



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG**

**A EXTENSÃO DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS AO LONGO DO
LINEAMENTO TRANSBRASILIANO:
ESTUDO BASEADO NA APLICAÇÃO DOS MÉTODOS U-Pb E Lu-Hf
POR LA-MC-ICP-MS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N°255

Cristiano de Oliveira Ferreira

Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Co-Orientador: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Brasília - DF

2009



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG**

**A EXTENSÃO DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS AO LONGO DO
LINEAMENTO TRANSBRASILIANO:
ESTUDO BASEADO NA APLICAÇÃO DOS MÉTODOS U-Pb E Lu-Hf
POR LA-MC-ICP-MS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N°255

Cristiano de Oliveira Ferreira

Orientador:

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Co-Orientador:

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (UnB)

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (UnB)

Prof. Dr. Amarildo Salinas Ruiz (UFMT)

Brasília - DF

2009

In memoriam

Vitória Rêgo de Oliveira Ferreira e Vitória de Araújo Rêgo

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que, de alguma forma, contribuíram para a realização desse trabalho e a minha permanência na UnB durante esses anos todos.

A Deus agradeço, seja qual for a sua manifestação, aos meus pais, incentivadores e financiadores da minha trajetória pessoal e profissional e aos meus irmãos: Meg, Beth e Junior.

Ao meus orientadores, Prof. Dr. Elton Luiz Dantas e Dr. Márcio Martins Pimentel, pela paciência, confiança e empenho.

À querida Prof. Dr. Mônica Escayola, pelo carinho e confiança.

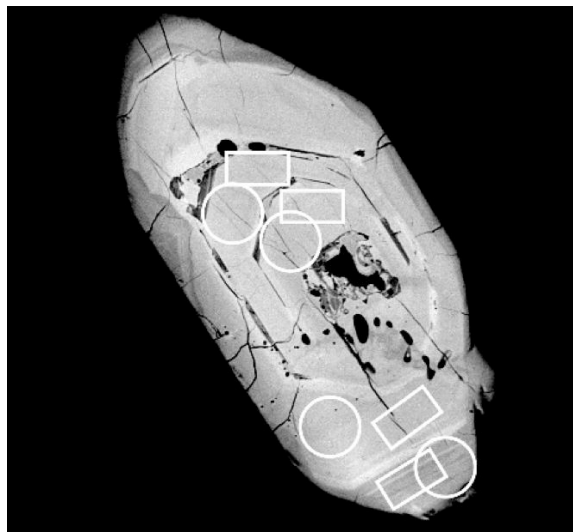
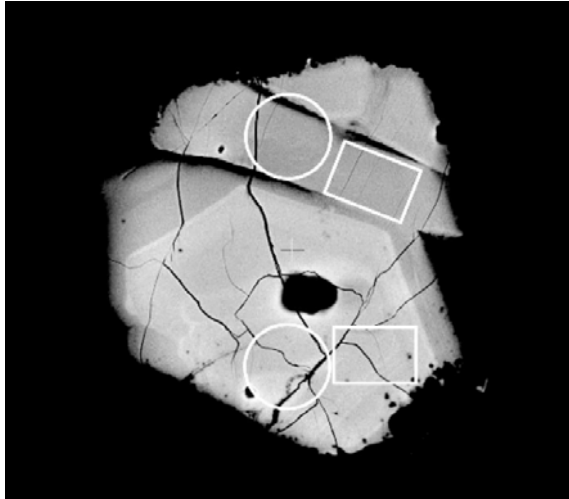
Ao Prof. Dr. Massimo Matteini pelas aulas e sugestões indispensáveis para elaboração desta dissertação. Aos professores doutores do Instituto de Geociências, Nilson Botelho e Affonso Brod pela ajuda. Ao professor Amarildo Salinas Ruiz pelo incentivo.

À CAPES que tornou possível a concretização desse trabalho.

Aos amigos e colegas do Laboratório de Geocronologia em especial ao Sérgio Luiz Junges e Bárbara Alcântara Ferreira Lima pelas horas de ajuda e risadas, aos funcionários Dona Piedade, Abel e os vigilantes Anderson e Alcino, pela satisfação destes anos de convívio e amizade.

Um agradecimento especial ao meu amigo geólogo MSc. Luiz Henrique Amorim Moura, pelo companheirismo científico.

Por fim a todos os colegas e amigos que facilitaram a convivência no decorrer desse tempo, em especial ao Rodrigo Soares Venâncio, Ricardo Cordeiro V. de Moraes, Rejane Rosa, Gabriel Costalonga Seraphim, Fernanda Maria Soares Venâncio, Pedro Mader, Dani Cunha, Tássia Arraes, Aline Anjos, Jacqueline Menez, Mariana Moellmann, Dani Castanheira, Maria Emilia Della Giustina, Jorge Laux, Lúcia Falcão, Karin Bender, Giana Márcia, Jaqueline Oliveira Rodrigues e Denílson Jorge Lima.



Há mais entre o céu e a terra do que pode imaginar nossa vã filosofia

William Shakespeare

RESUMO

A amalgamação final e consolidação da Plataforma Sul-americana no final do Neoproterozóico-Cambriano a partir de uma série de colisões durante a orogênese Brasileira-Pan-Africana, (*ca.* 600 Ma) foram seguidas de eventos magmáticos tardi-a pós-orogênicos, intrusivos ao longo dos contornos das Faixas Brasília e Paraguai, na região central do Brasil. Os granitos mais antigos situados no oeste de Goiás (540 Ma), Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, mostram características petrográficas e geoquímicas de granitóides cálcio-alcálicos do tipo-I, altamente diferenciados, enquanto que as intrusões mais jovens (508-485 Ma) são mais alcalinas e similares aos granitos do tipo- A. O Lineamento Transbrasiliano (LT) é a principal feição tectônica da área que delimita as Faixas Brasília e Paraguai, sendo que em ambos os lados, ocorrem gnaisses ainda pouco conhecidos, intrudidos por granitos pós-tectônicos.

Este trabalho tem como enfoque principal o estudo sistemático de isótopos de Nd e datação pelo método U-Pb por LA ICPMS em gnaisses da região de Aruanã-Araguaiana no Mato Grosso e em granitos pós-tectônicos que ocorrem na região de Sonora-Taboco no Mato Grosso do Sul. Desta forma, busca-se determinar idades absolutas para magmatismo e contribuir para o entendimento da evolução crustal da região.

No presente trabalho é documentada, a presença de rochas (gnaiesses) com assinaturas isotópicas semelhantes na região de Aruanã a oeste do Lineamento Transbrasiliano, onde os gnaisses apresentam idades modelo (T_{DM}) entre 0.86 e 1.03 Ga, o que sugere que o arco se estende até esta área, ou que fragmentos do mesmo ocorrem ao longo do Lineamento, devido à atuação de processos tectônicos direcionais. Os gnaisses da região de Bom Jardim de Goiás, por sua vez, localizados à leste do Lineamento Transbrasiliano e considerados como representantes do arco magmático de Arenópolis subdividem-se em 2 grupos, o primeiro com assinaturas isotópicas características de arcos juvenis neoproterozóicos, com idades modelo (T_{DM}) que variam entre 0.7-1.0 Ga e um segundo grupo de rochas, com idades modelo que variam entre 1.80 e 2.50 Ga, características de rochas geradas a partir de retrabalhamento de antiga crosta continental.

Análises U-Pb por LA-MC-ICPMS realizadas em zircões dos gnaisses da região de Aruanã e de Bom Jardim de Goiás mostraram idade de cristalização em torno de 800 e 680 Ma, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ positivos, entre +4.26 a +5.70, o que reforça o caráter juvenil dessas rochas.

As intrusões situadas na porção Sul do Mato Grosso do Sul são representadas pelos corpos de Taboco, Rio Negro e Coxim, cujas idades obtidas pelo método U-Pb em zircões através de LA ICPMS ficam em torno de 540 Ma. Petrograficamente predominam sieno-monzogranitos, monzogranitos a granodioritos que apresentam valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -7.86 e -6.24, com idade modelo (T_{DM}) variando entre 1.59 e 1.97 Ga. Tais idades revelam o caráter crustal de suas fontes e caracterizam a presença de um evento Cambriano na região.

