7689	0.4395	2202	99.3	1962	108.9	2082	55.9	0.95
22	4095	0.1384	0.0071	0.3946	0.0204	7.5319	0.3890	2208	88.8	2144	93.5	2177	45.3	0.90
22	21193	0.1355	0.0051	0.4012	0.0145	7.4972	0.2704	2171	66.2	2175	66.2	2173	31.8	0.91
25	1107	0.1087	0.0054	0.3234	0.0159	5.7436	0.2811	2217	85.8	1832	77.1	2109	41.5	0.75
26	8930	0.1357	0.0021	0.4136	0.0060	7.7424	0.1119	2174	26.6	2232	27.2	2202	12.9	0.90
26	6077	0.1368	0.0044	0.3966	0.0132	7.4793	0.2492	2187	55.9	2153	60.7	2171	29.4	0.80
27	42438	0.1366	0.0030	0.4004	0.0088	7.5440	0.1662	2185	37.8	2171	40.5	2178	19.6	0.93
31	454	0.1065	0.0026	0.3124	0.0090	5.6953	0.1643	2267	41.6	1804	44.3	2029	24.6	0.92
31	-14159	0.1349	0.0046	0.4069	0.0135	7.5702	0.2514	2163	59.5	2201	61.6	2181	29.4	0.92
33	29159	0.1386	0.0022	0.3975	0.0060	7.5978	0.1139	2210	27.3	2157	27.4	2185	13.4	0.95
36	15547	0.1373	0.0036	0.4006	0.0106	7.5843	0.2004	2194	46.1	2172	48.5	2183	23.4	0.78
41	7576	0.1359	0.0023	0.4005	0.0066	7.5045	0.1246	2175	29.1	2171	30.5	2174	14.8	0.93

Table 4.2 – Summary of ID-TIMS U-Pb data for Campinorte Group.

Fractions	Size (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	U/Th	Radiogenic Ratios						Ages				
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ma		
<i>Supracrustal Unit</i>																
CAMP 20																
CAMP20-1	0.012	169.63	73.537	90.68	0.5346	309.7766	6.53134	1.12	0.348797	1.11	0.99	0.135809	1929	2050	2174	2.7
CAMP20-2	0.025	145.95	58.026	43.53	0.2982	616.0322	6.40572	1	0.342616	0.974	0.97	0.1356	1899	2033	2172	4.0
CAMP20-3	0.014	152.28	51.19	77.73	0.5104	282.9833	5.01019	1.26	0.269563	1.24	0.99	0.134801	1539	1821	2161	3.7
<i>Plutonic Unit</i>																
CAMP2 24																
CAMP24-X	0.009	134.2	56.187	-	-	353.5623	6.41865	1.72	0.350766	1.72	0.9942	0.132716	1938	2035	2134	3
CAMP24-Y	0.01	147.14	73.511	-	-	201.5489	6.67015	1.36	0.362732	1.31	0.9634	0.133367	1995	2069	2143	6
CAMP24-I	0.037	52.268	23.435	-	-	674.2751	7.29751	1.55	0.39084	1.48	0.9515	0.135417	2127	2149	2169	8
CAMP24-J	0.4	58.859	24.074	-	-	414.6199	6.17749	1.36	0.339089	1.32	0.9694	0.132129	1882	2001	2127	6
CAMP24-G	0.03	74.235	28.64	-	-	1881.708	6.26676	0.626	0.343059	0.582	0.9267	0.132487	1901	2014	2131	4
CAMP24-H	0.048	82.242	31.25	-	-	1861.465	6.20767	0.465	0.340514	0.444	0.9528	0.132219	1889	2006	2128	3
<i>CHAP 16B</i>																
CHAP 16B D4	0.055	214.14	70.054	19.79	0.09242	2105.543	5.2639	0.369	0.300287	0.366	0.99	0.127136	1693	1863	2059	0.9
CHAP 16B D15	0.126	127.13	51.515	8.636	0.06793	3797.054	6.6925	0.325	0.365427	0.317	0.97	0.132827	2001	2072	2136	1.3
CHAP 16B D4b	0.077	127.76	51.916	14.13	0.1106	4221.209	6.5638	0.243	0.359592	0.238	0.98	0.132386	1980	2055	2130	0.9
CHAP 16B V	0.093	210.38	89.802	11.7	0.05561	7122.308	7.0176	0.395	0.380462	0.349	1.00	0.133776	2078	2114	2148	0.6
CHAP 16B Y	0.053	112.57	44.441	20.53	0.18238	4536.214	6.5490	0.92	0.358811	0.918	1.00	0.132375	1977	2053	2130	1.1

Table 4.3 – Summary of LA-ICP-MS data for sample PP04.

Spot	Isotopic ratios									Ages					
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	rho	
6	-19251	0.1346	0.0045	0.3987	0.0136	7.3992	0.2532	2158	58.9	2163	62.6	2161	30.2	0.922	
7	19275	0.1353	0.0036	0.3926	0.0106	7.3263	0.1980	2168	46.2	2135	48.9	2152	23.9	0.861	
18	13035	0.1339	0.0036	0.3994	0.0104	7.3755	0.1921	2150	46.7	2166	47.7	2158	23.0	0.863	
19	15240	0.1346	0.0022	0.3976	0.0065	7.3799	0.1200	2159	28.5	2158	29.7	2159	14.4	0.841	
20	16956	0.1348	0.0040	0.3886	0.0093	7.2228	0.1729	2162	51.6	2116	43.0	2139	21.1	0.838	

4.6.2 Nd isotopic data

Volcano-sedimentary sequence

Samples selected for Sm-Nd analyses represent all different metasedimentary rock types of the Campinorte Sequence (Table 4.4). Since the lithological association and provenance pattern discussed above point to a proximal depositional site in an arc setting, it is expected that the metasedimentary samples will display Nd isotopic compositions which are similar to the surrounding Paleoproterozoic igneous arc rocks.

Table 4.4 – Sm-Nd isotopic data for Campinorte Group.

<i>Sample</i>	<i>Rock type</i>	<i>Sm(ppm)</i>	<i>Nd(ppm)</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(2.17)}$	$T_{DM}(\text{Ma})$
<i>Supracrustal Unit</i>								
CAMP 37	Quartzite	6.409	27.897	0.1389	0.511726	-17.78	-1.68	2686
CAMP 29	Gondite	7.332	38.417	0.1154	0.511606	-18.74	2.55	2216
CAMP 17	Metapelite	5.914	34.892	0.1025	0.511521	-21.79	3.36	2073
97-II-127	Metarhyolite	38.584	222.404	0.1049	0.511217	-27.72	-2.14	2552
<i>Plutonic Unit</i>								
CAMP 51	Metagranite	3.045	20.625	0.0892	0.511174	-28.56	1.42	2278
CAMP 24	Metagranite	12.001	55.854	0.1299	0.511849	-15.39	1.84	2292
CAMP 6	Metagranite	4.005	24.087	0.1005	0.511283	-26.43	0.39	2360
CHAP16B	Metagranite	4.857	28.990	0.1013	0.511337	-25.38	1.23	2303

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ values for the metasedimentary rocks vary from 0.10 to 0.14, and T_{DM} model ages are between 2073 and 2686 Ma. The ϵ_{Nd} values range from -2.1 to +3.4. The data suggest derivation from juvenile Paleoproterozoic crust, with restricted Archean contribution (Figure 4.11). Sample CAMP-37 has $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio which is significantly higher when compared to the other samples, and therefore, the calculated T_{DM} model age might be overestimated. In addition, one gondite sample (CAMP 29) has positive ϵ_{Nd} of +2.55 and most probably represents the metamorphic product of chemical sediment formed by hydrothermal activity with a larger mantle input.

Intrusive Unit

Sm-Nd data were obtained for 4 samples of metagranitic rocks (Table 4). They present $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios between 0.09 and 0.13, and T_{DM} model ages varying mostly between 2250 and 2360Ma. The ϵ_{Nd} values at $T=2.17$ Ga are positive, (0.7 to 2.1), indicating that this igneous event was juvenile (Figure 4.11).

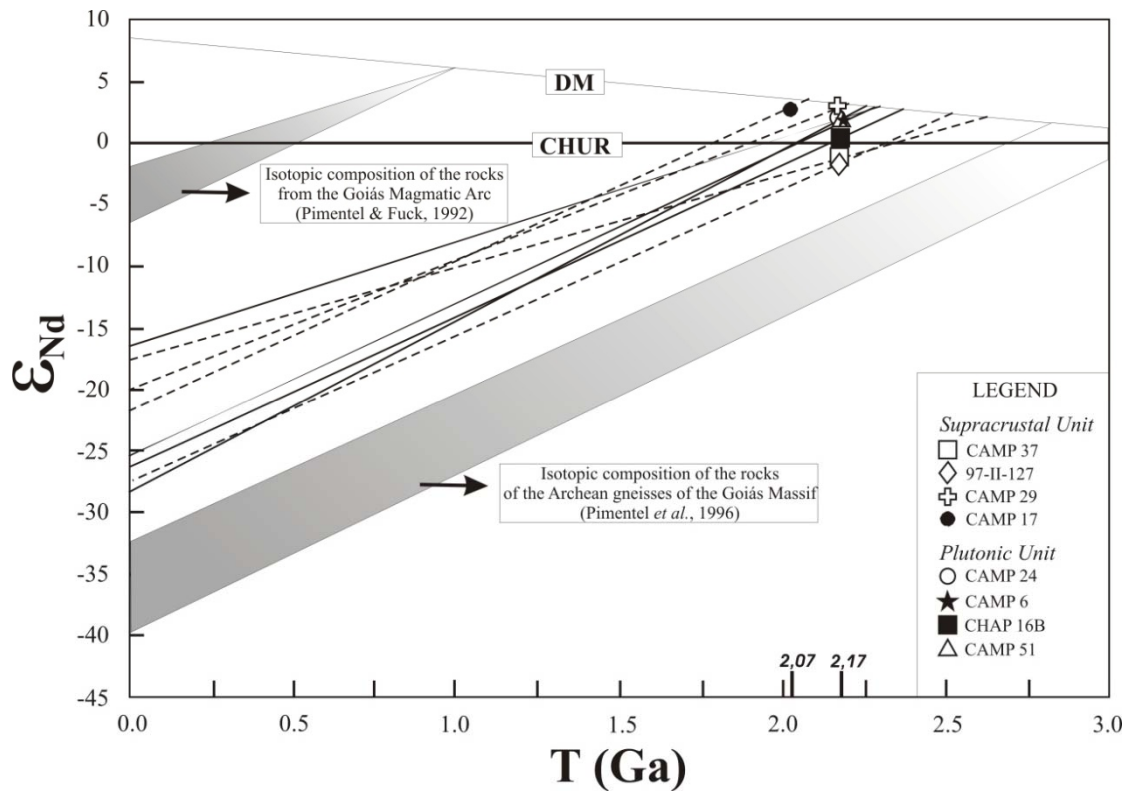


Figure 4.11 – Nd isotopic evolution diagram comparing isotopic compositions of the Campinorte sequence and related intrusive rocks. Compositional fields of the Mara Rosa Magmatic Arc (Junges *et al.*, 2003) and Goiás Archean Gneisses (Pimentel *et al.*, 1996) are also shown.

4.7 Discussion

The 2.2-2.0 Ga crustal accretion episode is known from many Paleoproterozoic Provinces worldwide, and geological similarities among them allows for global correlations, attempts of continental reconstruction and the recognition of the Mesoproterozoic Columbia supercontinent (Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002). One important feature of this reconstruction is the relation between South America and Africa, which has been previously suggested by many authors along the last decades (Figure 4.12; Abouchami *et al.*, 1990; Feybesse *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2000, 2001; Barbosa & Sabaté, 2004; Duarte *et al.*, 2004; Klein *et al.*, 2005; Lerouge *et al.*, 2006; Noce *et al.*, 2007). Paleoproterozoic continental crust is abundant in Central Brazil, but is not continuous since it is mostly covered by younger sediments of Brasiliano orogenic belts.

Geological and isotopic data presented in this study allow the correlation between the Campinorte sequence and similar provinces described in other cratons, in

particular the Birimian Belt in the West African Craton and the Transamazonian Belt in the Guiana Shield. Nevertheless, since the Goiás Massif is an allochthonous block and there is no evidence from its original paleogeographic position, such correlation will only be accurate when paleomagnetic data are available.

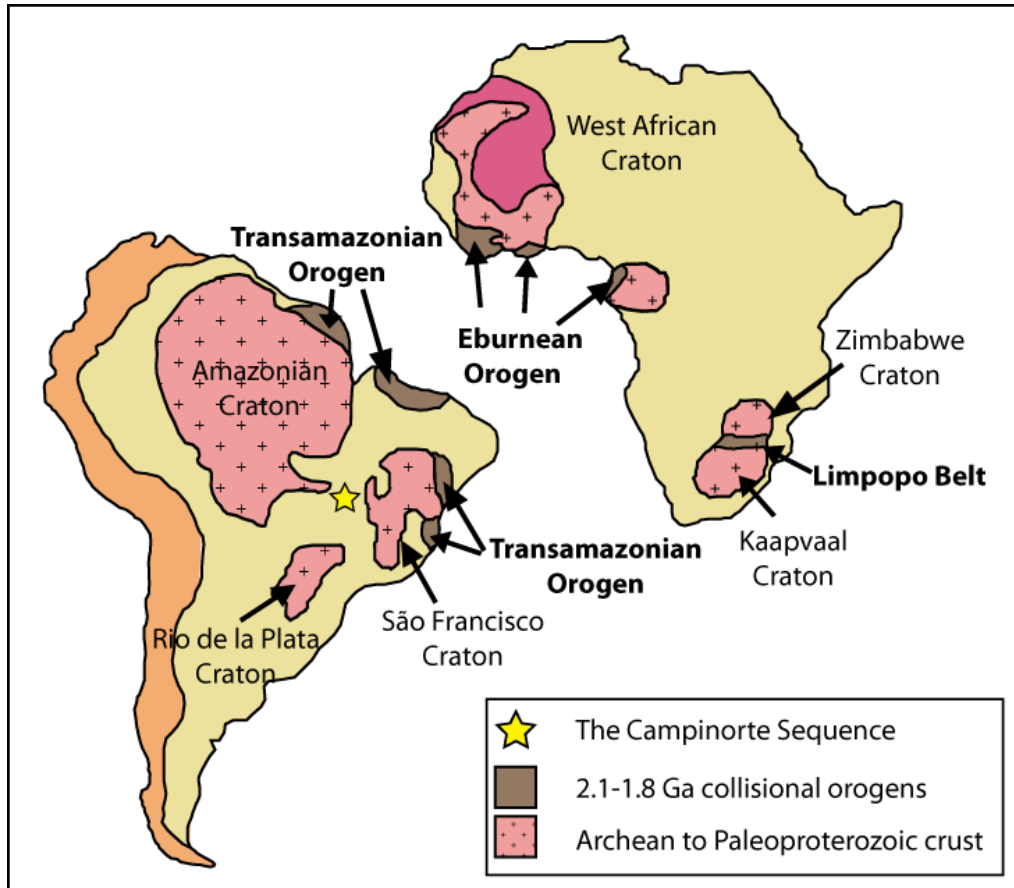


Figure 4.12 – Location of Paleoproterozoic orogens, including the Campinorte Sequence, and South American and African cratons (modified after Ledru *et al.*, 1994; Zhao *et al.*, 2002, 2004).

Greenstone belts from the Birimian Province present a lithostratigraphic association comparable to that described for the Campinorte sequence, except for the absence of mafic and intermediate volcanism (Leube *et al.*, 1990; Davis *et al.*, 1994; Hein *et al.*, 2004; among others). The Birimian supracrustal sequences were intruded by several juvenile tonalite to granite plutons, with ages ranging from 2.19 to 2.12 Ga (Hirdes *et al.*, 1992; Davis *et al.*, 1994; Hirdes *et al.*, 1996; Doumbia *et al.*, 1998; Hirdes & Davis, 2002). These ages are in the same range, therefore, of those small intrusions recorded in the Campinorte Sequence.

Moreover, in the Guiana shield such Paleoproterozoic greenstone belts show supracrustal associations which are very similar to the Campinorte supracrustal unit,

with associated plutonic activity ranging from 2.18 to 2.13 Ga (McReath & Faraco, 2006; Delor *et al.*, 2003; among others). Besides that, the metamorphic event recorded at ca. 2.1 Ga in the Transamazonic Province, which resulted in ultra-high temperature assemblages (Roever *et al.*, 2003), may be represented in the Paleoproterozoic context of the Campinorte sequence. A sillimanite-cordierite-garnet paragranelite that appears in a few outcrops near the Campinorte Sequence presents U-Pb ages within the Neorhyacian interval (M.E.S.D. Giustina, unpublished data), reinforcing the match with the Transamazonic crust of the Guiana Shield.

4.8 Conclusion

The new U-Pb and Sm-Nd isotopic data presented in this study allow some relevant conclusions regarding the nature and evolution of the Paleoproterozoic continental crust in central Brazil:

- ✧ The lithological association of detritic, chemical and volcanoclastic rocks suggests a marine depositional environment, next to an emergent Paleoproterozoic volcanic arc. These rocks were submitted to greenschist facies metamorphism.
- ✧ U-Pb provenance studies performed on a quartzite sample from the supracrustal unit identifies a single juvenile source, and sets the maximum depositional age at ca. 2190 Ma. The metasedimentary rocks from the Campinorte sequence were generated, therefore, from the erosion of the surrounding Paleoproterozoic arc rocks.
- ✧ Zircon from the investigated granitic rocks present Rhyacian ages, ranging from 2.18 to 2.16 Ga. No inheritance was observed, suggesting that no Archean crust has been involved in the genesis of the granites. The data suggest that the intrusions related to the Campinorte sequence are relict fragments of the Paleoproterozoic episode of crustal growth, exposed in the Goiás Massif.
- ✧ The Sm-Nd isotopic data for both the supracrustal and plutonic rocks of the Campinorte sequence, with positive ϵ_{Nd} values and T_{DM} ranging from 2216 to 2552 Ma, demonstrate the juvenile character of these rocks. The data suggest that deposition of the sedimentary succession took place concomitant with the

crustal accretion processes in an island arc system, with limited or no contribution from Archean sources.