Os granitos considerados como pós-orogênicos, situados no Mato Grosso são representados pelos corpos de Araguaiana, São Vicente e Lajinha, apresentam T_{DM} entre 1.33 e 1.74 Ga, o que sugere mistura de fontes antigas e jovens em sua geração.

Adicionalmente, dados obtidos pelo método Lu-Hf por LA-MC-ICPMS em zircões dos granitos localizados no Mato Grosso e no Mato Grosso do Sul, são semelhantes aos resultados obtidos para isótopos de Nd que forneceram T_{DM} variando entre 1.19 a 1.81 Ga, caracterizada por valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ entre -7.58 a +4.22. Tais dados indicam mistura de magma derivado de manto Mesoproterozóico (valores positivos de ϵ_{Hf}) e antiga contribuição crustal Paleoproterozóica (valores negativos de ϵ_{Hf}).

O Arco Magmático de Goiás é comumente considerado como ocorrendo apenas à leste do Lineamento Transbrasiliano, assim a identificação de rochas com mesma assinatura isotópica ao longo deste sugere que o mesmo pode ser estendido. Assim, sugere-se que rochas derivadas de diferentes fontes sejam geradas em ambientes juvenis neoproterozóicos ou derivadas de retrabalhamento crustal de fontes paleoproterozóicas estejam colocadas lado a lado devido à cinemática das zonas de cisalhamento transcorrentes. A presença de rochas magmáticas geradas durante evento Cambriano na Província Tocantins abre espaço para novas hipóteses de modelos de correlação global semelhantes aos que ocorrem nos terrenos Pampeanos e na Avalônia, conforme preconizado por Fernando Flavio de Almeida (2004).

ABSTRACT

The final amalgamation and consolidation of the South American Platform, at the end of the Neoproterozoic-Cambrian, occurred due to a series of collisions during the Brazilian orogenesis (Pan-African, Ca. 600 Ma), followed by late-to-post-orogenic magmatic events, along the boundaries of the Brasília and Paraguay Belts, in the central portion of Brazil. The oldest granites produced by this magmatism are located in the west of Goiás (540 Ma), Mato Grosso and Mato Grosso do Sul states and display petrographic and geochemical characteristics of highly differentiated calc-alkaline type I granitoids, while the younger intrusions (508-485 Ma) are more alkaline and similar to the type A granites. The Transbrasilian Lineament is the main tectonic feature of the location and limits the Brasília and Paraguay Belts. On both sides of the lineament poorly known gneisses occur, intruded by post-tectonic granites.

The focus of this work is the systematic study of the Nd (TIMS) isotopes and U-Pb geochronology (LA-MC- ICPMS) of gneisses of the Aruanã-Araguaiana region of Mato Grosso, and post-tectonic granites at the Sonora-Taboco region of Mato Grosso do Sul. Our aim is to find absolute ages of the magmatism in order to better understand the crustal evolution of this region.

The occurrence of rocks with isotopic signatures similar of those from Aruanã region, west of the Transbrasilian Lineament, is documented for the first time. Gneisses display ages between 0.86 and 1.03 Ga (T_{DM} model age), leading to the conclusion that the arc or its fragments might be present in the area along the lineament, placed by the action of directional tectonical processes. The gneisses of the Bom Jardim de Goiás region, east of the Transbrasilian Lineament, are originated from the magmatic arc of Arenópolis, subdivided into 2 groups: the first shows isotopic signatures typical of juvenile Neoproterozoic arcs, with model ages varying between 0.7 and 1.0 Ga (T_{DM} model age), and the second group of rocks have model ages varying between 1.80 and 2.50 Ga (T_{DM} model age), which could be evidence of rocks generated from the reworking of the old continental crust.

U-Pb (LA-MC-ICPMS) analyses performed on zircons from gneisses of the Aruanã and Bom Jardim de Goiás region showed a crystallization age around 800 Ma to 680 Ma, with positive $\epsilon_{Nd}(t)$ values, between +4.26 and +5.70, which reinforces the juvenile characteristics of this rocks.

Intrusions on the south portion of Mato Grosso do Sul represented by the Taboco, Rio Negro and Coxim bodies have ages of 540 Ma (U-Pb, zircons). Syenomonzogranites and monzogranites to granodiorites predominate, with negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values, between -7.86 and -6.24, with model ages varying from 1.59 to 1.97 Ga, (T_{DM} model age), revealing the crustal character of their sources and the presence of a Cambrian event in the region.

In Mato Grosso, post-orogenic granites are represented by the Araguaiana, São Vicente and Lajinha bodies with T_{DM} age between 1.33 and 1.74 Ga, suggesting a mix of old and young sources.

Additionally, Lu-Hf (LA-MC-ICPMS) data from zircons of the Mato Grosso and Mato Grosso do Sul granites, show similar results of those obtained by the Nd isotopic method, with ages (T_{DM}) varying from 1.19 to 1.81 Ga, and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values between -7.58 and +4.22. This data could suggest a mixture of magma from the Mesoproterozoic mantle (positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values) and an old Paleoproterozoic crustal contribution (negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values).

The Goiás Magmatic Arc has been considered to be restricted to the east of the Transbrasilian Lineament, therefore the identification of rocks with the same isotopical signature along other portions of the lineament suggests that the arc could be more extensive than previously suggested. Therefore, rocks derived from distinct sources, whether originated from juvenile Neoproterozoic environments or from crustal reworking of Paleoproterozoic crustal sources are placed side by side, due to the kinematics of the transcurrent shearing zones. The presence of magmatic rocks generated during a Cambrian event on the Tocantins Province requires more investigation in order to develop new hypothesis for a model to correlate these events to those of Pampeanos and in Avalonia terrains, as suggested by Fernando Flavio de Almeida (2004).

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Justificativa de estudo.....	3
1.3. Localização e Acesso.....	4
1.4. Escopo de Estudo.....	5
2. GEOCRONOLOGIA E MÉTODOS ANALÍTICOS.....	7
2.1. Introdução.....	7
2.2. LA-ICPMS.....	7
2.2.1. Método U-Pb.....	9
2.2.2. Método Lu-Hf.....	12
2.3. Método Sm-Nd	14
3. CONSTRAINS OF THE NEOPROTEROZOIC-CAMBRIAN MAGMATISM ALONG THE TRANSBRASILIANO LINEAMENT, CENTRAL BRAZIL. A STUDY BASED ON U-PB, LU-HF (LA-MC-ICPMS) AND Nd ISOTOPIC SIGNATURE.....	17
3.1. Abstract.....	17
3.2. Introduction.....	18
3.3. Geological setting.....	21
3.4. <i>Methods</i>	25
3.4.1. U-Pb	25

3.4.2. Sm-Nd.....	26
3.4.3. Lu-Hf.....	27
3.5. Results.....	28
3.5.1. <i>Sample description and U-Pb results</i>	28
3.5.1.1. Gneisses.....	28
3.5.1.2. Granites.....	31
3.5.2. <i>Nd isotopic data</i>	50
3.5.3. <i>Hf isotopic data</i>	54
3.6. Discussion and Conclusion.....	58
3.7. Acknowledgments.....	59
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	67
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	69
ANEXOS.....	73

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Modelo global com a disposição dos Crátons e faixas dobradas durante o Neoproteróico, mostrando a Província Tocantins como unidade estática (modificado de Nance e Murphy, 2002) em conjunto com a reconstrução do Supercontinente Pannotia e o terreno Avalonia (modificado de Denziel, 1997).....	2
Figura 1.2 – Mapa de localização e vias de acesso das áreas de estudos, destaque em vermelho.....	4
Figura 1.3 – Mapa geológico simplificado da Província Tocantins e da Faixa Brasília (Pimentel <i>et al.</i> , 2000). Destaca-se as áreas de estudo (A) Região de GO/MT (B) Região de MT/MS ambos em vermelho.....	6
Figura 2.1 – Desenho esquemático do ICP (modificado de Finnigan Neptune-Hardware Manual-2003)....	9
Figura 2.2 – Diagrama da concórdia Wetherill (1956), utilizado para dados obtidos pela sistemática U-Pb.....	11
Figura 2.3 – Diagrama da concórdia Tera Wasserburg (1972), utilizado para dados obtidos pela sistemática U-Pb.....	11
Figura 2.4 – Gráfico da evolução isotópica do Háfnio (Faure, 1986).....	14
Figura 2.5 – Definição de idades modelo T_{DM} e T_{CHUR} , e modelo de evolução de ϵNd da crosta. Modificado de Paolo (1988)	15
Figure 3.1 – Geological sketch map of part of the Tocantins province and K/Ar and Rb/Sr ages of granites in Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás states (modified from Pimentel <i>et al.</i> , 2000).....	23
Figure 3.2 – Geological sketch map of the granites in the Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás (modified from Manzano <i>et al.</i> , 2005).....	24
Figure 3.3 – Hand sample and Photomicrographs of gneisses located in Mato Grosso and Goiás state. (A) Aruanã gneiss (sample GO/MT 11). (B) Aruanã Gneiss composed of quartz with fine-large grained, plagioclase and biotite in a granoblastic texture. (C) Araguaiana mylonitic gneiss (Sample GO/MT 08). (D) Mylonitic gneiss showing moderate deformation. <i>Abbreviations:</i> QTz, (quartz); KF, (K-feldspar); Bt, (Biotite); Mcl, (Microcline); Plg, (Plagioclase).....	29

Figure 3.4 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Aruanã Gneiss (sample GO/MT 11).....	30
Figure 3.5 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Araguaiana Gneiss (sample GO/MT 08).....	30
Figure 3.6 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Rio Negro granite.....	31
Figure 3.7 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Sonora granite.....	32
Figure 3.8 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Taboco granite.....	33
Figure 3.9 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Coxim granite	33
Figure 3.10 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Araguaiana granite.....	34
Figure 3.11 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Araguaiana granite (sample GO/MT 06).....	35
Figure 3.12 – (A) Hand sample of Araguaiana granite (sample GO/MT 06). (B) Granite showing moderate deformation, composed by quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite (sample GO/MT 06).....	35
Figure 3.13 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from São Vicente.....	36
Figure 3.14 – Hand sample and photomicrographs of peculiar deformed and undeformed granites located in Mato Grosso and Goiás State with characteristics to Lajinha granite. (A and C) Granites corresponding to samples GO/MT 02 and GO/MT 09. Note (B and D) photomicrographs showing an inequigranular texture.....	37
Figure 3.15 – Concordia diagrams for Weighted average for analyses of zircon from Lajinha granite.....	37
Figure 3.16 – Nd isotopic evolution diagram comparing isotopic compositions of post-collisional granites in the Paraguay belt and border of Brasilia Belt. Also show is the Nd composition of the gneiss and metasedimentary rocks located near to Aruanã city in Goiás.....	51
Figure 3.17 – Geological sketch map of granites with Sm-Nd values and T_{DM} in the Mato Grosso and Mato Grosso do sul (modified from CPRM, 2004).....	52

Figure 3.18 – Geological sketch map of rocks with Sm-Nd values and T_{DM} in the Mato Grosso and Goiás (modified from CPRM, 2004).....53

Figure 3.19 – Hf isotopic evolution diagram comparing isotopic compositions of the granites of MT/MS unit. Compositional fields of the granites of Cuiaba Group.....54

ÍNDICE DE TABELAS

Table 3.1 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample GO/MT 11.....	38
Table 3.2 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample GO/MT 08.....	41
Table 3.3 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample RIO NEGRO.....	42
Table 3.4 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample SONORA.....	43
Table 3.5 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample TABOCO.....	44
Table 3.6 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample COXIM.....	45
Table 3.7 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample ARAGUAIANA.....	46
Table 3.8 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample GO/MT 06.....	47
Table 3.9 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample LAJINHA.....	48
Table 3.10 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample SÃO VICENTE.....	49
Table 3.11 – Summary of U-Pb and Sm-Nd data obtained.....	50
Table 3.12 – Table of in situ of Lu-Hf LA-MC-ICPMS analyses.....	55

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Modelos evolutivos dos Supercontinentes são realizados com base no estudo do arcabouço tectônico regional e na correlação de associações geológicas de grande amplitude. A história dos orógenos continentais ligado a estes supercontinentes tem como explicação o modelo de reconstrução no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico sobre a formação do Gondwana Ocidental e geralmente não levam em consideração a Província Tocantins (PT), que bordejia o Cráton Amazônico na porção central do Brasil (Nance & Murphy 2001, Hefferan *et al.*, 2000).

Existem inúmeros problemas em reconhecer fragmentos de crosta que fizeram parte do Supercontinente Rodínia, que logo após a sua fragmentação e dispersão acabaram incorporados como parte importante na formação da América do Sul. A junção dessas áreas continentais ocorre devido à aglutinação do Gondwana Ocidental (Brito Neves & Cordani 1991), no fim do Neoproterozóico. Ultimamente, com a aquisição de grande acervo de dados geocronológicos, elucidou-se o modo da evolução tectônica da Província Tocantins e com isso o seu enquadramento nos processos geotectônicos globais do Neoproterozóico. Alguns dados U-Pb e Sm-Nd, de acordo com Pimentel *et al.* (1996), revelam a existência de terrenos que correspondem a antigos arcos de ilhas de idade neoproterozóica no oeste de Goiás, entre as cidades de Bom Jardim e Sanclerlândia. Assim, o ponto mais relevante nos modelos de correlação da evolução é a identificação de novos fragmentos no continente Sul-Americano que possam ser utilizados para melhor entendimento da evolução do Gondwana ocidental (Fuck *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2003; Ramos & Aleman 2000; Dalziel, 1997).

Terrenos desenvolvidos nas margens do Supercontinente Gondwana (Peri-Gondwânicos, **Fig. 1.1**) foram gerados no final do Neoproterozóico como uma faixa que se estende desde a Europa, norte da África à borda leste dos Estados Unidos. A correlação entre as Américas do Norte e Sul é dada pela semelhança entre os terrenos da Avalonia e Pampeanas durante o Paleozóico (Dalziel, 2000, Nance *et al.*, 2008). Nestes modelos, a Província Tocantins (PT) é mostrada já consolidada, enquanto que processos de subducção de margens continentais ativas são comuns no oeste do Gondwana.