- ✧ The isotopic signature of the intrusions related to the Campinorte sequence contrasts with that from the São Francisco Craton, as initially proposed by Pimentel *et al.* (1997), in which the Paleoproterozoic crust is dominantly a product of reworking processes rather than juvenile. Thus, the Sm-Nd signature of the Campinorte intrusive suit confirms the alloctonous nature of this block, which accreted to the western margin of the Brasília Belt during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African orogenesis.
- ✧ The lithological associations combined with the Nd and U-Pb isotopic/geochronologic characteristics of the Campinorte volcano-sedimentary sequence and associated plutonic rocks are similar to those observed in other Paleoproterozoic provinces described in the world, especially those of the Birimian Belt of the West African Craton and of the Transamazonian Belt in the Guiana Shield.

4.9 Acknowledgements

Support from CNPq (470183/04-7) and FAPDF/CNPq (Pronex 193.000.106/2004) research grants is thankfully acknowledged. C.G.O., M.M.P., R.A.F., E.L.D. are CNPq research fellows. M.E.S.D.G. and L.V.M. thank CNPq fellowships. The authors thanks Sara Lenharo (DITEC-Brazilian Federal Police), for the zircon BSE images; and Sérgio Junges, Sandrine Araújo and Bárbara Lima for providing laboratory assistance.

5 U-Pb LAM-ICPMS GEOCHRONOLOGICAL DATA AND Sm-Nd ISOTOPIC CONSTRAINTS ON THE NATURE OF THE URUAÇU COMPLEX: NEOPROTEROZOIC MAGMATISM IN THE GOIÁS MASSIF AND IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BRASÍLIA BELT, CENTRAL BRAZIL.

5.1 Abstract

This paper presents the first U-Pb ages obtained in gneisses of the neoproterozoic Uruaçu Complex. Located in the center of the Goiás Massif, this unity is limited by the Barro Alto and Niquelândia Complexes to the east, and by Archean and Paleoproterozoic terranes to the west.

The Uruaçu Granulitic Complex comprises a variety of para and orthogneisses that shows amphibolitic to granulitic metamorphic facies conditions. U-Pb SHRIMP, TIMS and LA-ICPMS analyses performed in zircon from felsic and mafic orthogneisses reveals ages ranging from c.a. 690 to 650 Ma, which are interpreted as reflecting igneous crystallization. Both zircon overgrowths and titanite grains results in the metamorphic age around 650-630 Ma, and suggests that the metamorphism was concomitant with the intrusion in deeper levels on the crust.

The Uruaçu Complex, though, characterizes a magmatic event roughly coeval with high-grade metamorphism in the Goiás Massif, as a consequence of the collision of the Amazon and São Francisco cratons in the Neoproterozoic. In addition, the geological context, allied to U-Pb crystallization and provenance ages discussed in this work are analogous to that observed in the Anapolis-Itaçu Complex, exposed in the southern Brasília Belt. This may suggests a connection between both complexes, resulting in a wide granulitic belt developed behind the Goiás Magmatic Arc, although further research is necessary to confirm this interpretation.

Keywords: Neoproterozoic, magmatism, high-grade metamorphism, Uruaçu Complex, Brasília Belt.

5.2 Introduction

The Uruaçu Complex comprises a variety of para- and orthogneisses, metamorphosed under amphibolite to granulite facies. These rocks are exposed in the center of the Goiás Massif, which is interpreted as a microcontinent confined in the Tocantins Province during the Brasiliano Orogeny. Early studies have attributed an Archean to Paleoproterozoic age to the Uruaçu Complex (Ribeiro Filho *et al.*, 1978; Lacerda Filho *et al.*, 1999). Conversely, Barreto Filho (1992) has proposed a correlation with the Barro Alto, Cana Brava and Niquelândia Complexes due to a similar aeromagnetic signature. However, Oliveira *et al.* (2006), during a recent mapping project and based on field aspects, have considered the rocks of the Uruaçu Complex to be Neoproterozoic in age.

This uncertain geological and geochronological context has led to a detailed investigation of this unit, aiming to constraint the crystallization and metamorphic ages and also to identify the sources involved in the deposition of the paragneisses protholiths. Hence, this study presents the first LAM-ICPMS and ID-TIMS U-Pb geochronological data and Nd isotopic characteristic of the para- and orthogneisses of the Uruaçu Complex, which is similar to that from the Anápolis-Itaçu Complex, a high-grade unit exposed in the southern Brasília Belt. Therefore, the data presented here provides new elements to consider regarding the final evolution of the Brasília Belt.

5.3 Geological setting

The Brasília Belt is an orogen developed as the result of island arc amalgamation and continental collision between the Amazonian and São Francisco continents during the Neoproterozoic. This orogenic belt is divided into four main sectors: (i) a thrust-and-fold belt, consisting of Neoproterozoic metasedimentary sequences forming the eastern part of the belt, along the western margin of the São Francisco Craton, (ii) the metamorphic core, comprising high-grade rocks and ultra-high temperature granulites in the central part of the belt, (iii) the Goiás Massif, interpreted as a microcontinent accreted to the continental margin at the end of the Neoproterozoic (iv) the Goiás Magmatic Arc, which represents a juvenile terrain forming the westernmost part of the

orogen (Brito Neves & Cordani, 1991; Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2000b) (Figure 5.1).

The Uruaçu Complex (UC) has been traditionally included in the Goiás Massif (Figure 5.1), which consists of (1) an Archean TTG-greenstone core surrounded by Paleoproterozoic units; (2) Paleo- to Mesoproterozoic platformal metasedimentary covers of the Serra da Mesa Group; and (3) Meso- to Neoproterozoic mafic-ultramafic layered complexes of Barro Alto, Niquelândia and Canabrava, and associated metavolcanosedimentary sequences. The eastern margin of the Goiás Massif is marked by a regional seismic and gravimetric discontinuity, interpreted as a suture produced by closure of the Brasilides Ocean at the end of the Neoproterozoic (Marangoni *et al.*, 1995; Soares *et al.*, 2006). At the surface, this suture zone is represented by the Rio Maranhão fault system (Figure 5.1; Soares *et al.*, 2006).

The Barro Alto, Niquelândia and Cana Brava Complexes define the eastern boundary of the Goiás Massif. These large layered mafic-ultramafic bodies underwent amphibolite to granulite facies metamorphism, and locally present ultrahigh-temperature paragenesis (Ferreira Filho *et al.*, 1998; Moraes & Fuck, 2000). U-Pb zircon analyses performed on Barro Alto and Niquelândia Lower Series revealed igneous crystallization ages at ca. 780 Ma and metamorphic overgrowth around 760 Ma (Pimentel *et al.*, 2004; 2006). The short time interval between igneous activity and metamorphism had led authors to suggest that the intrusions took place at a deeper level in the crust, probably in a back-arc setting installed on the Goiás Massif (Moraes *et al.*, 2006; Pimentel *et al.*, 2004; 2006).

The westernmost unit of the Brasília Belt is the Goiás Magmatic Arc, which is separated from the Goiás Massif by an important tectonic boundary named the Rio dos Bois Fault (Figure 5.1). This large Neoproterozoic arc is composed by voluminous primitive tholeiitic to calc-alkaline magmatism in two age intervals, 890 to 860 and 670-610 Ma, with younger magmas being progressively more evolved (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Junges *et al.*, 2003; Laux *et al.*, 2005; Fuck *et al.*, 2006a). These rocks present juvenile Nd isotopic signature, with ϵ_{Nd} values from +3 to +6 and T_{DM} model ages mostly between 0.8 and 1.1 Ga, which is similar to modern intraoceanic arc settings (Pimentel *et al.* 1997, Junges *et al.*, 2002; 2003). The juvenile character is confirmed by the isotopic nature of the detrital metasedimentary rocks, with T_{DM} model ages between 0.9 and 1.2 Ga, indicating therefore the provenance from the surrounding, juvenile arc rocks (Pimentel *et al.* 2001; Junges *et al.*, 2002; 2003). The

main metamorphic episode occurred between 640 and 615 Ma, and it is interpreted as the result of final ocean closure (Pimentel *et al.*, 1997; Junges *et al.*, 2002b, 2003).

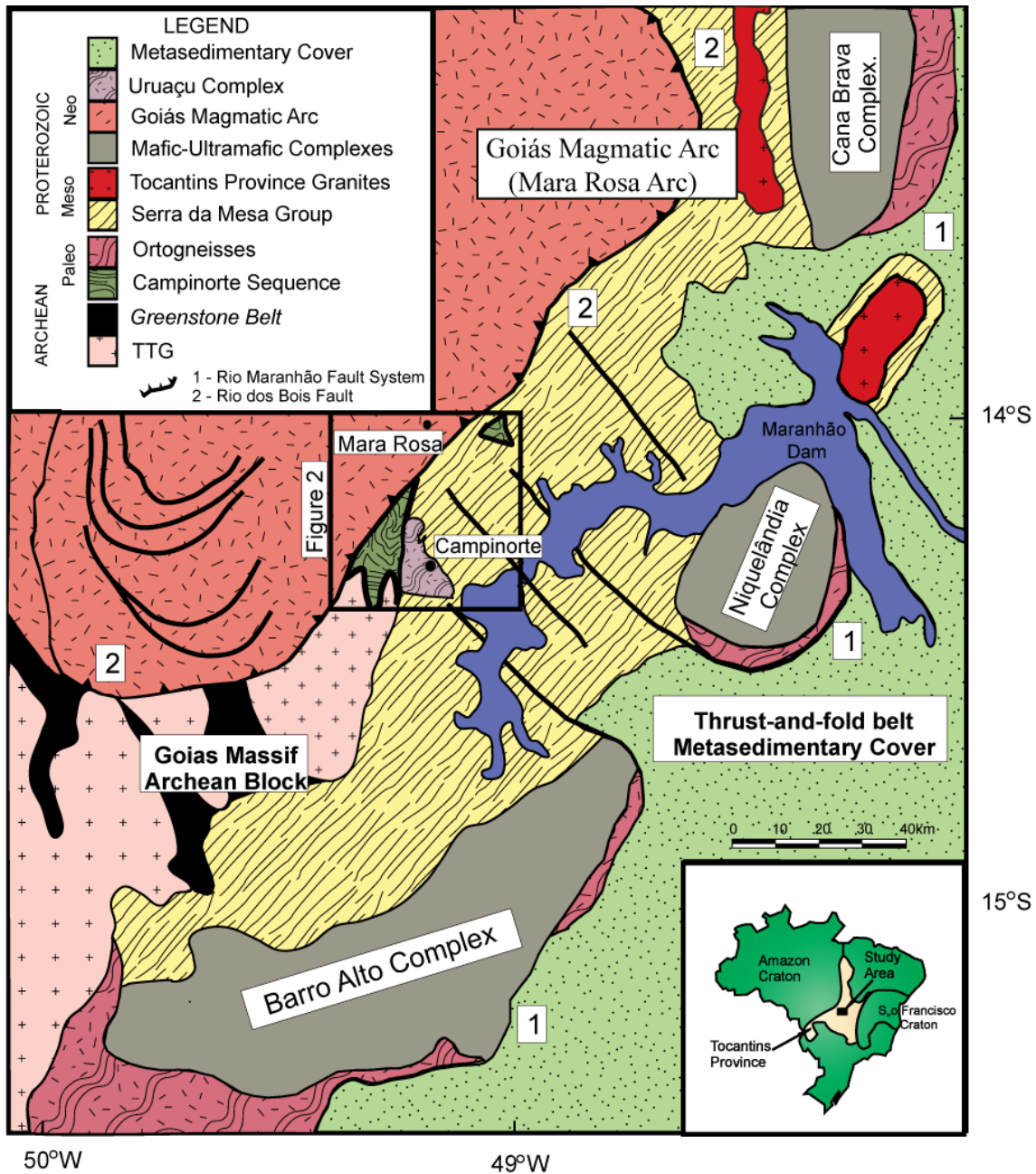


Figure 5.1 - Geological sketch map of the northwestern part of the Brasília Belt (modified after Pimentel *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2006).

In the southern part of the Brasília Belt, the Goiás Magmatic Arc is in contact with high-grade rocks of the Anápolis-Itaçu Complex, which includes ortho- and paragneisses, locally with ultrahigh-temperature paragenesis, represented by sapphirine+quartz (Moraes *et al.*, 2002; Baldwin *et al.*, 2005), as well as deformed and metamorphosed granites and several layered mafic-ultramafic complex also

metamorphosed under high grade conditions. SHRIMP U-Pb igneous zircon ages of orthogneisses vary between 760 and 650 Ma. Metamorphic overgrowths have been dated around 650-640 Ma (Piuzana *et al.*, 2003a). T_{DM} Sm-Nd model ages of granulitic rocks falls into two age intervals, between 2.3-1.9 Ga and 1.7-1.4 Ga, and $\epsilon_{Nd}(T)$ values are negative, ranging from -9.3 to -1.4 (Piuzana *et al.*, 2003a). The isotopic signature of these granulites is similar to the that presented by metasedimentary rocks of the Araxá Group and syntectonic granites (Pimentel *et al.*, 1999, 2001; Seer, 1999; Piuzana *et al.*, 2003a, 2003b), which implies that at least part of the aluminous granulites of the Anápolis-Itaçu Complex may represent high-grade equivalents of the Araxá Group (Piuzana *et al.*, 2003b).

5.4 The Uruaçu Complex

The Uruaçu Complex underlies a relatively small area in the central part of the Goiás Massif, which are separated from surrounding units mostly by regional-scale NW-SE and N-S shear zones (Oliveira *et al.*, 2006). This area presents a high magnetic signature in airborne magnetic survey data, which is similar to that observed in the mafic-ultramafic complexes of Barro Alto, Niquelândia and Cana Brava, which has led Barreto Filho (1992) to suggest that this terrain may be a “hidden” section of these complexes, displaced to the west by regional NW structures.

The Uruaçu Complex consists of exposures of para- and orthogneisses deformed and metamorphosed under amphibolite to granulite facies (Figure 5.2).

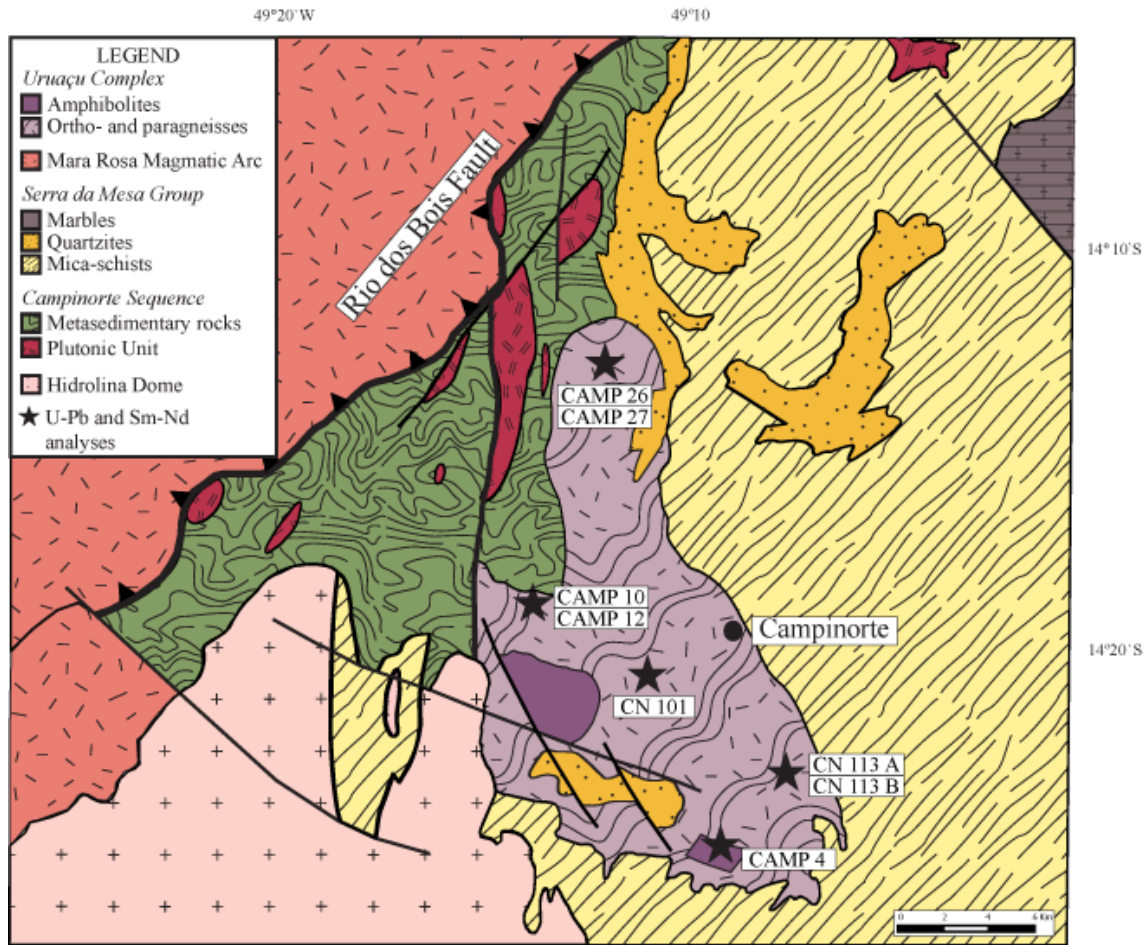


Figure 5.2 - Geological sketch map of the Uruaçu Complex (modified after Oliveira *et al.*, 2006).