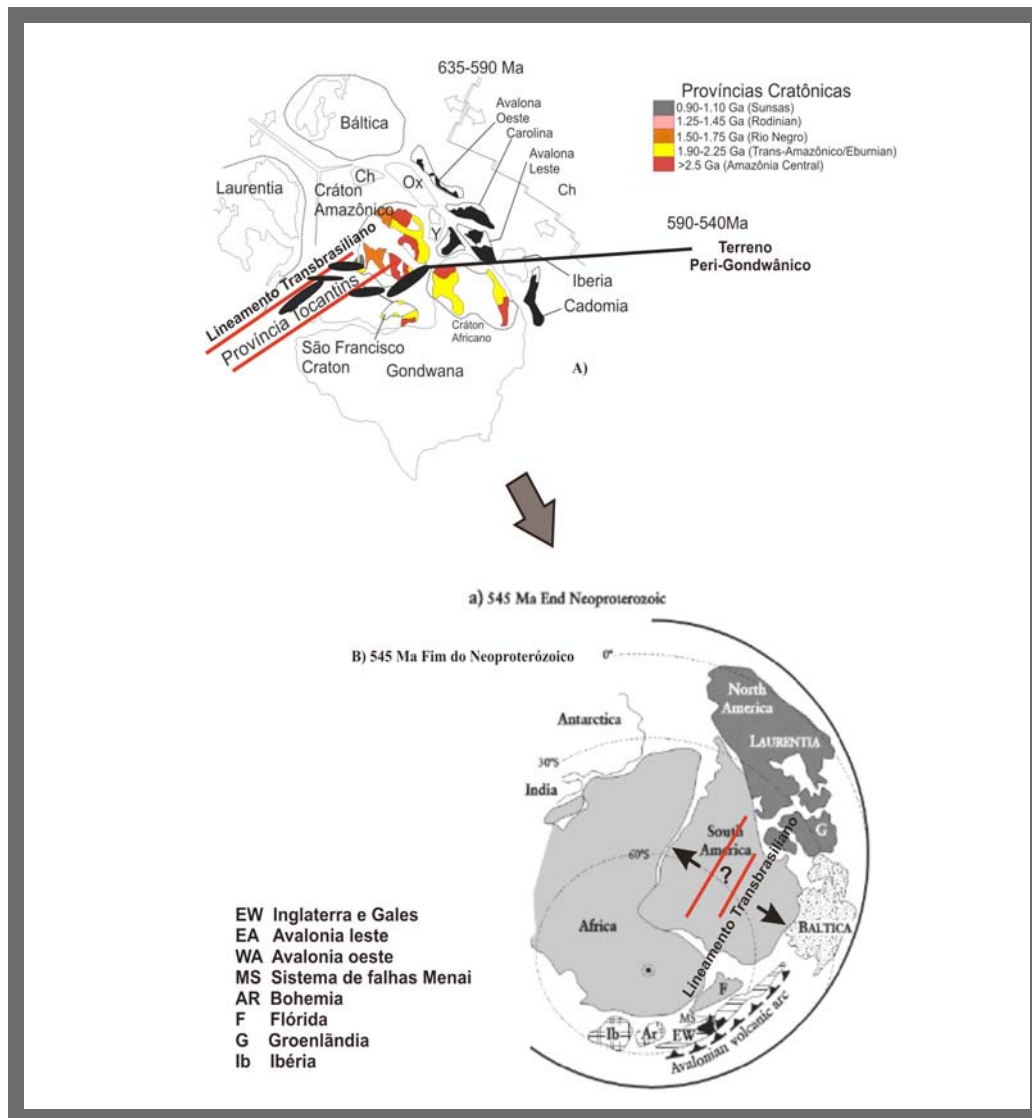


Figura 1.1 - Modelo global com a disposição dos crátons e faixas dobradas durante o Neoproteróico, mostrando a Província Tocantins como unidade estática (modificado de Nance e Murphy, 2002) em conjunto com a reconstrução do Supercontinente Pannotia e o terreno Avalonia (modificado de Dalziel, 1997).

O Lineamento Transbrasiliano é a principal feição regional presente na porção central da província Tocantins no Brasil Central e é caracterizado por falhas regionais intracontinentais de direção N30°E (Marini *et al.*, 1984; Cordani *et al.*, 2003), caracterizadas como zonas de cisalhamento transcorrentes rúpteis que se estendem por mais de 4000 Km até o continente africano. Hasui *et al.* (1994) interpretaram que o desenvolvimento dessa grande estrutura estaria ligado à justaposição de blocos litosféricos colocados por regime tectônico convergente oblíquo, que resultou na formação das Faixas Brasília e Araguaia. Esta ligação pode ser um forte indício do registro da história da evolução do Supercontinente Rodínia (Fuck *et al.*, 2008).

Se o Lineamento Transbrasiliano fosse considerado como sendo uma falha transformante, responsável pela junção final da Província Tocantins ocorrido durante a formação do oeste do Gondwana e também como o principal responsável pela ligação entre os terrenos no período Neoproterozóico-Cambriano entre os continentes da América do Sul e do Norte, muitos dos modelos evolutivos propostos, teriam sido simplificados (Dantas, 2006). Contudo não existem estudos detalhados sobre as rochas existentes neste segmento da Província Tocantins.

A presença de granitos intrusivos aos sedimentos que bordejam as Faixas Paraguai e Brasília, ao longo do Lineamento Transbrasiliano é o foco do presente estudo e pode ser usado como elemento de ligação entre os terrenos desenvolvidos na transição Neoproterozóico-Cambriano nos diferentes modelos propostos para evolução do Gondwana.

1.2. Justificativa do estudo

A relevância desta pesquisa destaca-se sobre os seguintes aspectos:

1. estudar a natureza das rochas que ocorrem ao longo do Lineamento Transbrasiliano;
2. como o limite entre as Faixas Paraguai e Brasília evoluiu;
3. a relação com o segmento do Arco Magmático de Goiás;
4. verificar a continuidade e o significado dos granitos pós-tectônicos que são intrusivos em gnaisses e estes considerados como embasamento.

A escolha das duas regiões de estudo deve-se aos poucos dados geológicos sobre as rochas deste segmento da Província Tocantins.

Por fim a caracterização geológica, petrográfica e isotópica das rochas destas regiões permitirão um significativo avanço nos estudos geológicos e geocronológicos destes granitos intrusivos considerados como pós-tectônicos e de gnaisses, ainda pouco estudados e considerados como embasamento da Faixa Brasília.

O foco do trabalho é a datação absoluta pelo método U-Pb em zircão de gnaisses e granitos, bem como estudo dos isótopos de Nd de suas fontes crustais e mantélicas. O uso do método Lu-Hf por LA-MC-ICP-MC, como importante ferramenta isotópica auxilia na comprovação da existência de arco juvenil ou continental relacionados às rochas presentes ao longo da borda das Faixas Paraguai e Brasília.

1.3 Localização e Acesso

A área de estudo localizada a oeste de Goiás (A), situa-se entre as cidades de Araguaiana e Aruanã. A área de estudo (B) localiza-se no Estado do Mato Grosso e no Mato Grosso do Sul entre as cidades de Cuiabá e Campo Grande (**Fig. 1.2 e 1.3**).

O acesso a área (A), se dá pela BR-070 (**Fig. 1.2**) e a abundância de estradas pavimentadas e não pavimentadas permite fácil acesso para mapeamento e portanto, melhor caracterização dos gnaisses e granitos a serem estudados na região de Goiás.

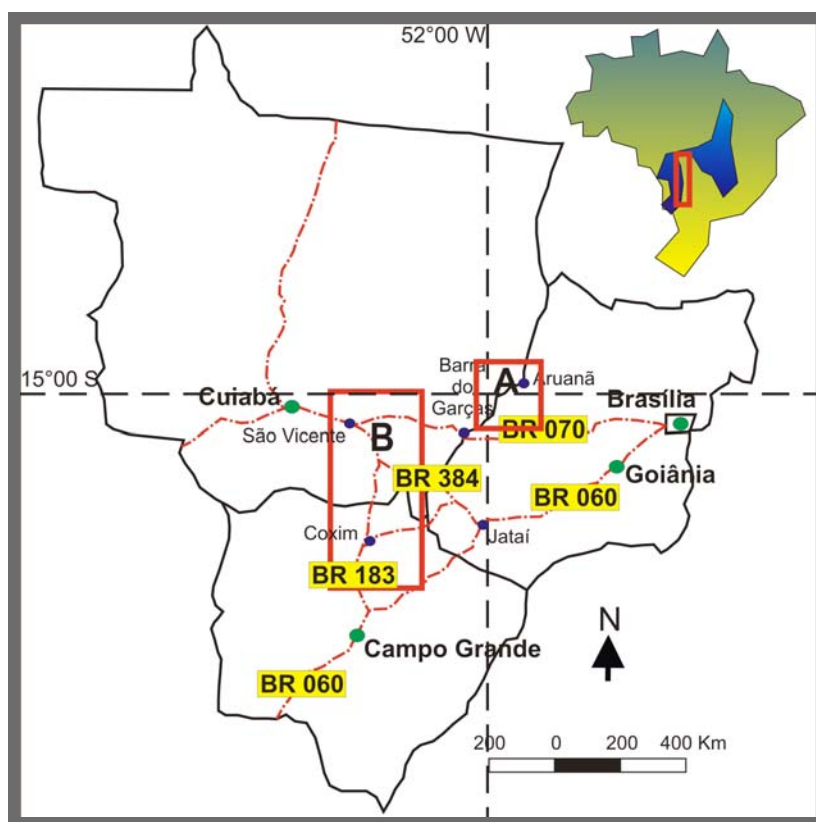


Figura 1.2 – Mapa de localização e vias de acesso das áreas de estudos, destaque em vermelho.

A área de estudo (A), esta inserida em parte das 2 folhas topográficas: Aruanã e Barra dos Garças (CIM: SD 22-Y-B-VI E SD 22-Y-B-IV) e localiza-se quase integralmente no sudoeste de Goiás, com apenas parte do seu limite no Mato Grosso. Abrange uma área de aproximadamente de 18.000 km². É limitada pelas coordenadas geográficas 14°50' a 15°50' de latitude sul e 49°00' e 49°30' de longitude oeste. No sistema de projeção de coordenadas UTM (Zona 22 S), os limites são aproximadamente 8352000 mN, 8244000 mN, 369000 mE e 472000 mE.