5.4.1 Orthogneisses

Amphibole-gneisses with quartz-dioritic composition are the dominant rock type in the Uruaçu Complex and are generally deformed and migmatized (Figure 5.3a). These medium-grained rocks are composed essentially by brown hornblende, high-An oligoclase, biotite, titanite or rutile arranged in a granoblastic texture (Figure 5.4a). Secondary chlorite, epidote and biotite evidence a pervasive retrometamorphic event and may represent up to 70% of the rock modal composition. In low-strain zones, however, relict clinopyroxene crystals may be recognized.

Mafic and ultramafic rocks are very common in the Uruaçu Complex, and vary from outcrops with few meters up to hectare-size bodies. The main mafic lithotype is a medium-grained banded garnet-amphibolite, which is characterized by centimetric to metric alternance of plagioclase-rich and mafic bands (Figure 5.3b). The metamorphic assemblage comprises brown hornblende, interstitial oligoclase with high-anorthite

content and garnet (Figure 5.4b). Ultramafic rocks occur as fine- to medium-grained schists, which are composed by variable amounts of cummingtonite, actinolite, talc, magnesite, garnet and clinocllore arranged in a diablastic texture (Figure 5.4c). Massive, homogeneous steatite is also present.

One of these mafic rocks presents both concordant and discordant banded calc-silicate veins, emplaced during the late stages of the deformational process (Figure 5.3b). The veins display a sharp contact with the host-rock, characterized by a broad development of mylonites. These calc-silicate rocks are composed by hedembergite, garnet, vesuvianite, titanite, calcite and Ca-rich-plagioclase, which are typical of exoskarns (Figure 5.4d).

Felsic gneisses with *augen* structures are frequently related to N-S shear zones, and are dominantly of granitic composition. Perthitic orthoclase porphyroclasts may reach 7 cm in length, and their rims are replaced by thin layers of mymerquite (Figure 5.3c). Moreover, these *augen* gneisses also contain garnet porphyroblasts, oligoclase, biotite, titanite and apatite, as well as secondary epidote and calcite (Figure 5.4e). Homogeneous, fine-grained tonalitic orthogneisses also occur.

5.4.2 Paragneisses

The main paraderived rock type is a medium- to coarse-grained banded granulite, with alternating sillimanite-cordierite rich layers and quartz-feldspar bands. This rock contains spinel and quartz, which is representative of ultra-high temperature metamorphism in pure FMAS system (Harley, 1998; Moraes *et al.*, 2006). Both ultrahigh-temperature minerals present a corona of sillimanite or cordierite and hipidiomorphic almandine, perthitic orthoclase, plagioclase and late biotite are also present in the matrix. Paragneisses are also present and display a banded, tightly folded macrostructure (figure 5.3d). The mineral assemblage is composed chiefly by garnet porphyroblasts immersed on a thin-grained, strongly recrystallized quartz-feldspar-biotite-chlorite-muscovite matrix.

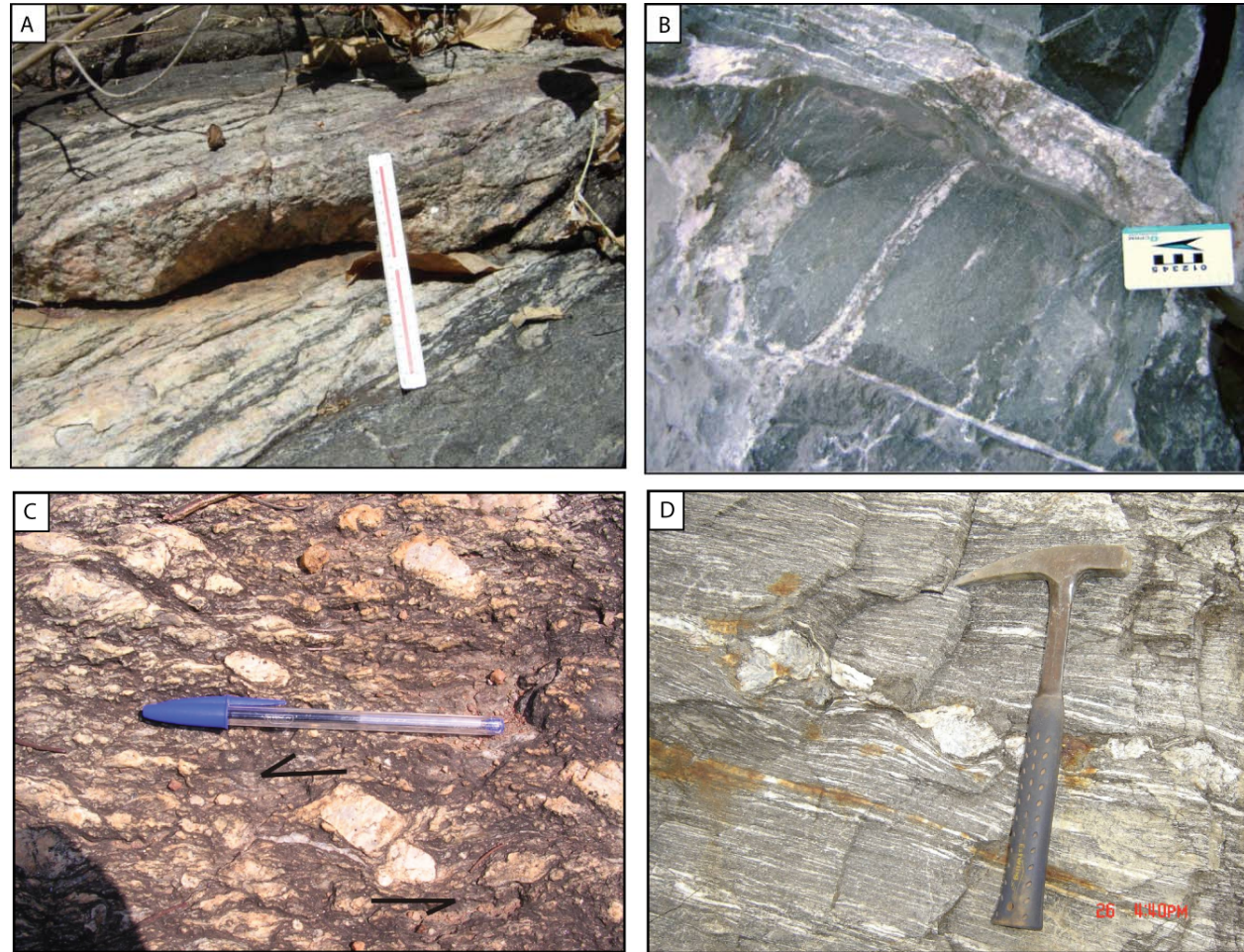


Figure 5.3 – (A) Migmatite characterized by centimetric to metric alternance of concordant felsic nesosome in between quartz-dioritic layers (sample CAMP 12). (B) Banded garnet-amphibolite, showing both concordant and discordant calci-silicate veins (sample CAMP 4). (C) Sheared *augen* gneiss with asymmetric potassium feldspar porphyroclasts. (sample CN 113 A). (D) Garnet paragneiss with concordant quartz-feldspatic segregations (sample CN 101).

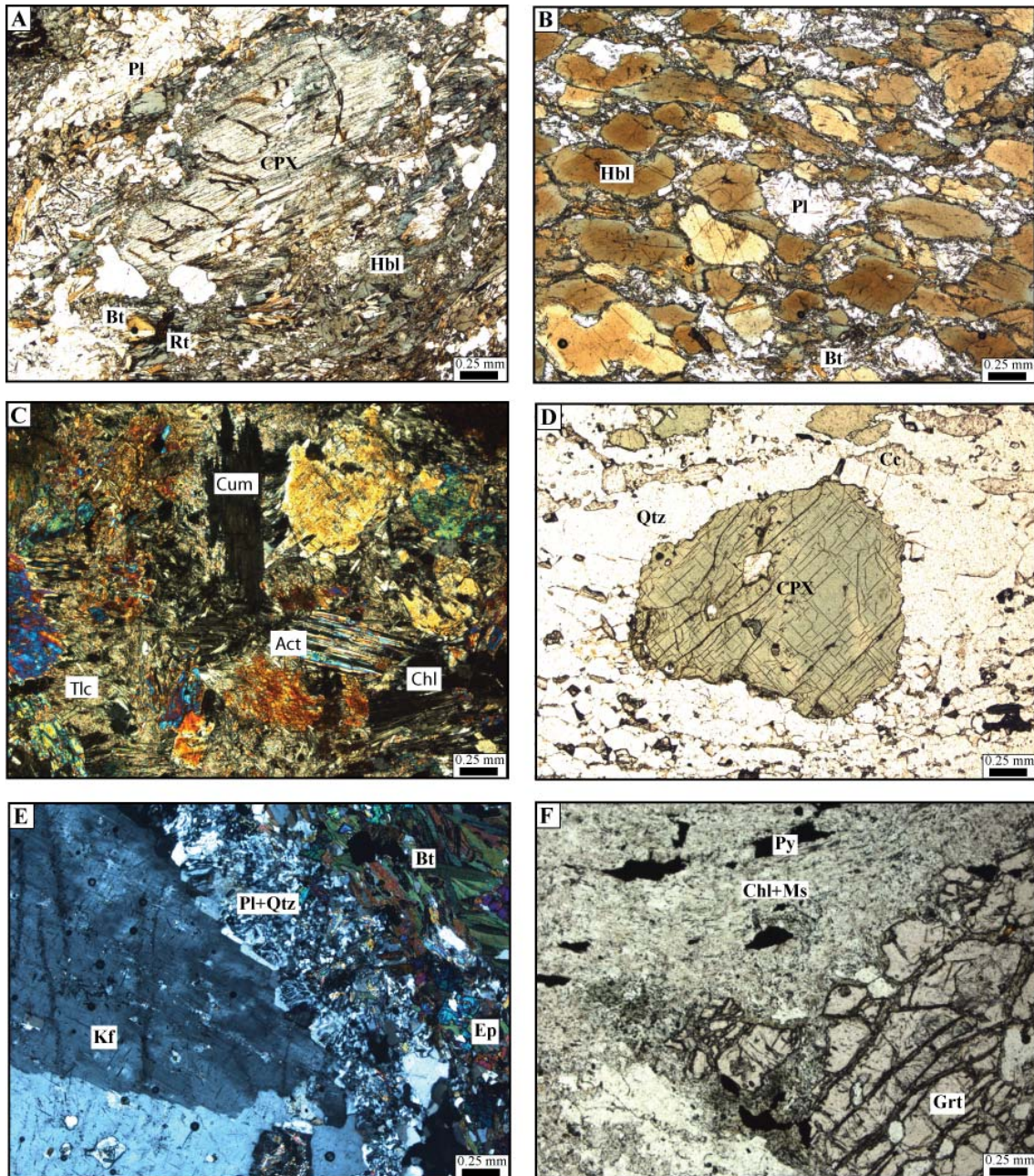


Figure 5.4 – (A) Quartz-diorite gneiss, with uraltized relict crystal of clinopyroxene (sample CAMP 26). (B) Banded garnet amphibolite, showing an amphibole rich layer and oligoclase (sample CAMP 4). (C) Metaultramafic rock, composed mainly by diablastic cummingtonite, actinolite and talc. (D) Calc-silicate vein views under thin section, showing hedembergite prophyroblasts in a calcite-quartz matrix (sample CAMP 4). (E) *Augen* gneiss with Kf porphyroclast rims partially replaced by mymerquite (sample CN 113A). (F) Paragneiss, composed by rotated garnet prophyroblasts in a fine-grained, intensely recrystallized, mica-rich matrix (sample CN 101).

5.5 Analytical procedures

5.5.1 U-Pb TIMS and LA-ICPMS methods

Zircon concentrates were extracted from ca. 10 kg rock samples, using a Frantz magnetic separator at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Mineral fractions were hand-picked under a binocular microscope to obtain fractions of similar size, shape and color.

For the conventional U-Pb analyses, fractions were dissolved in concentrated HF and HNO₃ (HF:HNO₃ = 4:1) using microcapsules in Parr-type bombs. A mixed ²⁰⁵Pb-²³⁵U spike was used. Chemical extraction followed standard anion exchange technique, using Teflon microcolumns, following modified procedures from Krogh (1973). Pb and U were loaded together on single Re filaments with H₃PO₄ and Si gel, and isotopic analyses were carried out on a Finnigan MAT-262 multi-collector mass spectrometer equipped with secondary electron multiplier-ion counting, at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Procedure blanks for Pb, at the time of analyses, were better than 10 pg. Data reduction and age calculations were performed using the PBDAT (Ludwig, 1993) and ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003) software. Errors for isotopic ratios are 2σ.

For *in situ* ICP-MS analyses, hand-picked zircon grains were mounted in epoxy blocks and polished to obtain a smooth surface. Backscattered electron and cathodoluminescence images were obtained using a scanning electron microscope, in order to investigate the internal structures of the zircon crystals prior to analysis.

Before LA-ICP-MS analyses, mounts were cleaned by carefully rinsing with dilute (ca. 2%) HNO₃. The samples were mounted together with GJ1 standard zircon (Jackson *et al.*, 2004) in a specially adapted laser cell, and loaded into a New Wave UP213 Nd:YAG laser ($\lambda = 213$ nm), linked to a Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICP-MS. Helium was used as the carrier gas and mixed with argon before entering the ICP. The laser was run at a frequency of 10 Hz and energy of 34%. In order to avoid down-hole fractionation during ablation, we opted for a raster scan of about 70 μm in total diameter with a spot size of 30 μm.

The masses 204, 206 and 207 were measured with ion counters, and ²³⁸U was analysed on a Faraday cup. The content of ²⁰²Hg was monitored on an ion counter for

correction of the isobaric interference between ^{204}Hg and ^{204}Pb . The signals during ablation were taken in 40 cycles of 1 sec each. For data evaluation, only coherent intervals of signal response were considered. Data reduction was performed with an Excel spreadsheet developed by one of the authors, which considers blank values, zircon standards composition, and errors and error propagation. The ^{204}Pb signal intensity was calculated and corrected using a natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ ratio of 4.346. A common Pb correction was applied for zircons with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ lower than 1000, applying a common lead composition following the Stacey and Kramers (1975) model. Plotting of U–Pb data was performed by ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003). Errors for isotopic ratios are presented at the 2σ level.

5.5.2 Sm-Nd method

Sm-Nd isotopic analyses followed the method described by Gioia and Pimentel (2000) and were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Whole rock powders (ca. 50 mg) were mixed with ^{149}Sm - ^{150}Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, using Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP – diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). Sm and Nd samples were loaded on Re evaporation filaments of double filament assemblies and the isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode. Uncertainties for Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are better than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ) respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.7219 and the decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. The T_{DM} values were calculated using the model of De Paolo (1981).

5.6 Samples and results

U-Pb and Sm-Nd analyses were performed on ortho- and para-derived samples of the Uruaçu Complex. Analytical results are presented in Tables 5.1 to 5.8, and Figure 5.2 shows samples location.

5.6.1 Quartz-dioritic gneisses

Sample CAMP 26 corresponds to a sheared quartz-dioritic gneiss. It contains colorless to yellowish elongate zircon prisms, with well-formed faces but round terminations. Ovoid, pristine metamorphic crystals are also present. Twelve spot analyses yielded concordant results which reveal a Concordia age of 692 ± 5 Ma (MSWD=0.021; Figure 5.5), interpreted as representative of the igneous crystallization age. The metamorphic event is given by one spot analysis, located on a thin, bright outer rim, which yielded a concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 650 ± 2 Ma.

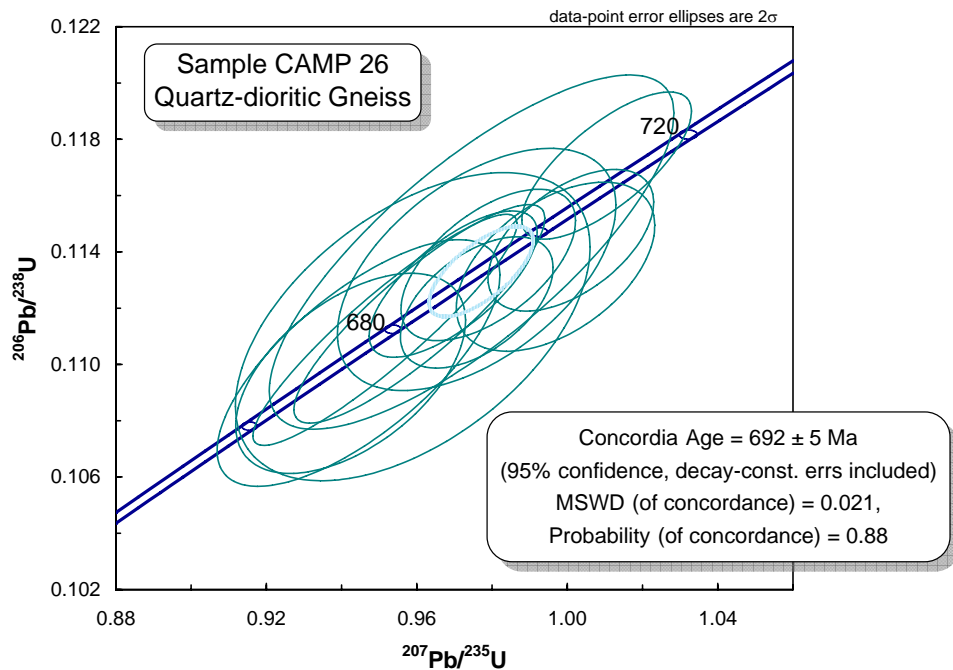


Figure 5.5 - Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from quartz-dioritic gneisses of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2σ .

Sample CAMP 12 corresponds to a migmatite, characterized by centimetric to metric alternance of felsic, concordant nesossome in between quartz-dioritic layers. Two distinct zircon populations are observed. The first group comprises yellowish to brownish grains, with stubby to prismatic habit and rounded surfaces. Under CL images, these crystals present low luminescent cores, which are surrounded by thin, bright and structureless metamorphic overgrowths (Figure 5.6). Most of these crystals show well developed oscillatory zoning, suggesting the crystallization from a melt phase. The second and dominant fraction is composed by "soccer ball"-type, light-pink pristine grains, with well-defined faces, typical of growth under granulite facies (Vavra *et al.*, 1996; Schaltegger *et al.*, 1999).

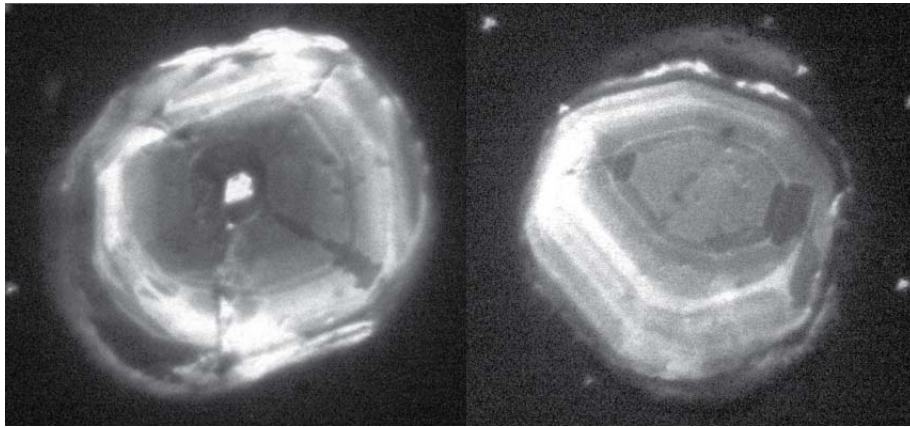


Figure 5.6 – CL images of the zircon grains from the sample CAMP 12.

Twelve spot analyses on zircon grains from the first group yielded a concordia age of 671 ± 4 Ma (MSWD=7.8; Figure 5.7a), which is interpreted as the age of igneous crystallization.

The second zircon group, produced twelve concordant analyses resulting in a concordia age of 659 ± 3 Ma (MSWD=2.3; Figure 5.7b). Considering the zircon internal texture and external morphology and also that this rock is a migmatite, the age is interpreted as the best estimate for the high grade metamorphism and anatexis.

The quartz-dioritic gneisses present similar $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of 0.12, and T_{DM} model ages varying between 1.10 and 1.47 Ga. The ϵ_{Nd} values at $T=670$ Ma ranges from 1.09 to -3.99, indicating different degrees of assimilation of older country rocks by the original magma (Table 5.8). T_{DM} model ages are in the same range as those observed for the juvenile rocks of the Goiás Magmatic Arc, to the west, suggesting that juvenile, arc-related magmatism is also present in the Uruaçu Complex.

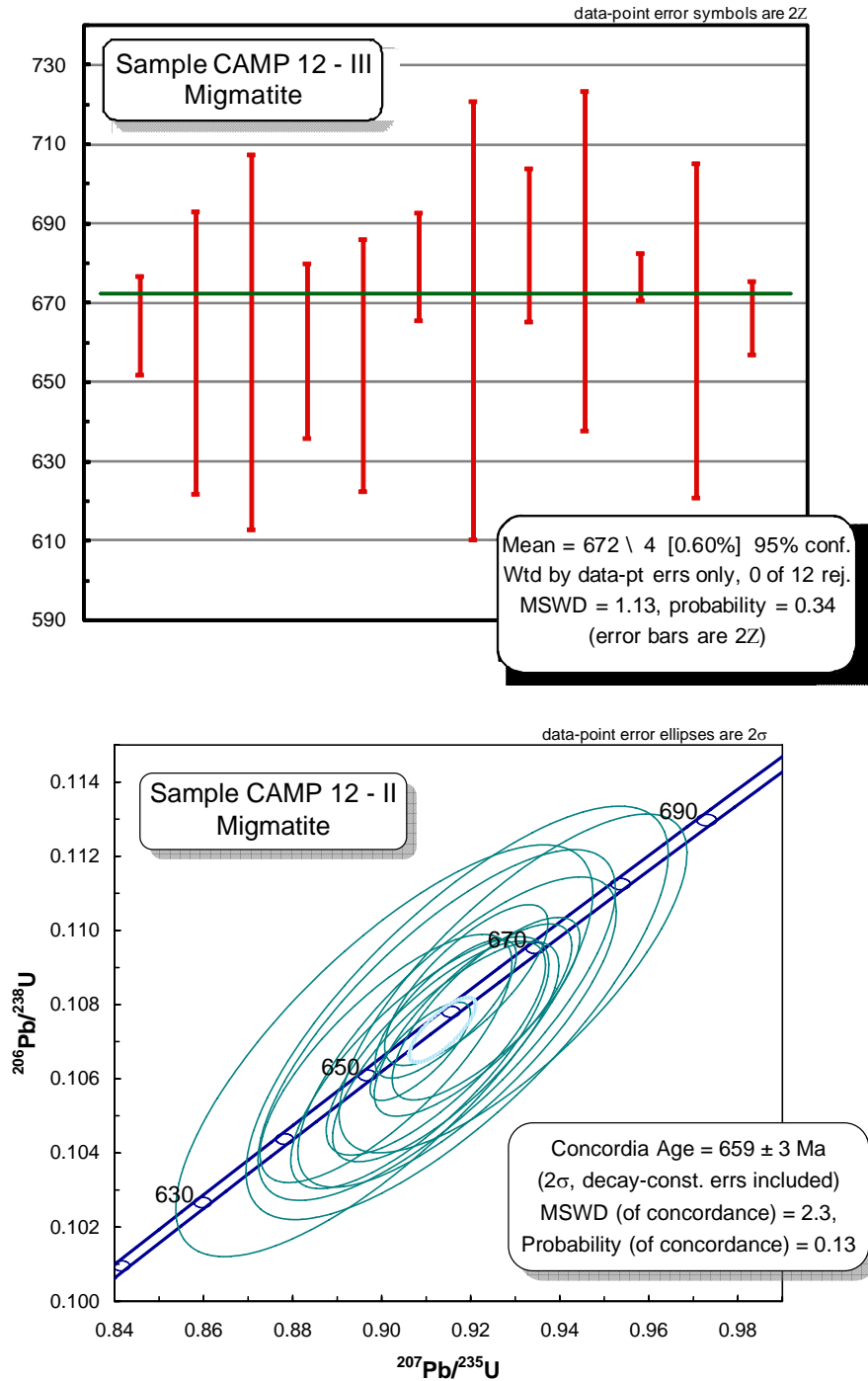


Figure 5.7 - Diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from quartz-dioritic migmatites of the Uruaçu Complex. A) Weighted average diagram of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages obtained in prismatic zircon grains. B) Concordia diagram obtained in “soccer-ball” zircon crystals.

5.6.2 Amphibolites

Sample CAMP 4 corresponds to a banded garnet-amphibolite exposed in a quarry near the BR-153 road, and which is crosscut by several concordant and discordant calc-silicate veins. Zircon grains are clear, colorless to light pink and present a poorly

defined prismatic habit. Crystals are often broken. Under CL imaging, these crystals present low luminescence, as well as very thin, bright and structureless external rims. Individual round, pristine metamorphic crystals are also observed. Twelve concordant analyses performed on the zircon nuclei rendered a concordia age of 651 ± 2 Ma (MSWD=1.3; Figure 5.8a), which is taken as the crystallization age of the mafic protholith.

One homogeneous titanite population was also analyzed, and comprises dark brown grains, free of inclusions. Detailed petrography revealed that titanite occurs within the exoskarn assemblage. Considering that titanite has a closure temperature of the U-Pb isotopic system of approximately 650-700° C (Frost *et al.*, 2000; Storey *et al.*, 2007), and that this mineral normally participate in metamorphic reactions during metamorphism of calc-silicate rocks, titanite shall constrain the high-grade metamorphic overprint on this rock. Nevertheless, these veins are concordant to discordant and then, in this case, the titanite age represents better a tardi-deformational condition, in which the high-grade conditions have still prevailed.

Four titanite fractions were investigated by conventional ID-TIMS and are highly discordant. Regression of three analyses indicates a discordia line, with a lower intercept age of 635 ± 4 Ma (MSWD=0.78; Figure 5.8b), which is somewhat younger than the zircon age obtained on the amphibolite. Therefore, the zircon and titanite data for this amphibolite suggest that the igneous crystallization was roughly coeval with the high grade metamorphism, probably due to intrusion of the original mafic magmas at lower crustal levels.

As expected, this amphibolite presents a strongly positive ϵ_{Nd} (T=650 Ma) of +3.0, indicating the depleted signature of the mantle source (Table 5.8).

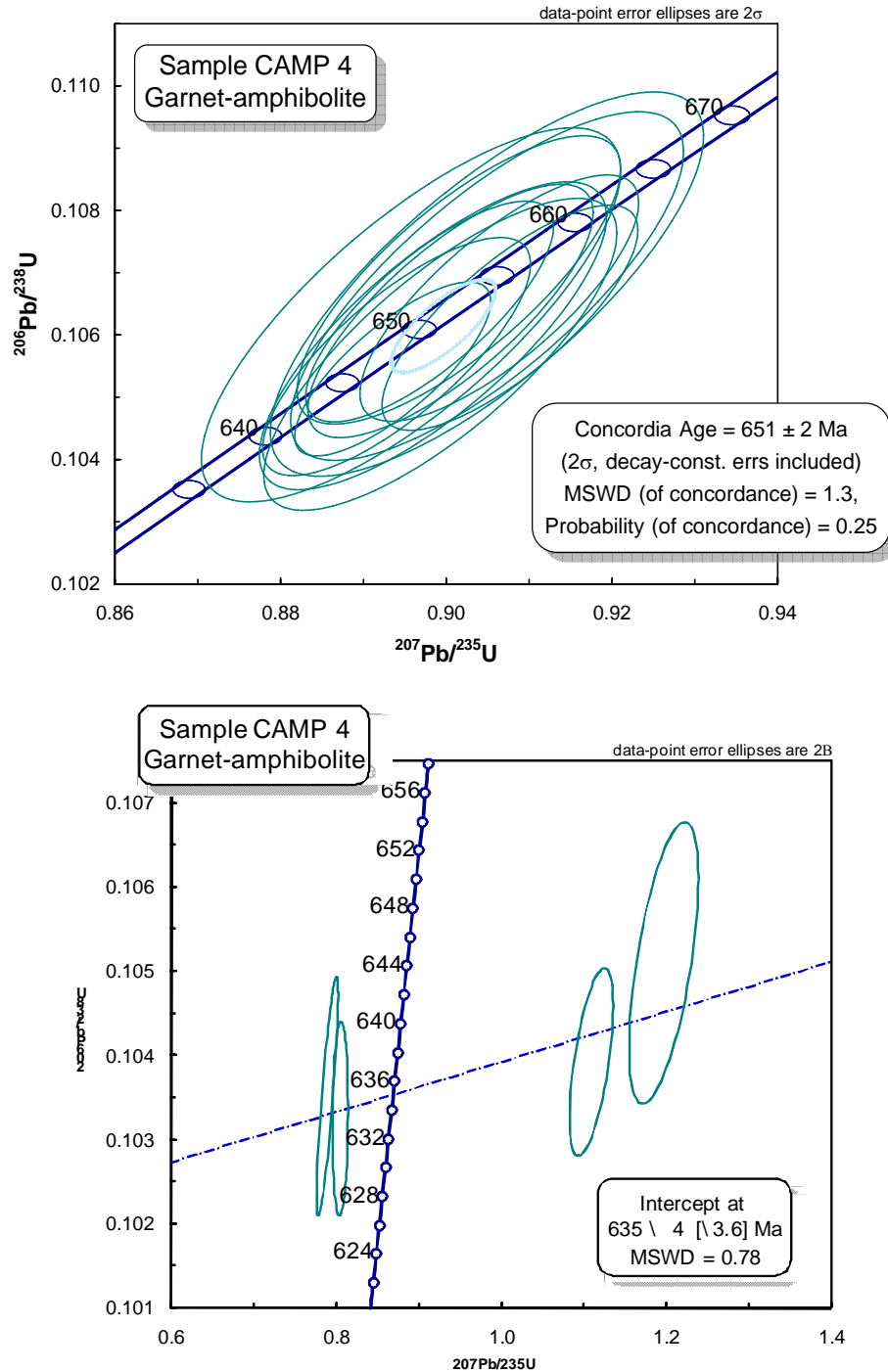


Figure 5.8 - Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from an amphibolite of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2σ . A) Concordia age obtained in zircon grains. B) Tera-Wasseburg diagram from titanite grains.

5.6.3 *Augen* gneiss

Sample CN 113A is an *augen* gneiss of granitic composition. Zircon grains are dominantly colorless to brownish and vary from equant to elongate prisms, with well defined faces and rounded terminations. Under CL, crystals present low luminescent

cores with weak zoning, and thin, bright outer overgrowths which rarely presents oscillatory zoning. Resorption structures are observed as engulfment of the core. A second group of zircon crystals is composed by long prismatic grains with rounded surfaces. This population shows well defined oscillatory zoning and is surrounded by a thin, bright and structureless rim. Rounded, pristine metamorphic grains are also present.

U-Pb analyses carried out on both zircon types revealed that they are coeval and therefore crystallized under the same melt conditions. Nineteen spot analyses produced concordant results and yielded a concordia age of 667 ± 7 (MSWD=0.82; Figure 5.9), which is interpreted as the igneous crystallization age of the protolith. One concordant spot carried on a bright, structureless zircon overgrowth yielded a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 652 ± 2 Ma, which indicates the time of high grade metamorphism.

Nd model ages obtained in two of these augen gneisses are 1.29 and 1.48 Ga, with negative $\varepsilon_{\text{Nd}}(T=670\text{Ma})$ values (-2.28 to -3.14), which reveal that the igneous protoliths have been contaminated with material derived from older sialic crust (Table 5.8).

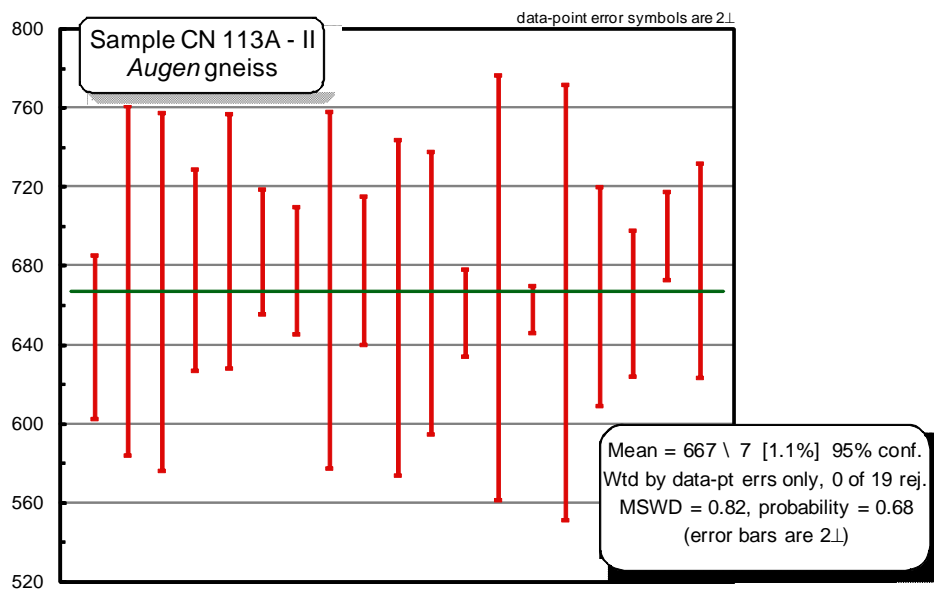


Figure 5.9 - Concordia diagram for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from *augen*-gneisses of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2 σ .