A área de estudo (B), insere-se em 3 folhas topográficas, Folha SD.21 Cuiabá, SF.21 Campo Grande e SE.21 Corumbá. È limitada pelas coordenadas geográficas 15°50' a 20°00' de latitude sul e 54°50' e 56°00' de longitude oeste. Para esta área, utilizou-se dados bibliográficos e amostras previamente coletadas.

1.4 Escopo do Estudo

Conforme previsto no regulamento do Curso de Pós-graduação em Geologia da Universidade de Brasília e por sugestão do Orientador (Elton Luiz Dantas), esta dissertação de mestrado apresenta-se estruturada na forma de artigo a ser submetido para publicação em periódico científico especializado sobre o tema.

O *paper* é intitulado de "*Constraints of the Neoproterozoic-Cambrian Magmatism along the Transbrasiliiano Lineament, Central Brazil. A Study Based on U-Pb, Lu-Hf (LA-MC-ICPMS) and Nd Isotopic Signature*", sendo ele elaborado durante os anos de 2008 e 2009. Este texto tem como objetivo principal apresentar caracterização geológica, isotópica e petrográfica das regiões de estudo, contribuindo para significativo avanço nos estudos geológicos e geocronológicos pré-existentes.

O artigo mencionado é procedido por Capítulo de Introdução, onde estão contidas informações gerais da dissertação que incluem a Apresentação, Justificativa de Estudo, Localização e Acesso, seguido pelo Capítulo de Geocronologia e Métodos Analíticos e por fim, o Capítulo de Conclusões que apresenta, de forma sintetizada, resultados da pesquisa, inclusive aqueles já apresentados, mais detalhadamente no artigo. Finalmente, o capítulo de Anexos, que inclui segmentos tais como: i) coordenadas geográficas e descrição dos pontos de coleta; ii) valores isotópicos de Sm-Nd dos pontos de coleta.

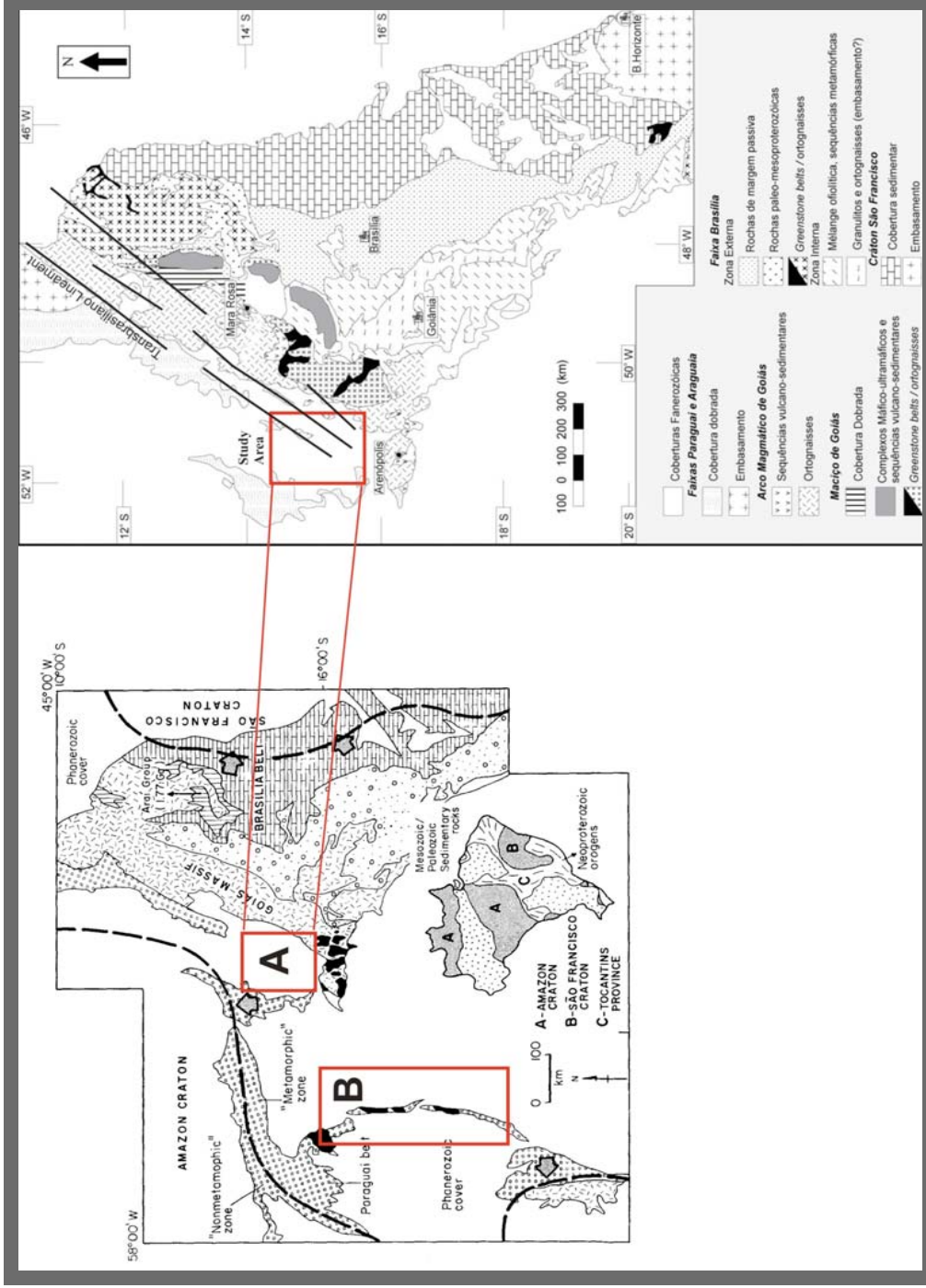


Figura 1.3 - Mapa geológico simplificado da Província Tocantins e da Faixa Brasília (Pimentel *et al.*, 2000). Destaca-se as áreas de estudo (A) Região de GO/MT (B) Região de MT/MS ambos em vermelho.

2. GEOCRONOLOGIA E MÉTODOS ANALÍTICOS

2.1 Introdução

O zircão ($ZrSiO_4$), possui forte afinidade química com U e Th e adicionalmente apresenta grande durabilidade física e química (Trocellier & Delmas, 2001), além de ocorrer amplamente distribuído como acessório em quase todos os tipos de rochas terrestres, bem como em meteoritos e rochas lunares.

A composição do zircão é complexa e além do Hf, que está presente em concentração acima de 7%, são encontrados 50 outros elementos (Krogh, 1982).

Cristais individuais podem desenvolver extensiva zonação química que refletem variação da composição do magma residual. A zonação é usualmente interpretada como representativa de crescimento magmático caracterizado pela variação de proporções relativas de elementos menores e traços (Hf, Th, U, Y, ETR, Pb e P).

As análises em zircão devem ser interpretadas levando-se em consideração as características morfológicas e composicionais dos grãos, uma vez que seus dados podem vir a representar uma gama de diferentes eventos tecto-magmáticos tais como idade de formação da rocha, metamorfismo ou migmatização.

A desvantagem no uso do grão de zircão é que ele apresenta fenômenos de perda de chumbo resultante da metamitização dos grãos, entretanto, regiões atingidas por este processo podem ser retiradas pelo método de abrasão ao ar dos grãos, que preserva a porção interna do mesmo e permite mostrar a idade absoluta do zircão, como também a existência de núcleos mais antigos (Krogh, 1982).

2.2 LA-MC-ICPMS

As primeiras informações de determinações geocronológicas foram realizadas por Feng *et al.*, 1993; Fryer *et al.*, 1993; Machado & Gauthier, 1996.

O LA-ICPMS (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) consiste na inicialização do aerosol que contém a amostra no plasma (módulo ICP), onde a mesma é ionizada (Fig. 2.1). As análises a serem efetuadas em material sólido são feitas com o auxílio de um *laser ablation*. O módulo do *laser* é muito versátil, o que

permite selecionar feixes de diversos tamanhos (20 a 100 μm) e formas (circular, quadrada, retangular ou linear). As análises em geral são rápidas e os custos são menos onerosos quando comparados com as análises realizadas nas microsondas iônicas. Vale ressaltar a importância do método LA-MC-ICP-MS para estudos de proveniência sedimentar e de minerais complexos com herança ou subcrescimento metamórfico.