Table 5.1 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 26.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ ind.
2	-	0.06345	0.00106	0.11441	0.00206	1.00096	0.01799	723.2	35.6	698.3	11.9	704.3	9.1	0.54
3	-	0.06232	0.00149	0.11180	0.00317	0.96069	0.02726	685.1	51.0	683.2	18.4	683.7	14.0	0.87
4	-	0.06260	0.00116	0.11707	0.00214	1.01048	0.01843	694.6	39.5	713.7	12.3	709.1	9.3	0.74
5	10071	0.06253	0.00133	0.11354	0.00220	0.97901	0.01895	692.5	45.4	693.2	12.7	693.1	9.7	0.58
8	5297	0.06231	0.00125	0.11285	0.00212	0.96967	0.01824	684.9	42.8	689.3	12.3	688.3	9.4	0.71
10	8655	0.06371	0.00114	0.11347	0.00245	0.99688	0.02156	732.1	37.8	692.9	14.2	702.2	10.9	0.49
11	-	0.06308	0.00107	0.11220	0.00191	0.97595	0.01658	711.0	36.2	685.5	11.0	691.5	8.5	0.53
12	16051	0.06204	0.00222	0.11123	0.00335	0.95156	0.02870	675.5	76.5	679.9	19.4	678.9	14.8	0.92
15	3065	0.06246	0.00237	0.11134	0.00447	0.95894	0.03852	689.9	80.9	680.5	25.9	682.7	19.8	0.51
16	-	0.06200	0.00289	0.11399	0.00514	0.97459	0.04396	674.2	99.8	695.9	29.7	690.8	22.4	0.78
17	7105	0.06231	0.00161	0.10968	0.00290	0.94242	0.02496	684.8	55.3	670.9	16.9	674.2	13.0	0.53
18	4183	0.06243	0.00192	0.11337	0.00351	0.97592	0.03026	688.7	65.7	692.3	20.3	691.5	15.4	0.53
20	60385	0.06224	0.00199	0.11005	0.00358	0.94452	0.03073	682.5	68.4	673.0	20.8	675.2	15.9	0.71

Table 5.2 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 12 - I.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ ind.
2	-	0.06129	0.00132	0.10857	0.00215	0.91751	0.01815	649.3	46.1	664.4	12.5	661.0	9.6	0.84
3	2597	0.06156	0.00369	0.10813	0.00616	0.90058	0.05130	658.8	125.9	657.6	35.6	652.0	27.0	0.81
4	2194	0.06162	0.00509	0.10870	0.00818	0.91171	0.06858	661.0	172.0	660.1	47.2	658.0	35.8	0.86
5	2863	0.06157	0.00199	0.10812	0.00381	0.90054	0.03172	659.1	67.8	658.0	22.0	652.0	16.8	0.61
6	1510	0.06145	0.00274	0.10807	0.00554	0.90778	0.04655	655.0	91.7	654.1	31.9	655.9	24.5	0.89
7	7792	0.06237	0.00142	0.11111	0.00234	0.95561	0.02012	686.8	48.5	679.2	13.6	681.0	10.4	0.15
8	5572	0.06179	0.00539	0.10911	0.00954	0.90825	0.07939	666.8	185.8	665.6	55.3	656.1	41.4	0.93
9	9387	0.06256	0.00199	0.11203	0.00334	0.96653	0.02884	693.5	67.7	684.6	19.4	686.7	14.8	0.87
10	4729	0.06222	0.00397	0.11177	0.00741	0.93854	0.06219	681.8	135.2	683.0	42.8	672.1	32.1	0.75
11	-	0.06152	0.00063	0.11067	0.00103	0.93880	0.00877	657.5	22.0	676.6	6.0	672.3	4.6	0.52
12	3097	0.06170	0.00428	0.10896	0.00728	0.92196	0.06163	663.6	145.3	663.1	42.1	663.4	32.0	0.78
13	2489	0.06179	0.00102	0.10965	0.00160	0.92680	0.01351	666.9	34.3	666.2	9.2	665.9	7.1	0.63

Table 5.3 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 12 – II.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ ind.
1	-	0.06200	0.00189	0.10726	0.00342	0.91696	0.02922	674.1	65.1	656.8	19.9	660.7	15.4	0.77
2	-	0.06174	0.00060	0.10674	0.00108	0.90867	0.00921	665.0	20.7	653.8	6.3	656.3	4.9	0.78
3	6178	0.06207	0.00114	0.10789	0.00201	0.92344	0.01722	676.6	39.1	660.5	11.7	664.2	9.0	0.77
4	240915	0.06209	0.00213	0.10857	0.00373	0.92951	0.03195	677.1	73.4	664.4	21.7	667.4	16.7	0.77
5	-	0.06141	0.00103	0.10853	0.00177	0.91901	0.01500	653.7	36.2	664.2	10.3	661.8	7.9	0.77
6	29593	0.06205	0.00133	0.10758	0.00212	0.92051	0.01812	675.9	45.8	658.7	12.3	662.6	9.5	0.77
7	-	0.06118	0.00265	0.10676	0.00454	0.90059	0.03827	645.5	93.0	653.9	26.4	652.0	20.2	0.77
8	-	0.06158	0.00221	0.10745	0.00386	0.91239	0.03280	659.6	76.8	657.9	22.4	658.3	17.3	0.77
9	9120	0.06146	0.00090	0.10789	0.00153	0.91440	0.01296	655.5	31.5	660.5	8.9	659.4	6.8	0.77
10	11433	0.06191	0.00163	0.10643	0.00278	0.90858	0.02369	670.9	56.3	652.0	16.2	656.3	12.5	0.78
12	32649	0.06132	0.00158	0.10655	0.00273	0.90097	0.02312	650.6	55.3	652.7	15.9	652.2	12.3	0.77
13	23251	0.06193	0.00133	0.10682	0.00236	0.91218	0.02013	671.6	45.9	654.3	13.7	658.2	10.6	0.78
14	12936	0.06170	0.00263	0.10778	0.00455	0.91695	0.03875	663.8	91.4	659.8	26.4	660.7	20.3	0.77
15	-	0.06213	0.00139	0.10673	0.00242	0.91439	0.02077	678.6	47.8	653.7	14.1	659.4	11.0	0.78

Table 5.4 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CAMP 4.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ ind.
1	16253	0.06167	0.00095	0.10659	0.00162	0.90640	0.01375	662.6	33.0	652.9	9.4	655.1	7.3	0.78
2	43697	0.06144	0.00149	0.10682	0.00252	0.90491	0.02136	654.6	52.1	654.2	14.7	654.3	11.3	0.77
4	-	0.06139	0.00101	0.10639	0.00166	0.90051	0.01407	652.8	35.3	651.7	9.7	652.0	7.5	0.77
5	-	0.06122	0.00085	0.10638	0.00145	0.89800	0.01223	647.0	29.8	651.7	8.4	650.7	6.5	0.77
6	-	0.06110	0.00153	0.10632	0.00245	0.89574	0.02067	642.7	54.0	651.4	14.3	649.5	11.0	0.77
7	-	0.06147	0.00115	0.10599	0.00202	0.89839	0.01712	655.8	40.2	649.4	11.8	650.9	9.1	0.78
9	5715	0.06171	0.00123	0.10569	0.00205	0.89929	0.01741	664.0	42.8	647.7	11.9	651.3	9.3	0.78
10	5727	0.06136	0.00101	0.10565	0.00156	0.89400	0.01321	652.0	35.3	647.5	9.1	648.5	7.1	0.78
12	57116	0.06145	0.00072	0.10545	0.00114	0.89354	0.00966	655.0	25.1	646.3	6.6	648.3	5.2	0.78
13	69323	0.06117	0.00116	0.10688	0.00189	0.90152	0.01595	645.2	40.7	654.6	11.0	652.5	8.5	0.77
14	-	0.06146	0.00133	0.10679	0.00229	0.90494	0.01938	655.3	46.3	654.1	13.3	654.4	10.3	0.77
15	-	0.06194	0.00093	0.10628	0.00148	0.90769	0.01261	672.0	32.1	651.1	8.6	655.8	6.7	0.78

Table 5.5 - Summary of ID-TIMS U-Pb data for titanite grains from sample CAMP 4.

Fractions	Size (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	U/Th	Radiogenic Ratios						Ages				
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ma		
1	0.100	76.77	24.18	10.88	0.1417	89.4424	1.1090	1.91	0.10392	0.88	0.60	0.0773999	637.34	757.7	1131.5	31
2	0.081	102.06	27.03	13.43	0.1316	267.8317	0.8044	0.98	0.103242	0.91	0.09	0.0565112	633.38	599.33	472.51	7.4
3	0.131	101.17	27.27	83.07	1.3000	220.7328	0.7897	1.35	0.103517	1.12	0.85	0.0553269	634.99	590.99	425.46	16
4	0.090	60.88	16.52	12.09	0.1986	228.6430	1.1969	2.89	0.105095	1.30	0.61	0.0826016	644.2	799.17	1259.8	46

Table 5.6 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CN 113A - II.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ind.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ind.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ ind.
2	2413	0.06218	0.00117	0.11194	0.00228	0.94200	0.01919	680.4	39.2	679.3	13.1	673.9	10.0	0.19
3	-	0.06148	0.00063	0.11062	0.00114	0.93781	0.00970	656.2	22.0	676.3	6.6	671.7	5.1	0.23
7	14889	0.06154	0.00034	0.10980	0.00054	0.93173	0.00456	658.1	11.8	671.6	3.1	668.5	2.4	0.55
9	1701	0.06183	0.00084	0.11018	0.00155	0.92761	0.01304	668.1	28.0	667.2	8.9	666.4	6.8	0.22
13	25060	0.06163	0.00106	0.11020	0.00188	0.93649	0.01597	661.4	37.0	673.9	10.9	671.0	8.3	0.46
14	-	0.06263	0.00066	0.11002	0.00118	0.95016	0.01022	695.7	22.3	672.9	6.9	678.2	5.3	0.28
16	1528	0.06234	0.00182	0.11325	0.00308	0.94746	0.02577	685.8	60.2	684.0	17.7	676.8	13.3	0.84
18	12974	0.06211	0.00158	0.11042	0.00275	0.94568	0.02359	677.8	54.4	675.2	16.0	675.8	12.2	0.46
19	-	0.06114	0.00118	0.10804	0.00198	0.91079	0.01669	644.1	41.3	661.3	11.5	657.5	8.8	0.43
20	64455	0.06196	0.00257	0.10753	0.00450	0.91863	0.03842	672.6	88.7	658.4	26.1	661.6	20.1	0.58
21	-	0.06211	0.00148	0.11151	0.00245	0.95508	0.02095	678.0	51.0	681.5	14.2	680.7	10.8	0.82
22	-	0.06254	0.00190	0.10976	0.00332	0.94652	0.02860	692.6	64.6	671.3	19.2	676.3	14.8	0.55
23	-	0.06239	0.00092	0.10898	0.00143	0.93755	0.01226	687.4	31.4	666.8	8.3	671.6	6.4	0.62
24	-	0.06211	0.00094	0.10782	0.00163	0.92333	0.01396	677.8	32.2	660.1	9.5	664.1	7.3	0.50
25	-	0.06183	0.00261	0.10688	0.00427	0.91123	0.03643	668.3	90.3	654.6	24.8	657.7	19.2	0.87
26	6013	0.06211	0.00109	0.11275	0.00197	0.96560	0.01687	677.8	37.6	688.7	11.4	686.2	8.7	0.65
27	50938	0.06156	0.00244	0.11022	0.00444	0.93564	0.03772	658.9	85.0	674.0	25.7	670.6	19.6	0.65
28	73710	0.06178	0.00207	0.10832	0.00374	0.92273	0.03183	666.5	71.6	663.0	21.7	663.8	16.7	0.52

Table 5.7 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CN 101.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ ind.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ ind.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ ind.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ ind.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ ind.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		2 σ ind.
1	82476	0.09412	0.00219	0.25139	0.00621	3.26266	0.08056	1510.5	44.0	1445.6	31.9	1472.2	19.0	0.91
2	180039	0.06658	0.00149	0.12742	0.00285	1.16986	0.02616	824.8	46.7	773.1	16.3	786.6	12.2	0.74
3	43149	0.11517	0.00384	0.30359	0.00932	4.82107	0.14808	1882.5	60.0	1709.1	45.9	1788.6	25.5	0.93
4	3171	0.07266	0.00776	0.17203	0.01625	2.01035	0.18985	1004.4	204.4	1018.2	88.9	1119.0	62.1	0.93
5	23729	0.06679	0.00390	0.13104	0.00820	1.20686	0.07548	831.3	121.8	793.8	46.5	803.7	34.1	0.78
6	454581	0.10629	0.00581	0.31498	0.01513	5.31092	0.25508	1736.7	97.2	1765.1	74.2	1870.6	40.2	0.88
7	-	0.08634	0.00490	0.23844	0.01220	3.59073	0.18374	1345.8	103.5	1379.0	63.5	1547.5	39.8	0.90
8	42701	0.06141	0.00177	0.10433	0.00308	0.88349	0.02611	653.7	61.7	639.7	18.0	642.9	14.0	0.67
9	19665	0.06619	0.00214	0.13203	0.00487	1.20501	0.04443	812.4	67.5	799.4	27.7	802.9	20.3	0.74
10	6103	0.06560	0.00150	0.13046	0.00346	1.18007	0.03130	793.6	47.9	790.5	19.7	791.3	14.5	0.72
11	34873	0.06550	0.00140	0.13011	0.00288	1.17516	0.02598	790.5	45.0	788.5	16.4	789.1	12.1	0.69
12	35496	0.11179	0.00988	0.31970	0.02319	4.92800	0.35751	1828.7	160.3	1788.2	112.3	1807.1	59.5	0.97
13	-	0.06675	0.00167	0.13494	0.00441	1.24206	0.04061	830.0	52.0	816.0	25.0	819.8	18.2	0.75
14	36697	0.06614	0.00208	0.13274	0.00411	1.21065	0.03749	810.9	65.9	803.5	23.4	805.5	17.1	0.52
15	-	0.06596	0.00247	0.13054	0.00539	1.18728	0.04902	805.1	78.4	790.9	30.7	794.7	22.5	0.80
16	145467	0.06605	0.00157	0.12802	0.00326	1.16590	0.02965	807.8	49.9	776.6	18.6	784.7	13.8	0.46
17	16827	0.09242	0.00117	0.23218	0.00352	2.95888	0.04488	1476.1	24.1	1345.9	18.4	1397.1	11.4	0.83
18	71956	0.06600	0.00179	0.13015	0.00379	1.18450	0.03448	806.5	56.8	788.7	21.6	793.4	15.9	0.71
19	799286	0.10950	0.00391	0.31052	0.01136	4.68871	0.17154	1791.2	65.0	1743.3	55.6	1765.2	30.2	0.86
20	-	0.06822	0.00190	0.14717	0.00556	1.58569	0.05992	875.3	55.2	885.1	31.3	964.6	23.3	0.96
21	-	0.06532	0.00198	0.12914	0.00427	1.16319	0.03846	784.8	63.8	782.9	24.3	783.5	17.9	0.33
22	-	0.06519	0.00211	0.13154	0.00477	1.18247	0.04286	780.6	68.0	796.6	27.1	792.5	19.7	0.53
23	3951	0.07542	0.00475	0.18764	0.00935	2.47304	0.12329	1079.8	117.5	1104.2	50.6	1264.2	35.4	0.93
24	7560	0.06678	0.00172	0.13027	0.00376	1.19955	0.03467	830.9	53.8	789.4	21.4	800.4	15.9	0.63
25	9681	0.06641	0.00195	0.12691	0.00402	1.16210	0.03679	819.2	61.3	770.2	22.9	782.9	17.1	0.64
26	-	0.06543	0.00217	0.12412	0.00437	1.11977	0.03944	788.1	69.7	754.2	25.0	762.9	18.7	0.75
27	10976	0.06730	0.00152	0.11631	0.00288	1.07944	0.02675	847.2	47.0	709.3	16.6	743.4	13.0	0.58
28	-	0.06567	0.00257	0.11882	0.00481	1.07592	0.04356	795.9	82.0	723.7	27.7	741.6	21.1	0.64
29	-	0.06562	0.00153	0.12597	0.00293	1.13976	0.02655	794.2	48.9	764.8	16.8	772.4	12.5	0.86
30	62373	0.06592	0.00213	0.12248	0.00421	1.11341	0.03824	804.0	67.5	744.8	24.1	759.8	18.2	0.79

Cont. Table 5.7 - Summary of LA-ICP-MS data for sample CN 101.

Spot	Isotopic ratios						Ages						rho	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ ind.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ ind.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ ind.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ ind.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ ind.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		2 σ ind.
31	2824	0.06316	0.00289	0.11803	0.00543	1.05586	0.04862	713.6	93.9	715.0	31.2	731.8	23.7	0.29
32	37003	0.08878	0.00323	0.22677	0.00802	2.77593	0.09819	1399.3	69.7	1317.5	42.0	1349.1	26.1	0.90
33	-	0.07559	0.00185	0.16933	0.00491	1.76497	0.05123	1084.3	49.1	1008.4	27.0	1032.7	18.6	0.97
34	13529	0.06550	0.00078	0.12459	0.00161	1.12535	0.01454	790.5	24.9	756.9	9.2	765.5	6.9	0.74
35	-	0.06617	0.00134	0.12622	0.00281	1.15169	0.02563	811.8	42.2	766.3	16.1	778.0	12.0	0.68
36	11452	0.06571	0.00191	0.12442	0.00400	1.12738	0.03622	797.2	61.1	756.0	22.9	766.5	17.1	0.79
37	42844	0.06601	0.00166	0.12878	0.00356	1.17220	0.03240	806.8	52.5	780.9	20.3	787.7	15.0	0.70
38	-	0.06592	0.00243	0.12522	0.00508	1.13821	0.04619	803.9	77.1	760.5	29.0	771.7	21.7	0.76
39	-	0.06538	0.00220	0.12704	0.00469	1.14530	0.04231	786.7	70.6	770.9	26.8	775.0	19.8	0.80
40	53836	0.12276	0.00338	0.34065	0.00914	5.76637	0.15473	1996.8	48.9	1889.8	43.8	1941.4	23.0	0.92
41	-	0.11448	0.00403	0.27717	0.00958	4.37538	0.15118	1871.7	63.5	1577.1	48.2	1707.7	28.2	0.78
42	-	0.07637	0.00253	0.16094	0.00546	1.69477	0.05755	1104.7	66.2	962.0	30.3	1006.6	21.5	0.94

Table 5.8 - Sm-Nd isotopic data for the Uruaçu Complex.

Sample	Rock type	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(650)}$	$T_{DM}(\text{Ma})$
<i>Orthogneisses</i>								
CAMP 26	Quartz-dioritic gneiss	5.3	27.09	0.1183	0.512257	-7.43	-0.72	1.25
CAMP 12	Migmatite	4.15	21.16	0.1187	0.512351	-5.6	1.09	1.1
CN 113B	Quartz-dioritic gneiss	19.4	104.01	0.1129	0.512066	-11.16	-3.99	1.47
CAMP 4	Garnet-amphibolite	4.78	16.46	0.1754	0.512698	1.17	2.95	1.35
CN 113A	<i>Augen</i> gneiss	9.08	55.81	0.0983	0.512058	-11.31	-2.89	1.29
CAMP 27	Tonalitic orthogneiss	8.01	36.49	0.1328	0.512249	-7.59	-2.21	1.48
<i>Paragneisses</i>								
CN 101	Garnet gneiss	9.91	51.68	0.1159	0.511899	-14.42	-7.51	1.77
CAMP 10	Garnet gneiss	5.21	35.23	0.0893	0.511944	-13.54	-4.34	1.34

5.6.4 Paragneiss

Sample CN 101 corresponds to banded and folded garnet paragneiss. Detrital zircon grains show morphologically distinct prismatic habit with moderate rounding of the crystal edges, suggesting erosion of proximal sources. A second population of rounded, metamorphic grains is also present.