O feixe de íons é submetido a um forte campo magnético (cerca de 1,2 Tesla=12.000 Gauss) capaz de separar e juntamente com o zoom ótico focar os diferentes isótopos em função de suas massas.

Para as análises feitas no LA-ICPMS, os grãos de zircão são arranjados em um disco montado com resina epóxi. Previamente, passam por etapa de polimento.

Os *mounts* de zircão (2) são limpos em uma solução composta de HNO_3 3%. Em seguida são inseridos em célula especial de teflon, em conjunto com padrão GJ (Jackson *et al.*, 2004).

As análises são feitas em equipamento *New-Wave* UP213 Nd:YAG laser 9 =213 nm conectado ao ICP-MS *Multi Coletor Thermo Finnigan Neptune*.

Calibra-se diversos parâmetros a fim de otimizar a leitura, como por exemplo, a frequência, a intensidade do *laser* e o volume de gás hélio e argônio.

A avaliação dos dados foram realizadas em *software* específico desenvolvido pelo Thermo Finnigan. Os dados obtidos e correspondentes ao intervalo são transferidos para planilha EXCEL, desenvolvida e elaborada para cálculos das idades U-Pb (Buhn *et al.*, 2008 e Matteini *et al.*, 2006).

O sinal ^{204}Pb é calculado a partir de medições de isótopos ^{202}Hg e ^{204}Hg , cuja razão natural é de 4,346. Em zircões cujos valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são inferiores a 1000, aplica-se correção de Pb comum de acordo com o modelo de Stacey e Kramers (1975). A etapa posterior consiste na elaboração dos diagramas Concórdia realizado a partir do programa *ISOPLLOT v.3* (Ludwig, 2003).

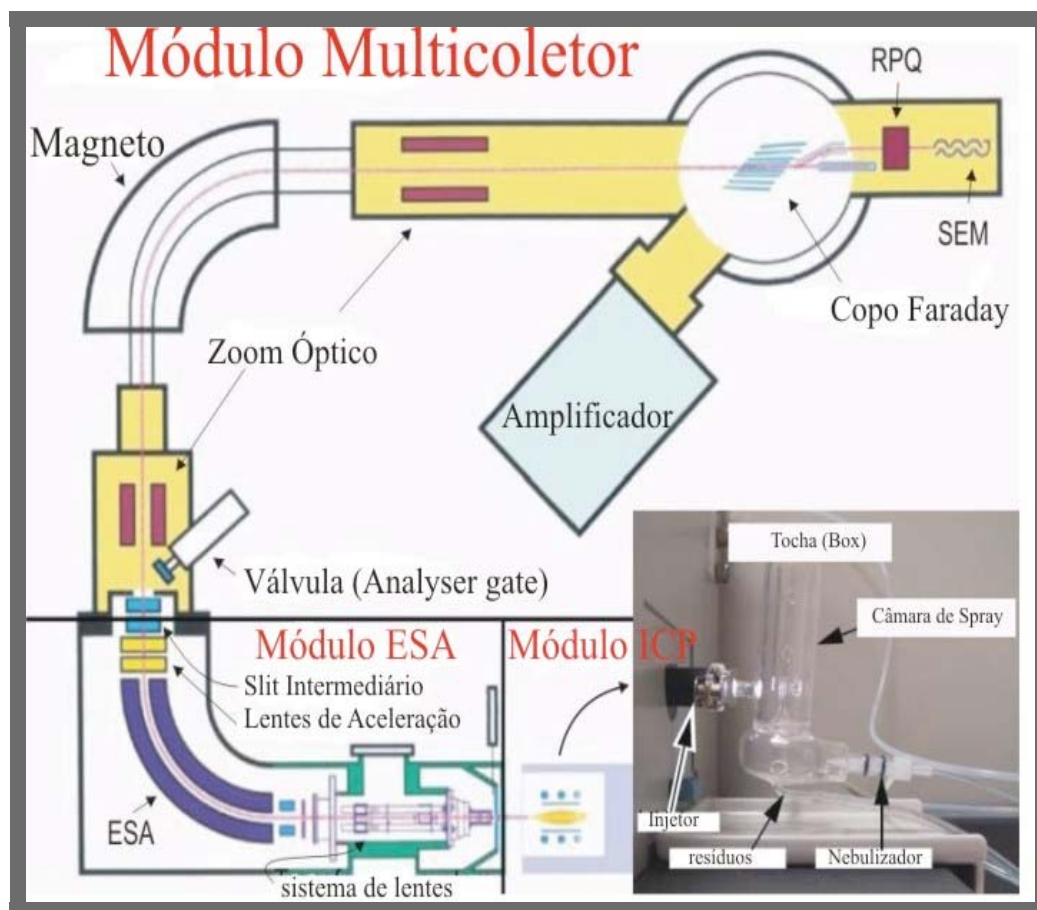


Figura 2.1 – Figura esquemática do ICPM (modificado de Finnigan Neptune-Hardware Manual-2003).

2.2.1 Método U-Pb

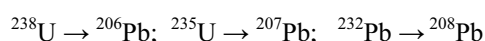
O Método U-Pb de datação geocronológica absoluta é baseado na desintegração radioativa de dois isótopos de U (^{235}U e ^{238}U), que dão origem a dois isótopos de Pb (^{207}Pb e ^{206}Pb). As meias-vidas dos isótopos de urânio são de *ca.* 0.704 Ga e 4.47 Ga, respectivamente. É aplicado especialmente para a datação de minerais ricos em urânio tais como zircão, monazita, titanita, xenotima, badeleíta e perovskita. Rotineiramente aplicado para materiais mais antigos que 1 Ma.

O chumbo ocorre naturalmente em quatro isótopos estáveis: ^{208}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{204}Pb , em ordem de abundância; e quatro radioativos: ^{210}Pb , ^{211}Pb , ^{212}Pb e ^{214}Pb , dos quais o ^{210}Pb e ^{214}Pb estão na série de decaimento do ^{238}U , o ^{211}Pb na série do ^{235}U e o ^{212}Pb na série do ^{232}Th . O ^{210}Pb possui meia vida de 22 anos, sendo utilizado

amplamente na datação de sedimentos recentes e na determinação do ambiente de deposição enquanto que os outros possuem meia-vida menor que 12 horas.

O método U-Pb se baseia em esquemas de decaimento, os quais fornecem resultados em três idades independentes ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$). O único isótopo que não é resultado de decaimento radioativo de U ou Th é o ^{204}Pb .

A série de decaimento se dá por emissões de partículas α , simplificadas pelos isótopos abaixo:



Esses sistemas independentes resultam em idades concordantes se o sistema permanecer fechado logo após ter sido cristalizado e se a composição inicial de Pb for conhecida (Faure, 1986).

O isótopo ^{204}Pb é utilizado como um monitor que estima a quantidade deste elemento que um determinado mineral adquiriu no momento da cristalização.

A medida da composição inicial de Pb pode ser estimada por meios de curvas de evolução ou de acordo com Heaman & Parrish, (1991), pela análise de outro mineral paragenético portador de Pb. Esse meio deve ser evitado e não utilizado em rochas metamórficas, já que as paragêneses não representam a composição primária das mesmas.

Heaman & Parrish, (1991) tomam em consideração que as análises do mineral, seja qual for a ser datado, devem apresentar considerável quantidade de Pb comum incorporado no momento da cristalização e elevados teores de U. Minerais ricos em U minimizam o efeito, já que U e Pb apresentam diferenças na configuração eletrônica e no raio iônico, ou seja, no momento da cristalização, esse elementos são fracionados. A emissão de partículas α durante o decaimento radioativo causa danos estruturais na rede cristalina dos minerais como no zircão, no qual são geradas microfraturas, que podem ser percolados por fluidos hidrotermais/metamórficos e assim, perder Pb.

Os dados gerados são comparados com curvas de referência que correlacionam as variações isotópicas com tempo geológico, sendo o diagrama mais utilizado e conhecido é de Wetherill (1956), (Fig. 2.2). Rochas jovens produzem pouco ^{207}Pb , necessitando correções matemáticas e produzindo erros maiores. Este diagrama é também utilizado para amostras onde o total de Pb comum (^{204}Pb) presente no zircão é muito alto.

Outro diagrama para representação dos dados isotópicos é o diagrama de Tera & Wasserburg (1972), (Fig. 2.3). Este diagrama é utilizado para rochas mais jovens, nas quais boas concórdias não são geradas pelo diagrama convencional.