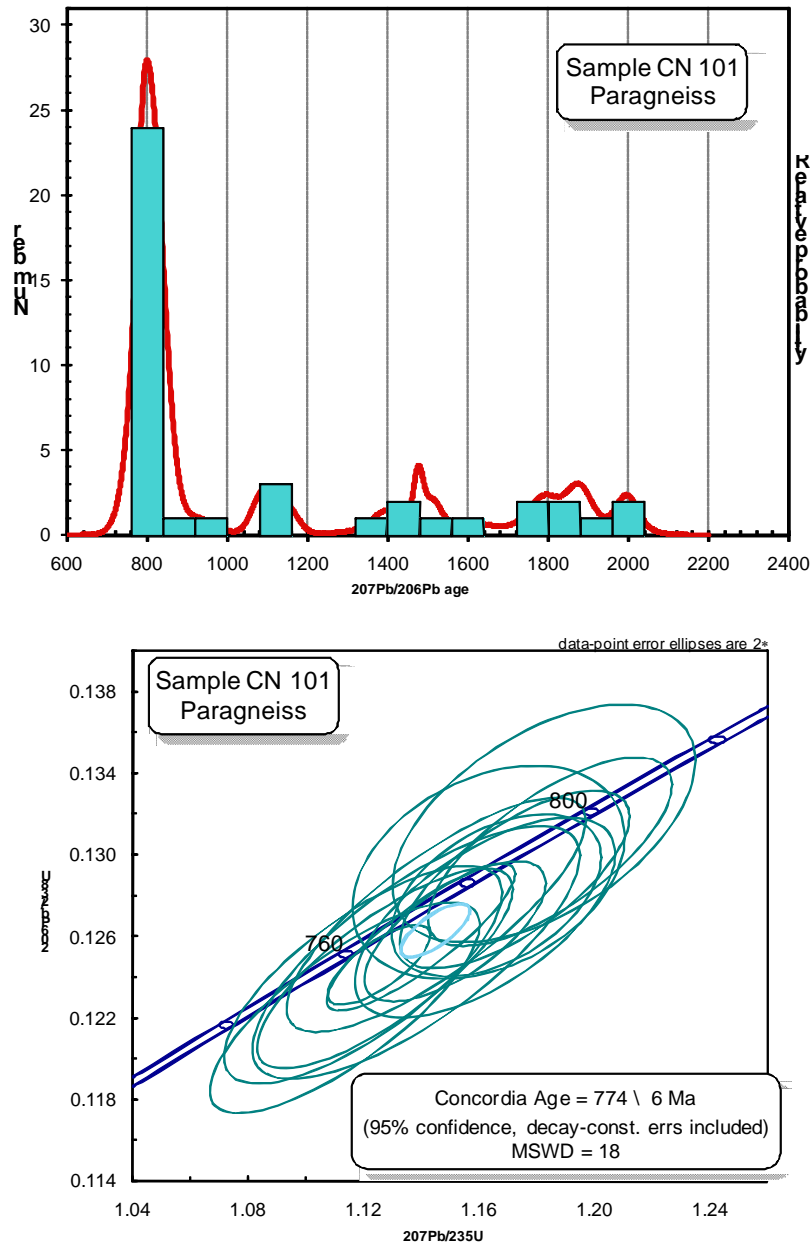


Figure 5.10 – (a) Probability density plot of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a quartzite from Campinorte sequence. Data-point error ellipses are 2σ . (b) Concordia diagram for concordant LA-ICP-MS analyses of zircon grains from paragneisses of the Uruaçu Complex. Data-point error ellipses are 2σ .

Forty-one analyses provided concordant to highly discordant results, which rendered a complex age pattern. Nevertheless, fourteen concordant spots yielded a concordia age of 774 ± 6 Ma (MSWD=18; Figure 5.10), which is the better estimative of the Uruaçu maximum depositional age. This data suggest that the Goiás Magmatic Arc was one of the sedimentary sources to these paraderived rocks. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages also point toward Mesoproterozoic (1.50 Ga) and Paleoproterozoic contributions (1.77 Ga and ~ 2.0 Ga). Nd isotopic data reveal T_{DM} model ages varying between 1.34 and 1.77 Ga that are coherent to the inheritance pattern observed in U-Pb zircon analyses (Table 5.8).

Only one analysis could be located on a metamorphic overgrowth, and indicated a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 654 ± 5 Ma, which is consistent with the results obtained on other Uruaçu Complex rocks.

5.7 Discussion

The U-Pb and Sm-Nd isotopic data presented in this work are summarized in Table 5.9, and Figure 5.11 shows Nd isotopic evolution of the rocks from the Uruaçu Complex. These results reveal a Neoproterozoic magmatic event of dominant intermediate composition which happened between 690 and 660 Ma within the Uruaçu Complex and was partially coeval with the magmatic activity registered in the Goiás Magmatic Arc to the west, especially with the Santa Terezinha Sequence, whose magmatism is in the same range as the Uruaçu Complex (Fuck *et al.*, 2006a). Sm-Nd isotopic signatures resulted in T_{DM} model ages in the interval between 1.0 and 1.4 Ga, suggesting either Neoproterozoic juvenile magmatism with some contamination with older continental crust material or the complete reworking of rocks of the Goiás Arc.

Geological and isotopic data indicate that the Uruaçu Complex is very similar in lithological composition and age with the large Anápolis-Itaçu Complex, a high grade unit exposed in the southern Brasília Belt, which is interpreted as the metamorphic core of the Brasília orogen (Figure 5.12). The prevalence of mafic and intermediate magmatism over felsic ortho- and paragneisses suggests that the Uruaçu Complex may merely represent a lower crustal segment, when compared with the Anápolis-Itaçu Complex. The provenance data points toward similar sedimentary sources supplying

both basins, with detrital zircon grains ranging in age from 2.0 to 0.8 Ga, the latter resulting from erosion of the juvenile Goiás Magmatic Arc.

Table 5.9 - Summary of U-Pb and Sm-Nd data obtained in this study.

Sample	Lithotype	Crystallization Age (Ma)	Metamorphic Age	T _{DM} (Ga)	ε _{Nd} (T)
<i>Orthogneisses</i>					
CAMP 26	Quartz-dioritic gneiss	692.1 ± 4.7		1.25	-0.72
CAMP 12	Migmatite	670.8 ± 4.1	658.7 ± 2.7	1.1	1.09
CN 113B	Quartz-dioritic gneiss	-	-	1.47	-4.2
CAMP 4	Garnet amphibolite	651.3 ± 2.4	632.9 ± 5.8 ²		2.95
CN 113A	<i>Augen</i> gneiss	673.1 ± 3.4	-	1.29	-2.89
CAMP 27	Tonalitic orthogneiss	-	-	1.48	-2.12
<i>Paragneisses</i>					
CN 101	Garnet gneiss	773.9 ± 5.5 ¹	653.7 ± 4.9	1.77	-7.51
CAMP 10	Garnet gneiss	-	-	1.34	-4.34

¹ Maximum depositional age.

² Titanite U-Pb age

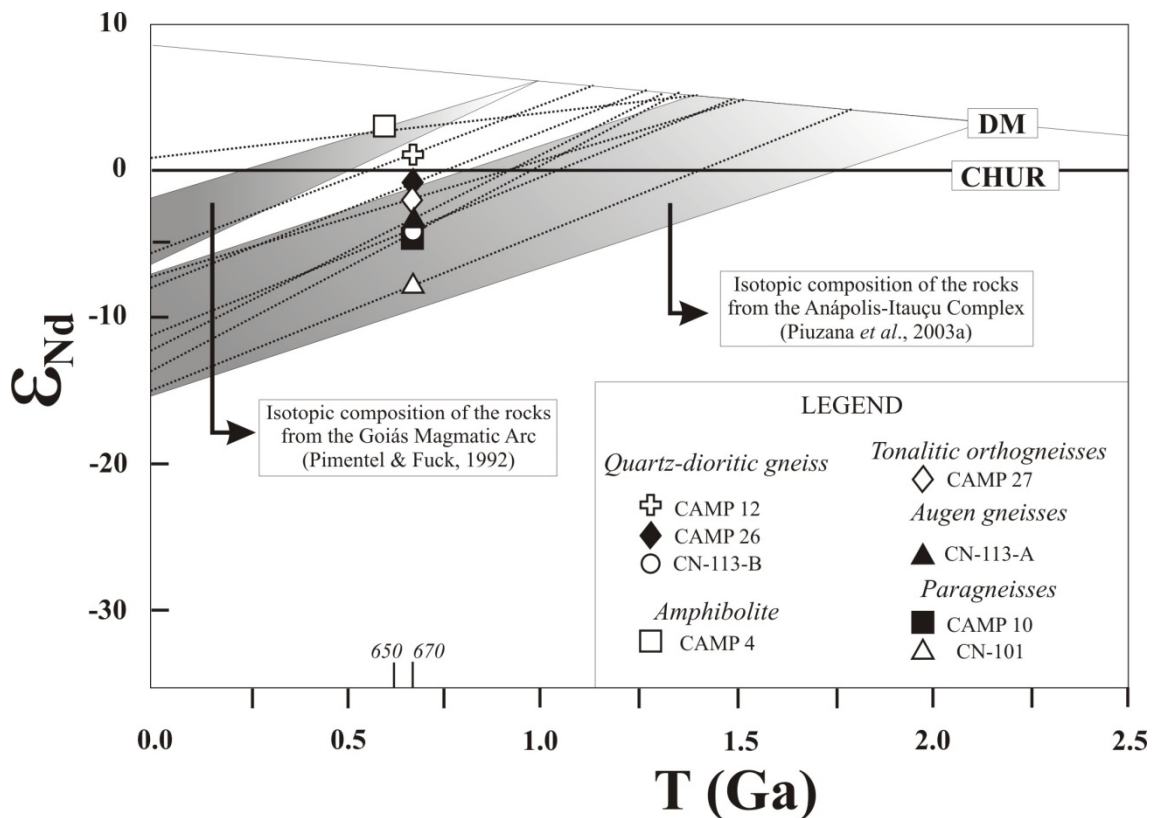


Figure 5.11 – Diagram ε_{Nd} versus time showing Nd isotopic composition of the ortho- and paragneisses studied. Also shown is the Nd isotopic composition of the Goiás Magmatic Arc (Pimentel & Fuck, 1992) and the Anápolis-Itaçu Complex (Piuzana *et al.*, 2003a).

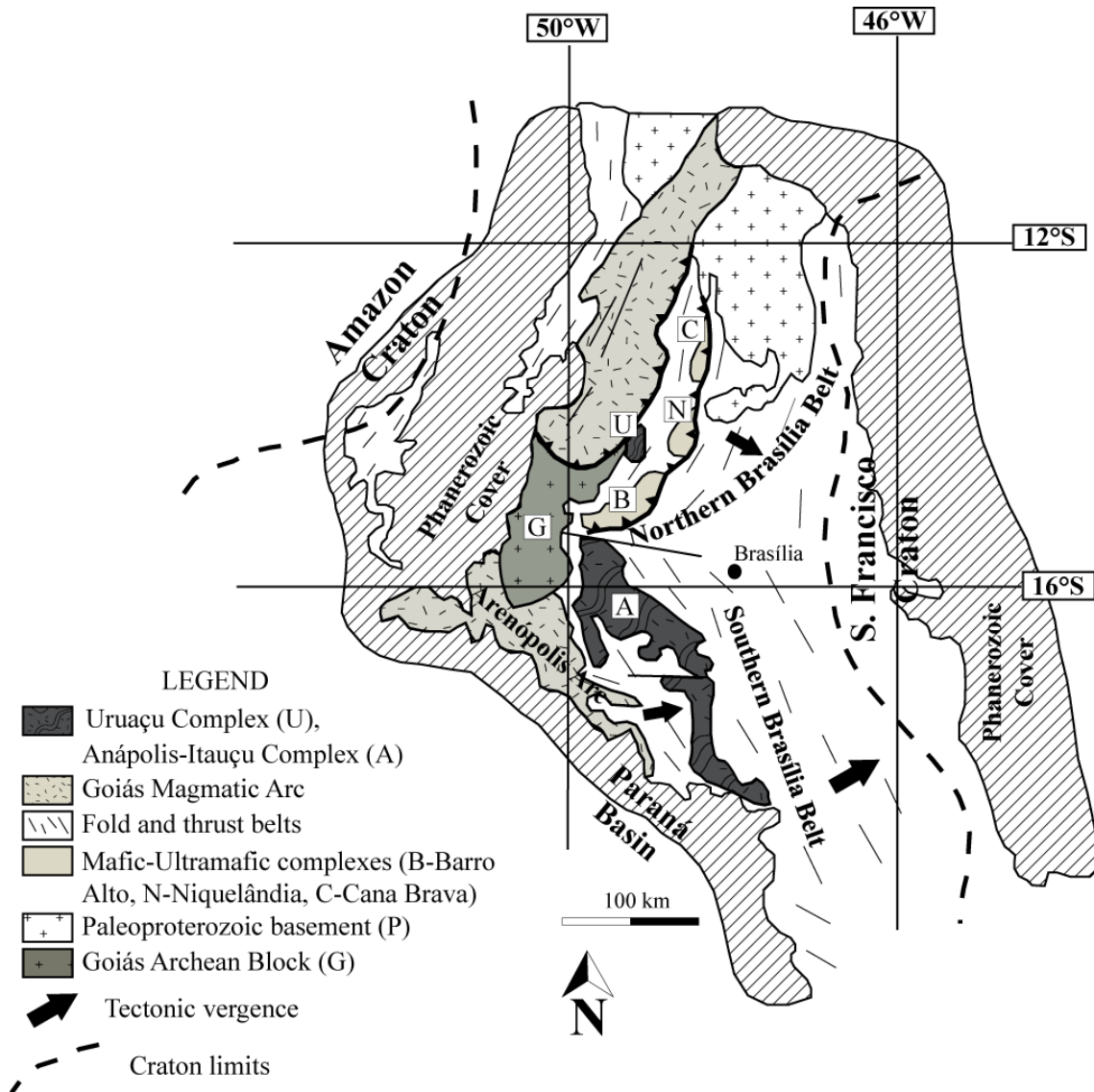


Figure 5.12 - Regional sketch map of the Brasília Belt, showing the Uruaçu and Anápolis-Itaçu complexes (modified after Pimentel *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2006).

The high-grade metamorphism imprinted on the Uruaçu Complex is represented not only by zircon overgrowths but also by the growth of new grains at ca. 650 Ma, which is also taken as the age of high grade metamorphism of the Anápolis-Itaçu Complex (Piuzana *et al.*, 2003a). Titanite also dates the metamorphic event, but its age is slightly younger (~630 Ma), which is similar to that observed in the Goiás Magmatic Arc, in the Posse (Pimentel *et al.*, 1997) and Arenópolis orthogneisses (Pimentel *et al.*, 1991). These indicate that the high-grade metamorphic events were coeval in both northern and southern segments of the Brasília Belt and took place at ca. 650 Ma. Therefore, further research is necessary to investigate whether the Uruaçu and the Anápolis-Itaçu complexes were once connected, making up a large metamorphic

segment developed as a consequence of the collision between the São Francisco, Parapanema and Amazonian continents at the end of Brasiliano orogeny.

Also important to consider in future research is the close link between juvenile magmatism and high grade metamorphism, which is observed in the Uruaçu Complex, and in the Anápolis-Itaçu Complex. As previously suggested, this scenario indicates that the Brasília Belt may correspond to a “hot orogen” (Pimentel *et al.*, 1996; 2003; Hollanda *et al.*, 2003) since voluminous mafic magmatism is coeval and spatially associated with high grade metamorphic rocks, including ultrahigh-temperature associations. In such terrains, the high P-T conditions achieved cannot be explained by modern collisional models (Jamieson *et al.*, 1998; Collins, 2002), and the association between granulites and juvenile mafic magmatism may be related to lithospheric stretching and melting of asthenospheric mantle (Sandiford & Powell, 1986; Pearce & Parkinson, 1993).

5.8 Conclusions

The new U-Pb and Sm-Nd isotopic data presented in this study allow some relevant conclusions regarding the nature and evolution of the high-grade rocks from the Uruaçu Complex:

- ✧ The Uruaçu Complex is mainly composed by orthogneisses, ranging in age from 690 to 650 Ma, and thus characterizes a Neoproterozoic magmatic activity within the Goiás Massif, which is coeval to that from the Goiás Magmatic Arc. However, this late magmatism presents a crustal-contaminated signature, with negative ϵ_{Nd} values, and hence differs from the dominant juvenile arc rocks;
- ✧ The Nd isotopic composition of both ortho- and paragneisses of the Uruaçu Complex corresponds to that of the Anápolis-Itaçu Complex in the southern Brasília Belt;
- ✧ Contrary to a previous hypothesis, the mafic rocks of the Uruaçu Complex are not a section of the Barro Atlo, Niquelândia and Cana Brava complexes. Its high magnetic response is justified by the predominance of mafic to intermediate rocks. Moreover, the peak of the metamorphism in the Uruaçu Complex occurred at ca. 650 Ma, more than 100 Ma younger than that identified in these

mafic-ultramafic complexes, and thus it represents a different high-grade metamorphic event in the Goiás Massif.

- ✧ The rocks of the Uruaçu Complex do not involve Archean sources or contaminants, since neither inherited cores nor detrital zircon grains of this age was recognized in this study.
- ✧ The provenance study performed in a garnet paragneiss revealed different sedimentary sources, ranging in age from 2.0 to 0.8 Ga. This result is coherent with the regional geological setting, which involves Paleoproterozoic rocks from the Campinorte Sequence, the Serra da Mesa Mesoproterozoic Group and the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, the latter contributing with the younger detrital zircon grains.
- ✧ Although spatially associated with the older rocks of the Goiás Massif, the Uruaçu Complex is a Neoproterozoic tectonic unit representing exposure of the lower crust of the Brasília orogen and might represent merely a sliver of high grade rocks tectonically exposed in between Paleoproterozoic rocks of the Goiás Massif.

5.9 Acknowledgements

Support from CNPq (470183/04-7) and FAPDF/CNPq (Pronex 193.000.106/2004) research grants are thankfully acknowledged. C.G.O. and M.M.P. are CNPq research fellows. M.E.S.D.G. thanks CNPq fellowships. The authors thank Sérgio Junges, Sandrine Araújo and Bárbara Lima for providing laboratory assistance.

6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A conexão de trabalho de campo, petrografia e análises isotópicas Sm-Nd e U-Pb resultou na caracterização geológica e geocronológica dos terrenos aflorantes entre Uruaçu e Mara Rosa, cujo contexto permanecia incerto (Figura 6.1).

Duas unidades distintas são individualizadas, a Seqüência vulcano-sedimentar Campinorte e suíte intrusiva associada, de idade paleoproterozóica, e o Complexo Uruaçu, que data do Neoproterozóico. Os dados obtidos neste trabalho permitem dessa forma tecer importantes considerações a respeito do envolvimento de tais terrenos nas orogêneses Transamazônica e Brasileira, e implica em um avanço significativo no entendimento geotectônico da Faixa Brasília.

6.1 A Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte e suíte intrusiva associada

A Seqüência Vulcano-sedimentar Campinorte e rochas intrusivas associadas representam um evento acrescionário, e os dados obtidos permitem correlacioná-la a um episódio orogenético paleoproterozóico de escala mundial, responsável por intensa gênese de crosta juvenil e que apresenta registros em todos os continentes atuais.

A seqüência supracrustal compreende uma associação de rochas metassedimentares detríticas e químicas, com intercalações lenticulares de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas félsicas, o que sugere a deposição em ambiente marinho, próximo a um centro vulcânico emergente. Tais litotipos foram submetidos a metamorfismo sob fácies xisto verde, zona da granada, e deformadas em pelo menos dois eventos.

O estudo de proveniência de zircão revela que estes depósitos sedimentares possuem uma fonte única juvenil Paleoproterozóica e, portanto, derivam da erosão das rochas do próprio arco recém-formado. A idade máxima deposicional, em torno de 2190 Ma, obtida em um quartzito micáceo coincide com a idade de cristalização de metatufos riolíticos da seqüência, por volta de 2180 Ma (Tabela 6.1). Análises isotópicas Sm-Nd obtidas na seqüência supracrustal reforçam essa hipótese de

deposição concomitante ao processo de acreção crustal em ambiente de arco intraoceânico, com limitada contribuição mais antiga (Tabela 6.1).

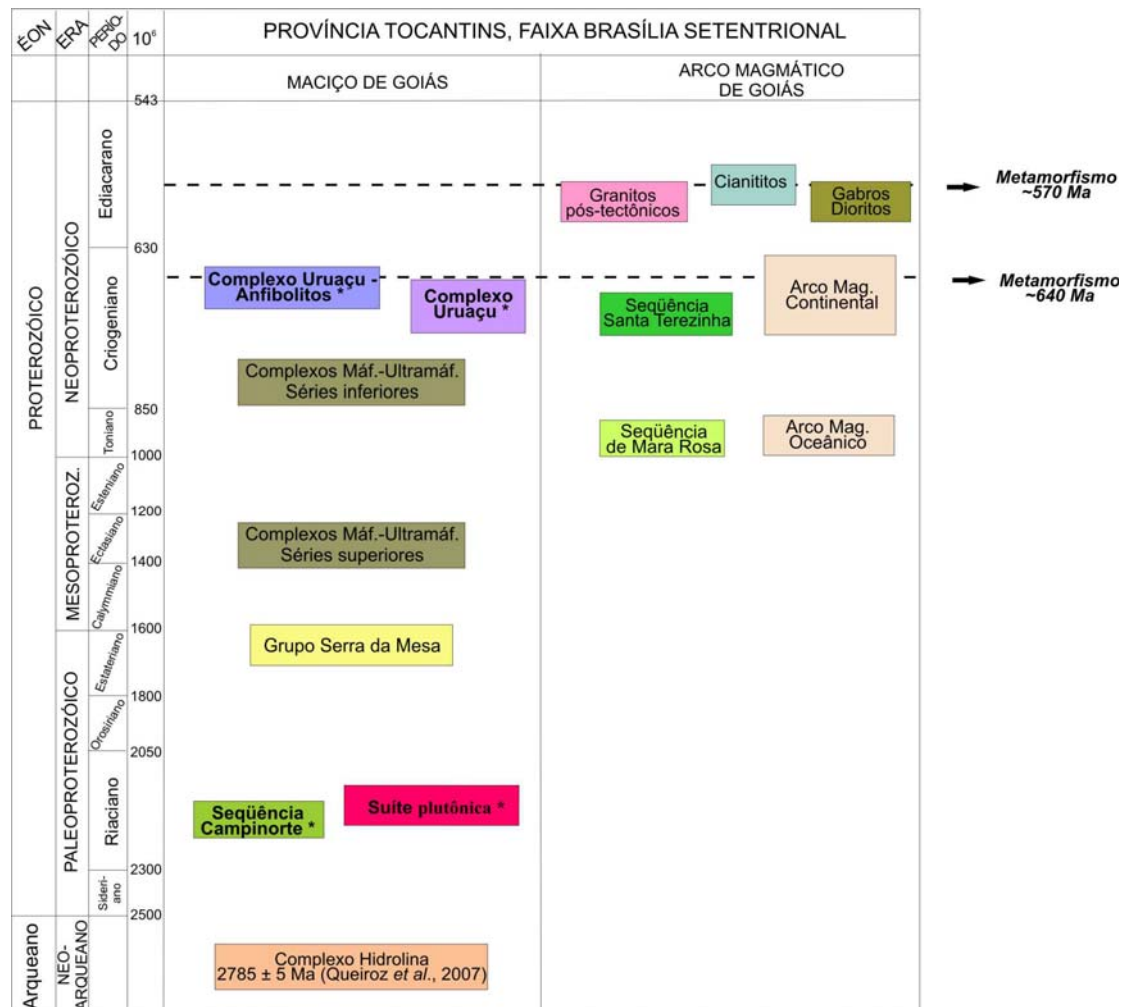


Figura 6.1 - Quadro litoestratigráfico para a região entre Uruaçu e Mara Rosa, com base na Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS, 2008). Os dados obtidos neste trabalho encontram-se ressaltados com um asterisco.

A suíte intrusiva associada à Seqüência Campinorte inclui metatonalitos, metagranodioritos e metagranitos, que usualmente encontram-se milonitizados. Análises U-Pb em zircão revelam idades que variam no intervalo de 2175 a 2158 Ma, e não se observam zircões herdados. A assinatura isotópica Sm-Nd, por sua vez, aponta o caráter juvenil dessas rochas metagraníticas, com valores positivos de ϵ_{Nd} e T_{DM} em torno de 2300 Ma. Isso sugere que tais intrusões estejam relacionadas ao evento paleoproterozóico global de gênese crustal.

Terrenos paleoproterozóicos encontram-se expostos em ambos os segmentos da Faixa Brasília. Ao sul, há a Seqüência Vulcano-sedimentar Silvânia e o Granito

Jurubatuba, cujo contexto geológico e assinatura isotópica em parte assemelham-se à Sequência Campinorte (Fischel *et al.*, 2001). Nesse caso, tais unidades paleoproterozóicas encontram-se justapostas a rochas de alto grau neoproterozóicas do Complexo Anápolis-Itaçu, porém em sua gênese também está envolvido o retrabalhamento de crosta mais antiga.

Tabela 6.1-Resumo dos dados geocronológicos e isotópicos obtidos neste trabalho para a Sequência Campinorte e rochas intrusivas associadas.

Amostra	Litotipo	Idade de cristalização	T_{DM} (2,17 Ga)	ϵ_{Nd} (T)
<i>Unidade Supracrustal</i>				
CAMP 16	Quartzito micáceo	2191 ± 11 Ma ¹	-	-
CAMP 37	Quartzito	-	2686	-1.68
CAMP 29	Gondito	-	2216	2.55
CAMP 17	Mica-xisto carbonoso	-	2073	3.36
CAMP 20	Metatufo riolítico	2179 ± 4 Ma	-	-
97-II-127	Metariolito	-	2552	-2.14
<i>Unidade Plutônica</i>				
PP04	Saprolito de metatonalito	2158 ± 8 Ma	-	-
CAMP 51	Metagranito	-	2278	1.42
CAMP 24	Metagranito	2173 ± 10	2292	1.84
CAMP 6	Metagranodiorito	2175 ± 12 Ma ²	2360	0.39
CHAP16B	Metatonalito	2163 ± 1 Ma	2303	1.23

¹ Idade máxima deposicional

² Pimentel *et al.* (1997)

Ao norte, terrenos paleoproterozóicos estão representados pela Suíte Aurumina, a qual consiste de rochas metagraníticas com assinatura peraluminosa (Botelho *et al.*, 2006), e pelos ortognaisses do terreno Almas-Dianópolis, e são interpretadas como a extremidade oeste do Cráton São Francisco (Fuck *et al.*, 2006b). A correlação da Sequência Campinorte com tais unidades foi anteriormente proposta (Pimentel *et al.*, 1997), porém os resultados isotópicos obtidos nesse estudo declinam tal hipótese.

Demais ocorrências paleoproterozóicas no Brasil são descritas nos crátons São Francisco, São Luís e Amazônico e na Província Borborema. Conforme se observa, a orogênese paleoproterozóica distribui-se por várias regiões do território brasileiro, com idades e contexto geotectônico similares em cada faixa dobrada. Diversos autores (Abouchami *et al.*, 1990; Feybesse *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2000, 2001; Zhao *et al.*, 2002, 2004; Barbosa & Sabaté, 2004; Klein *et al.*, 2005; Lerouge *et al.*, 2006) identificam essa analogia e propõem uma correlação entre os

crátons que constituem a plataforma sul-americana e os crátons Congo e Oeste Africano.

Nesse sentido, a associação litológica e a assinatura isotópica da Sequência Campinorte e suíte intrusiva associada assemelham-se a demais exemplos mundialmente conhecidos, em especial à Província Transamazônica, no Escudo das Guianas, e à Faixa Birimiana no Cráton Oeste Africano. Entretanto, em função da natureza alóctone da Sequência Campinorte, a correta correlação somente será possível com o avanço do conhecimento paleomagnético dos terrenos paleoproterozóicos no mundo.

6.2 O Complexo Uruaçu

O Complexo Uruaçu consiste de para- e ortognaisses metamorfizados em fácies anfibolito à granulito, com exposição restrita em meio à cobertura metassedimentar do Grupo Serra da Mesa na porção central do Maciço de Goiás. Os dados obtidos neste trabalho revelam a complexidade deste terreno e permitem a tentativa de correlação com o Complexo Anápolis-Itaçu, que consiste de rochas de alto grau expostas no segmento sul da Faixa Brasília e é interpretado como o núcleo metamórfico da Faixa Brasília (Piuzana *et al.*, 2003a).

O Complexo Uruaçu é composto predominantemente por ortognaisses de composição quartzo-diorítica e granada anfibolitos, submetidos a intensa deformação e anatexia. Subordinadamente, ocorrem *augen* gnaisses de composição granítica, com porfiroclastos de feldspato potássico de até 7 cm e de granada, o que sugere caráter peraluminoso para tais rochas. As rochas paraderivadas, por sua vez, compreendem granulitos com espinélio e quartzo, em uma associação típica de fácies granulito (Harley *et al.*, 1996), além de granada gnaisses, dobrados e migmatizados.

Inicialmente, em função de resposta aerogeofísica similar, propôs-se que o Complexo Uruaçu representasse uma lasca dos Complexos Máficos-Ultramáficos de Barro Alto, Cana Brava e Niquelândia deslocada para oeste por zonas de cisalhamento NW de escala regional (Barreto Filho, 1992). As análises U-Pb em zircão obtidas em ortognaisses do Complexo Uruaçu, entretanto, indicam idades de cristalização ígnea entre 690 e 650 Ma, com heranças de 1.0 Ga, e o sobrecrecimento metamórfico é datado em torno de 650 Ma (Tabela 6.2). Ambos magmatismo e

metamorfismo são cerca de 100 Ma mais jovem que o observado nos complexos máficos-ultramáficos e, portanto, o Complexo Uruaçu representa na verdade um segundo evento magmático-metamórfico no Maciço de Goiás.

Tabela 6.2 - Resumo dos dados geocronológicos e isotópicos obtidos neste trabalho para o Complexo Uruaçu.

Amostra	Litotipo	Idade magmática	Idade metamórfica	T _{DM} (650 Ma)	ε _{Nd} (T)
<i>Ortognaisses</i>					
CAMP 26	Gnaiss quartzo-diorítico	692.1 ± 4.7 Ma	-	1.25	-0.72
CAMP 12	Migmatito	670.8 ± 4.1 Ma	658.7 ± 2.7 Ma	1.1	1.09
CN 113B	Gnaiss quartzo-diorítico	-	-	1.47	-4.2
CAMP 4	Granada anfíbolito	651.3 ± 2.4 Ma	632.9 ± 5.8 Ma ²		2.95
CN 113A	<i>Augen</i> gnaiss	673.1 ± 3.4 Ma	-	1.29	-2.89
CAMP 27	Ortognaiss tonalítico	-	-	1.48	-2.12
<i>Paragnaisses</i>					
CN 101	Granada gnaiss	773.9 ± 5.5 Ma ¹	653.7 ± 4.9 Ma	1.77	-7.51
CAMP 10	Granada gnaiss	-	-	1.34	-4.34

¹ Idade máxima deposicional

² Idade U-Pb em titanita

Esse episódio mostra-se coevo ao magmatismo observado no Arco de Mara Rosa, em especial a Seqüência Santa Terezinha, na qual ocorrem rochas metavulcânicas com idades em torno de 660 Ma (Fuck *et al.*, 2006a). Entretanto, a assinatura isotópica de Nd do Complexo Uruaçu apresenta valores de ε_{Nd} negativos e T_{DM} entre 1.1 e 1.5 Ga que apontam contaminação crustal e, portanto, diferem do caráter predominantemente juvenil do Arco Magmático de Goiás (Tabela 6.2).

Adicionalmente, o estudo de proveniência realizado em um granada-gnaiss revela a participação de diversas fontes sedimentares, variando de 2.0 Ga a 800 Ma, o que é coerente com o contexto geológico regional que envolve rochas paleoproterozóicas da Seqüência Campinorte (Giustina *et al.*, submetido), mesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa e neoproterozóicas, que possivelmente correspondem ao Arco Magmático de Goiás.

Por conseguinte, ambas as características geológicas e isotópicas sugerem que o Complexo Uruaçu seja na realidade correlato ao Complexo Anápolis-Itaçu. A presença de terrenos paleoproterozóicos associados, como é o caso das seqüências Campinorte e Silvânia, também perfaz mais um aspecto para a correspondência entre ambos.

Assim sendo, os terrenos de alto grau aflorantes em Goiás podem configurar um extenso cinturão granulítico, desenvolvido em função da colisão dos crátons São Francisco, Amazonas e Paranapanema. Conclui-se ainda que, apesar de estar espacialmente associado a rochas mais antigas do Maciço de Goiás, o Complexo Uruaçu é uma unidade Neoproterozóica e a exposição dessas rochas pode representar apenas uma lasca de crosta inferior tectonicamente imbricada durante a colisão Brasiliana. Estudos geoquímicos e geotermobarométricos de maior detalhe nas ocorrências de terrenos ao longo da Faixa Brasília permitirão a certificação da correlação aqui proposta entre os complexos Uruaçu e Anápolis-Itauçu, bem como a discussão a respeito das implicações para o modelo evolutivo da Província Tocantins.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abouchami, W.; Boher, M.; Michard, A.; Albarede, F. 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Reserach*, **95**: 17605-17629.
- Allibone, A.; Hayden, P.; Cameron, G.; Duku, R. 2004. Paleoproterozoic gold deposits hosted by albite- and carbonate-altered tonalite in the Chirano District, Ghana, West Africa. *Economic Geology*, **99** (3): 479-497.
- Almeida, F.F.M. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. DNPM, 36 p. (Boletim 24).
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1976. The Upper Precambrian of South América. *Boletim IG-USP*, **7**: 45-80.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais Brasileiras. *In*: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, Atas, p. 363-391.
- Arantes, D.; Osborne, G.A.; Buck, P.S. Porto, C.G. 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. *In*: Ladeira, E.A. (Ed.), Brazil Gold 91, Balkena, pp. 221-229.
- Baldwin, J.A.; Powell, R.; Brown, M.; Moraes, R.; Fuck, R.A. 2005. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaúçu Complex, central Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**: 511-531.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- Barbosa, O.; Baptista, M.B.; Braum, O.P.G.; Cotta, J.C. 1969. Geologia e Inventário dos Recursos Minerais da Região Central de Goiás (Projeto Brasília). DNPM, 148 p.
- Barreto Filho, J.A. 1992. O maciço básico-ultrabásico de Água Branca: continuidade física dos maciços de Niquelândia e Goianésia/Barro Alto. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, **15**: 23-29.
- Botelho, N.F.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Laux, J.H.; Junges, S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *In*: Alkmin, F.F. & Noce, C.M. The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton, Ouro Preto, Brasil, *Field Guide and Abstracts*, pp. 92
- 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. Tese de doutoramento, UnB, Brasília, 229 p.
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- Brito Neves, B.B.; Santos, E.J.; Van Shmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South América*. 31st. International Geological Congress, Rio de Janeiro – RJ, pp. 151-182.

- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Fetter, A.H. 2001. Noroeste da África-Nordeste do Brasil (Província Borborema): ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP-Série Científica*, **1(1)**: 59-78.
- Collins, W. 2002. Hot orogens, tectonic switching and creation of continental crust. *Geology*, **30(6)**: 535-538.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zhang, Z.C., Ma, G.G., 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. Lond.*, **149**, 171-184.
- Danni, J.C.M.; Jost, H.; Winge, M.; Andrade, G.F. 1986. Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina, Goiás. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, v.2, p. 570-584.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., Nunoo, E.A., 1994. U-Pb constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Res.*, **67**: 89-107.
- Davis, D.W.; Williams, I.S.; Krogh, T.E. 2003. Historical development of zircon geochronology. *In*: Hancher, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Zircon*. Mineral. Soc. Am., pp. 145-181.
- Delor, C.; Lahondère, D.; Egal, E.; Lafon, J.M.; Cocherie, A.; Guerrot, C.; Rossi, P.; Truffert, C.; Théveniaut, H.; Phillips, D.; Avelar, V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4, 5-57.
- DePaolo, D.J. (1988). *Neodymium Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 181 p.
- DePaolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophysical Research*, **86**, 10470-10488.
- Dickin, A. (1995). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Great Britain, 452 p.
- Doumbia, S.; Pouclet, A.; Kouamelan, A.; Peucat, J.J.; Vidal, M.; Delor, C. 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, **87**, 33-63.
- Duarte, B.P.; Valente, S.C.; Heilbron, M.; Campos Neto, M.C. 2004. Petrogenesis of the Orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archaean to Palaeoproterozoic Basement Unit Reworked During the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, **7 (2)**: 437-450.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons, New York, USA, 475 p.
- Ferreira Filho, C.F.; Kamo, S.; Fuck, R.A.; Krogh, T.E.; Naldrett, A.J. 1994. Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, **68**: 241-255.

- Ferreira Filho, C.F.; de Moraes, R.; Fawcett, J.J.; Naldrett, A.J. 1998. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: regional tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 35-50
- Ferreira Filho, C.F.; Araujo, S.M.; Cruz, H.P. 1999. Estruturas vulcânicas preservadas em granulitos da seqüência vulcano sedimentar Juscelândia, GO. *Rev. Bras. Geociências*, **29** (4): 461-468.
- Ferreira Filho, C.F. & Pimentel, M.M. 2000. Sm-Nd isotope systematics and REE-Hf-Ta-Th data of troctolites and their amphibolitized equivalents of the Niquelândia Complex Upper Layered Series, central Brazil: further constraints for the timing of magmatism and high-grade metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*, **13** (7): 647-659.
- Feybesse, J.L.; Johan, V.; Triboulet, C.; Guerrot, C.; Mayaga-Mikolo, F.; Bouchot, V.; Eko N'dong, J. 1998. The West Central African belt: a model of 2.5 – 2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, **87**: 151-216.
- Fischel, D.P.; Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Armstrong, R. 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Sylvania Volcanics and Jurubatuba granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, Central Brazil. *Anais da Acad. Bras. Ciências*, **73** (3): 445-460.
- Frost, B.R.; Chamberlain, K.R.; Schumacher, J.C.; Scott, D.J.; Moser, D.E. 2000. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, **172**: 131-148.
- Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; D'el Rey Silva, L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 38, *Anais*, pp 215-216.
- Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Soares, J.E.P.; Dantas, E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, *Anais*, p. 26-27.
- Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Pimentel, M.M.; Laux, J.H.; Junges, S.L.; Oliveira, C.G.; Sordi, D.A.; Chiarini, M.F.N. 2006a. The Santa Terezinha Sequence, Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: constraints from U-Pb and Sm-Nd data. In: South American Symposium on Isotope Geology, 5, Montevideo, Uruguay, *Short Papers*, pp. 198-201
- Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Pimentel, M.M.; Botelho, N.F.; Laux, J.H.; Junges, S.L. 2006b. Paleoproterozoic crust forming events in the basement of the Brasília Belt, SE Tocantins – NE Goiás, central Brazil: constraints from U-Pb and Sm-Nd isotopic data. In: Alkmin, F.F. & Noce, C.M. The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton, Ouro Preto, Brasil, *Field Guide and Abstracts*, pp. 90-91.
- 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.
- Harley, S. 1996. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Geol. Soc. London Special Publications*, **138**: 81-107.
- Heaman, L. & Parrish, R. 1991. *U-Pb geochronology of accessory minerals*. Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems o problems in geology. Mineralogical Association of Canada, Toronto. 59-102 pp.

- Hein, K.A.A., Morel, V.; Kagoné, O.; Kiemde, F.; Mayes, K. 2004. Birimian lithological succession and structural evolution in the Gorem segment of the Boromo-Gorem Greenstone Belt, Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences*, **39**, 1-23.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Eisenlohr, B.N., 1992. Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Res.* **56**, 89-96.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, G., Konan, G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa), as demonstrated by precise U/Pb mineral dating: consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Res.*, **80**, 173-191.
- Hirdes, W. & Davis, D.W. 2002. U-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Rocks in the Southern Part of the Kedougou-Ke'nie'ba Inlier, Senegal, West Africa: Evidence for Diachronous Accretionary Development of the Eburnean Province. *Precambrian Res.*, **118**, 83-89.
- Hollanda, M.H.B.M; Pimentel, M.M.; Armstrong, R. 2003. Isotopic and geochronological constraints for the origins of syn- to post-Brasiliano mafic magmatism and crustal re-melting in the Brasília Belt (Central Brazil). *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, Brazil, *Short Papers 1*, pp. 198-201.
- Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L.; Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**, 47-69.
- Jamieson, R.A.; Beaumont, C.; Fullsack, P.; Lee, B. 1998. Barrovian regional metamorphism: where's the heat? *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, **138**: 23-51.
- Jost, H.; Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Danni, J.C.M.; Heaman, L. 1993. Idade U-Pb do diorito Possilândia, Hidrolina, Goiás. *Rev. Brás. Geociências*, **23(4)**: 352-355.
- Jost, H.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Rancan, C.C.; Rezende, D.B.; Santos, E.; Portela, J.F.; Mattos, L.; Chiarini, M.F.N.; Oliveira, R.C.; Silva, S.E.; 2006. Geologia e Geocronologia do Complexo Uvã, Bloco Arqueano de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, **35 (4)**: 559-572.
- Junges, S.L. Pimentel, M.M.; Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, Central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**: 101-118.
- Junges, S.L.; Pimentel, M.M.; Dantas, E.L.; Laux, J.H. 2003. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: Two hundred million years of arc building. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, Brazil, *Short Papers 1*, pp. 198-201.
- Klein, E.L.; Moura, C.A.V.; Pinheiro, B.L.S. 2005. Paleoproterozoic evolution of the São Luís Craton, Brazil: Evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, **8**: 177 – 186.
- Krogh T. E. (1973). A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 485-494.
- Krogh, T.E. (1982). Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochimica Acta*, **46**: 637-649.
- Kuyumjian, R.M. 1994. A seqüência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. *In, SBG, Núcleo Brasília, Bol. Informativo*, **17 (1-2)**: 34-38.

- Kuyumjian, R.M.; Oliveira, C.G.; Campos, J.E.G.; Queiroz, C.L. 2004. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o arco magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Rev. Brás. Geociências*, **34 (3)**: 329-334.
- Lacerda Filho, J.V.; Rezende, A.; Silva, A. 1999. *Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Goiânia, CPRM, 176 p.
- 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*, **18**: 183-198.
- Ledru, P.; Johan, V.; Milési, J.P.; Tegye, M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, **69**, 169-191.
- Lerouge, C.; Cocherie, A.; Toteu, A.F.; Penaye, J.; Milési, J.P.; Tchameni, R.; Nsifa, E.N.; Fanning, C.M.; Deloule, E. 2006. SHRIMP U-Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga. Transamazonian belt of the NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **44(4-5)**: 413-427.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., Kesse, G.O., 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Res.* **46**, 139-165.
- Lima, T.M. 1997. Geologia, estratigrafia e petrologia da porção sul do Complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás. Dissertação de Mestrado, IG-UnB, 312 p.
- Ludwig, K.R. 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. *USGS Open File Report*, **88-542**, p. 34.
- Ludwig, K.R. 2001a. Squid 1.02. A User's Manual. BGC Special Publication 2, Berkeley, 19 pp.
- Ludwig, K.R. 2003 User's Manual for Isoplot/Ex v. 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 4, Berkeley, 71 pp.
- Lugmair, G.W. & Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Sci. Letters*, **39**: 349-357.
- Machado, E.C.; Oliveira, C.C. 1981. Novas considerações e integração geológica na região de Pilar-Crixás e Mara Rosa-Porangatú. *In: SBG/Núcleo Centro-Oeste, Simp. Geol. Centro-Oeste*, 1, Ata, 300-320.
- Marangoni, Y.R.; Assumpção, M.; Fernandes, E.P. 1995. Gravimetria em Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geofísica*, **13(3)**: 205-219.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Dardenne, M.A.; Faria, A. 1977. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, **7**: 304-324.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Dardenne, M.A.; Danni, J.C.M. 1984. Província Tocantins: setores central e sudeste. *In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (eds). O Pré-cambriano do Brasil*. Blücher, São Paulo, 205-264.
- McReath, I. & Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in Northern Brazil and former Guyana Shield – West African Craton Province. *Geol.USP Sér. Científica*, **5 (2)**, 49-63.
- Montalvão, R.M.G. 1986. Evolução geotectônica dos terrenos granitóides-greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina. *In: Congr. Bras. Geologia*, 34, *Anais*, SBG, p. 585-596.

- Moraes, R. & Fuck, R.A. 2000. Ultrahigh temperature metamorphism in central Brazil: the Barro Alto Complex. *J. Metamorphic Geology*, **18**: 345-358.
- Moraes, R.; Brown, M.; Fuck, R.A.; Camargo, M.A.; Lima, T.M. 2002. Characterization and P-T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itaúcu Complex of the Brasília Fold Belt. *J. 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.
- Moraes, R.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Gioia, S.M.C.L.; Hollanda, M.H.B.M.; Armstrong, R. 2006. The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Science*, **20**: 287-301.
- Moraes, R.; Campos Neto, M.C.; Fuck, R.A. 2006. Novas ocorrências de granulitos com espinélio+quartzo em Goiás. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 43, Aracaju, Anais., p. 190.
- Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C.; Armstrong, R.; Piuzana, D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159 (1-2)**: 60-78.
- Oliveira, C.G. & Pimentel, M.M. 1998. Geology of the northern part of the Hidrolina dome and Sm-Nd isotopic data for metavolcanic and granitoid rocks in the Campinorte region, Goiás, central Brazil. 14th International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto-MG, *Anais*, pp.55-56.
- Oliveira, C.G.; Pimentel, M.M.; Melo, L.V.; Fuck, R.A. 2004. The cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, **25**: 285-299.
- Oliveira, C.G.; Oliveira, F. B.; Dantas, E.L.; Fuck, R.A.; Della Giustina, M.E.S. 2006. *Programa Geologia do Brasil - Folha Campinorte*. FUB/CPRM, Brasília, 124 pp.
- Paces, J.B. & Miller, J.D. Jr. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga mid-continent rift system. *J. Geophys. Research*, **98**: 13997-14013.
- Parrish, R.R. & Noble, S.R. 2003. Zircon U-Pb geochronology by isotope dilution – thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Zircon*, Mineralogical Soc. of America and Geochemical Society, p. 183-213.
- Pearce, J.A. & Parkinson, I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, **76**: 373-403.
- Pimentel, M.M.; Heaman, L. Fuck, R.A. 1991. Zircon and shpene Pb-U geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**: 329-339.
- Pimentel, M.M. & Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.

- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Silva, J.L.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, **26**, 61-70.
- Pimentel, M.M.; Whitehouse, M.J.; Viana, M.G.; Fuck, R.A.; Machado, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**: 299-310.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Lithos*, **46 (3)**: 463-483.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Jost, H.; Ferreira Filho, C.F.; Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília 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*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A.; Fuck, R.A.; Viana, M.G.; Junges, S.L.; Fischel, D.P.; Seer, H.J.; Dantas, E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**: 571-585.
- Pimentel, M.M.; Laux, J.H.; Hollanda, M.H.B. M.; Gioia, S.M.C.L. 2003. The Brasília Belt as a “Hot Orogen”: new SHRIMP and conventional U-Pb data and Sm-Nd isotopic constraints from terminal mafic magmatism in central-western Goiás. In: III International Symp. on Tectonics, Búzios, Brazil, *Anais*, p. 21-23.
- Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; Armstrong, R. A. 2004. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1,25Ga) and Neoproterozoic (0,79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, **132**: 133-153.
- Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; Armele, A. 2006. Neoproterozoic age of the Niquelândia Complex, central Brazil: further ID-TIMS and Sm-Nd isotopic evidence. *Journal of South American Earth Science*, **21**: 228-238.
- Piuzana, D.; Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Armstrong, R. 2003a. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of the new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, **125**: 245-273.
- Piuzana, D.; Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Armstrong, R. 2003b. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**: 139-160.
- Queiroz, C.L.; Jost, H.; Silva, L.C.; McNaughton, N.J. 2007. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Archean terrain. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.james.2007.07.007
- Ribeiro Filho, W. & Lacerda Filho, J.V. 1985. Geologia da região de Santa Terezinha. In: SBG/Núcleo Centro-Oeste, Simp. Geologia Centro-Oeste, 2, ata, p. 174-184.
- Ribeiro Filho, W.; Costa, J.F.G.; Araújo, V.A.; Valente, C.R.; Machado, E.C.; Matos, S.H.S.; Rodrigues, R.; Sá, A.M.; Lima, P.F.C. 1978. *Projeto Geologia da região de Pilar-Mara Rosa*. Relatório final. DNPM/CPRM. Goiânia (Relatório interno).

- Roever, E.W.F.; Lafon, J.M.; Delor, C.; Cocherie, A.; Rossi, P.; Guerrot, C.; Potrel, A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): 1. petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 175-205.
- Rogers, J.J.W. & Santosh, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, **5**, 5-22.
- Sandiford, M. & Powell, R. 1986. Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples. *Earth Plan. Sci. Letters*, **79**: 151-158.
- Santosh, M.; Tsunogae, T.; Li, J.H.; Liu, S.J. 2007. Discovery of sapphirine-bearing Mg-Al granulites in the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic ultrahigh temperature metamorphism. *Gondwana Research*, **11**: 263-285.
- Sato, K. & Siga Jr., O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Rev. Bras. Geociências*, **30 (1)**: 126-129.
- Sato, K. & Siga Jr., O. 2002. Rapid growth of continental crust between 2.2 to 1.8 Ga in the South American Platform: Integrated Australian, European, North American and SW USA crustal evolution study. *Gondwana Research*, **5**: 165-173.
- Schaltegger, U.; Fanning, C.M.; Gunther, D.; Maurin, J.C.; Schulmann, K.; Gebauer, D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and *in situ*, U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrology*, **134**: 186-201.
- Seer, H.J. 1999. *Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá, e Canastra na sinforma Araxá, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 267p.
- Silva, L.C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. CPRM, Brasília, no. 1, 134 p.
- Simonetti, A.; Heaman, L.M.; Hartlaub, R.P.; Creaser, R.A.; MacHattie, T.G.; Böhm, C. 2005. U-Pb zircon dating by laser ablations-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **20**: 677-686.
- Siqueira, DC.L.B.; Cortes, I.M.A.; Sá, J.A.G. 1987. *Mapa geológico do Estado de Goiás (escala 1:1.000.000)*. MME/DNPM/DGM. Brasília.
- Soares, J. E. P.; Berrocal, J.; Fuck, R.A.; Mooney, W.D.; Ventura, D.B.R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, **111**, p. 1029-1060.
- Stacey, J.S. & Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207-221.
- Storey, S.D.; Smith, M.P.; Jeffries, T.E. 2007. In situ LA-ICP-MS U-Pb dating of metavolcanics of Norrbotten, Sweden: Records of extended geological histories in complex titanite grains. *Chemical Geology*, **240**: 163-181.
- Suita, M.T.F.; Kamo, S.L.; Krogh, T. Fyfe, W.A. Hartmann, L.A. 1994. U-Pb ages from the high-grade Barro Alto Mafic-Ultramafic Complex (Goiás, central Brazil): Middle Proterozoic continental

- mafic magmatism and Upper Proterozoic continental collision. *In*: Lanphere, M.A.; Dalrymple G.B.; Turrin, B.D. (eds.). International Conference on Geochronology and Cosmochemistry and Isotope Geology – ICOG, 8, *Abstracts*, Berkeley, U.S.G.S. p. 309.
- Teixeira, W.; Sabaté, P.; Barbosa, J.; Noce, C.M.; Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco craton, Brazil. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st. International Geological Congress, Rio de Janeiro – RJ, pp 101-137.
- Tera, F. & Wasserburg, G.J. 1972. U-Th-Pb systematics in their Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **14**: 281-304.
- Vavra, G.; Gebauer, D.; Schmid, R.; Compston, W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): An ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrology*, **122**: 337-358.
- Wetherill, G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages: 1. *Transactions of the American Geophysical Union*, **37**: 320-326.
- Williams, I. S. and Claesson S. (1987) Isotopic evidence for the Proterozoic provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Sve Nappes, Scandinavia Caledonides: II Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 205-217.
- Zhao, G.; Cawood, P.A.; Wilde, S.A.; Sun, M. 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, **59**: 125-162.
- Zhao, G.; Sun, M.; Wilde, S.A.; Li, S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, **67**: 91-123.