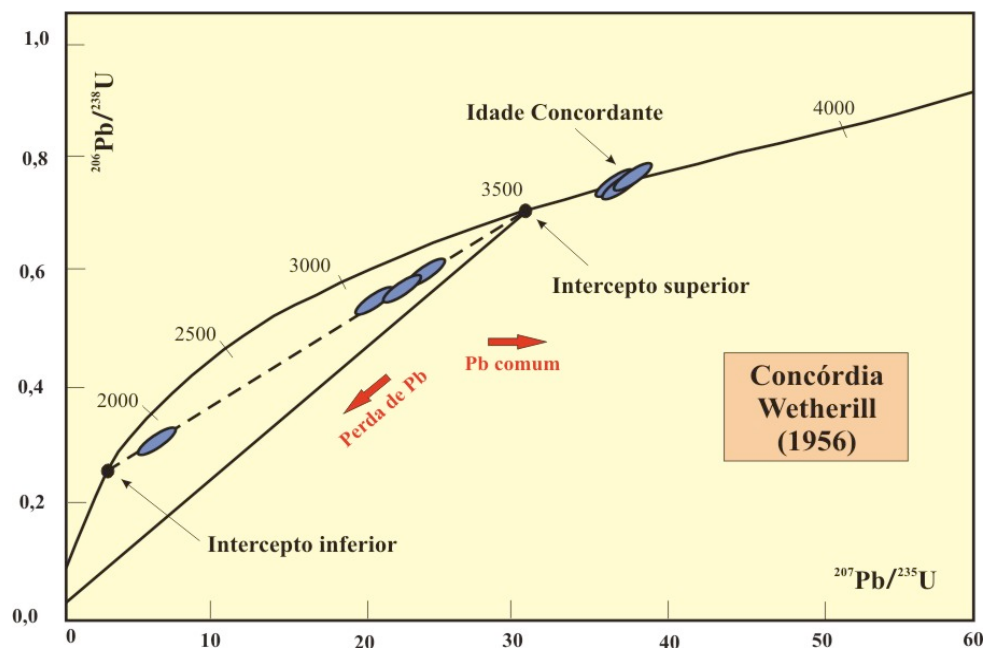


Figura 2.2 - Diagrama da concórdia Wetherill (1956), utilizado para dados obtidos pela sistemática U-Pb .

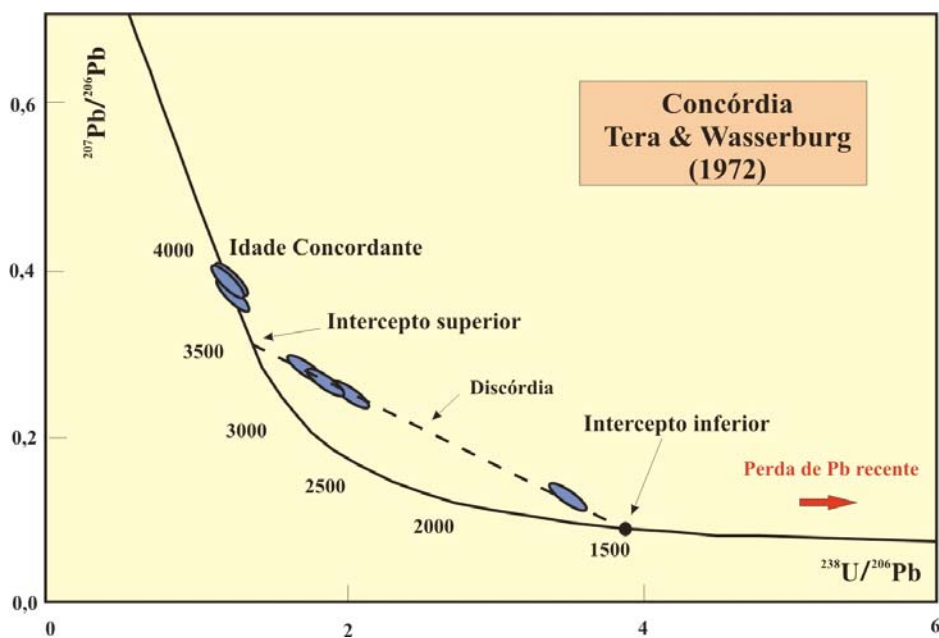


Figura 2.3 - Diagrama da concórdia Tera & Wasserburg (1972) utilizado para dados obtidos pela sistemática U-Pb.

2.2.2 Método Lu-Hf

Análises de isótopos de Lu-Hf têm obtido importantes progressos na espectrometria de massa com fonte de plasma e nas técnicas de amostragem pelo *Laser Ablation*, o que têm gerado grande interesse por estes isótopos e pelo avanço no qual este estudo e sua aplicação pode gerar para a datação de um dado material geológico.

Seu uso é muito semelhante ao sistema Sm-Nd. Os zircões podem conter de 0,5% a > 2% de Hf e o alto conteúdo deste elemento e a baixa razão Lu/Hf podem provir importante informação complementar para o sistema U-Pb (Patchett *et al.*, 1981). Assim, quando combinado com o método U-Pb, o método Lu-Hf possibilita caracterizar isotopicamente o magma a partir do qual estes cristais foram gerados. Um exemplo de aplicação geológica desse método seria a reconstrução da evolução crustal de uma determinada região.

O Lu faz parte da série final dos lantanídeos e apresenta dois isótopos (^{175}Lu e ^{176}Lu) com respectivas abundâncias de 97,41% e 2,59%. O decaimento de Lu para Hf segue o modelo a seguir, de acordo com Patchett e Tatsumoto (1980), onde o λ representa o decaimento constante do ^{176}Lu :

$$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_0 + (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_0 (e^{\lambda t} - 1); \quad \lambda = 1,94 \times 10^{-11}$$

Háfnio é membro do grupo IV-B, da tabela periódica e tem camada de valência +4, que mostra uma composição química mais enriquecida de Zr (Zr/Hf ~ 35 em rochas crustais). O Háfnio ocorre em 6 tipos de isótopos naturais: ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf e ^{180}Hf , sendo o ^{176}Hf produzido pelo decaimento espontâneo de β^- para ^{176}Lu , com meia vida de 37.2 Ga em amostras, tais como basaltos, granitos entre outros.

Durante a fase de cristalização do zircão são incorporados ao cristal quantidade relativamente pequena de Lu e quantidade de isótopos de Hf em torno de 1%. Devido a grande quantidade de Hf inicialmente incorporado, cuja concentração é da ordem de 100 ppm, a quantidade de ^{176}Hf transmutado do ^{176}Lu após cristalização torna-se muito pequena. Para comparar os isótopos de Hf com do CHUR, foi criado o parâmetro ϵ_{Hf} , com o qual fica mais fácil relacionar a fonte de Hf e consequentemente o material fonte do zircão:

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[\frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{am}}}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

A concentração de Hf em zircão varia entre 5000 e 10000 ppm, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \sim < 0.0005$ e ϵ_{Hf} do manto depletado atual tem valor de 16 (Chu *et al.*, 2002).

As composições iniciais de Hf no zircão podem apresentar a história da magmatogênese de sua fonte. Assim, se ϵ_{Hf} for maior que zero, o material fonte do zircão tem uma origem mantélica, enquanto que, se o ϵ_{Hf} for menor que zero, o material fonte é de origem crustal.

O parâmetro ϵ_{Hf} inicial em zircão pode indicar importante contribuição na história de evolução da crosta continental (Wu *et al.*, 2005, Chu *et al.*, 2002). Quando se utiliza o ICP-MS, isótopos de Hf são facilmente medidos e problemas de interferência isobárica do ^{176}Lu sobre o ^{176}Hf pode ser corrigido a partir do isótopo ^{175}Lu (Wu *et al.*, 2005, Chu *et al.*, 2002).

A aplicação da sistemática Lu-Hf para o estudo em geociências foi desenvolvida a partir de 1980, quando Patchett e Tatsumoto (1980) e Patchett *et al.*, (1981) usaram o TIMS para medir estes isótopos.

A razão primordial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ foi determinada por Patchett e Tatsumoto (1980) e por Tatsumoto *et al.*, (1981) a partir da isócrona de 13 tipos de acondritos apresentando valores de 0.27978 ± 0.00009 .

De acordo com Patchett e Tatsumoto (1980), para o CHUR (Chondritic Uniform Reservoir), o valor da relação de massas $^{176}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$ é igual a $0,0332 \pm 0,002$. A razão isotópica inicial de $^{177}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em 4,5 Ga é igual a $0,279742 \pm 29$, enquanto a atual é de $0,282772 \pm 29$. Para o manto empobrecido (DM) o valor obtido é de 0,0390. Estes valores diferentes indicam que o manto superior se enriquece em Lu, enquanto a crosta fica empobrecida neste elemento. Estes parâmetros definem a curva de crescimento Hf (Fig. 2.4).

A partir da década passada o método MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), que permite excelente ionização em amostras de soluções impuras, se tornou o método ideal para análises de isótopos de Hf. A precisão e acurácia obtidas com o LA-MC-ICPMS é comparável aquela obtida pelo TIMS, sendo a preparação das amostras muito mais fácil e a eficiência das análises muito mais alta na técnica LA-MC-ICPMS.

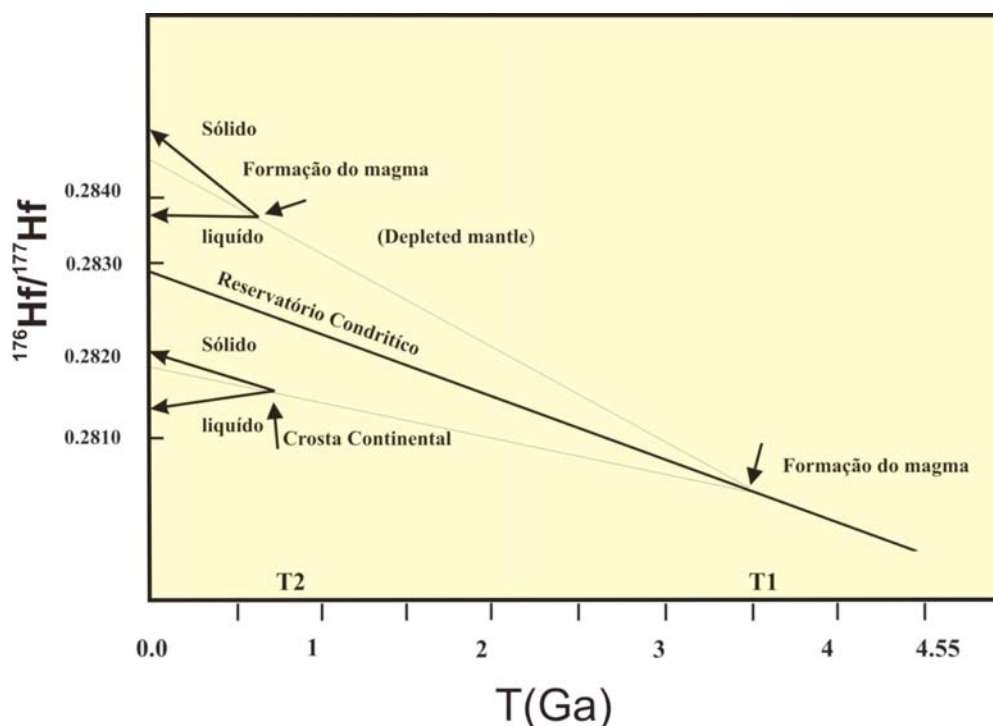


Figura 2.4 - Gráfico da evolução isotópica do háfnio (Faure, 1986).

A técnica *Laser Ablation* combinada com MC-ICP-MS permite analisar amostras sólidas, como grãos minerais com alta resolução espacial. A aplicação deste método está sendo incorporada como rotina do Laboratório de Geocronologia da UnB, com o auxílio dos Professores Massimo Matteini (Matteini *et al.*, 2008) e Bernhard Buhn (Buhn *et al.*, 2008) com o uso do espectrômetro Finnigan NEPTUNE Double Focusing Multi Collector ICP-MS.

2.3. Método Sm-Nd

O método Sm-Nd é realizado pelo equipamento TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*) baseia-se na diluição seguida da adição de um traçador de composição isotópica de concentração conhecida e enriquecida em um isótopo artificial ou de menor abundância. É utilizado o espectrômetro de modelo Finnigan MAT 262, equipado com 7 copos Faraday e uma multiplicadora de elétrons.

Neodímio (60) e Samário (62) são elementos terras raras pertencentes ao grupo III-B da tabela periódica. Os elementos terras raras formam íons com carga +3 com configuração que varia $[\text{Xe}] 4f^0$ a $[\text{Xe}] 4f^{14}$ (Faure, 1986).

O método se baseia no decaimento do isótopo ^{147}Sm para ^{143}Nd a partir da emissão de partículas α . Os elementos Sm e Nd apresentam pequena diferença no raio iônico e grande semelhança geoquímica (Faure, 1986).

A geração de crosta a partir do manto é o único processo geológico que pode fracionar este sistema isotópico, com isso a razão no momento da fusão é de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e a do magma é um pouco mais parecida com o da fonte, que fica mais enriquecida em Sm devido a incompatibilidade de Nd (Fig. 2.5).

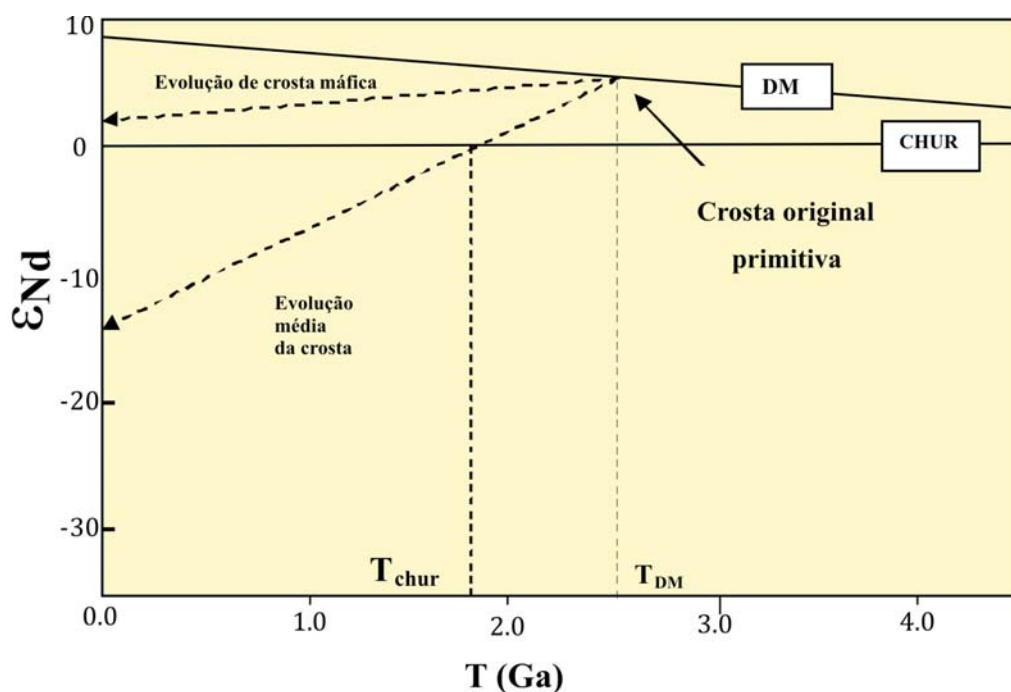


Figura 2.5 - Definição de idades modelo T_{DM} e T_{CHUR} , e modelo de evolução de ϵ_{Nd} da crosta. Modificado de DePaolo (1988).

O maior acúmulo de isótopos radiogênicos no manto e das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que as da crosta, auxiliam na construção de curvas evolutivas para a Terra com a finalidade de avaliar com maior clareza o comportamento e o significado das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. A composição inicial de Sm e Nd na Terra é similar a dos demais corpos formados em 4,55 Ga. A linha evolutiva CHUR (*chondritic uniform reservoir*), construída com base em análises de meteoritos condriticos, representa a evolução da composição inicial do Universo. Já a curva DM (*depleted mantle*) caracteriza a evolução do manto empobrecido em ETR leves em dado momento da história geológica, devido a retirada de magma para a formação de crosta (De Paolo, 1981, 1988).

A notação $\epsilon_{Nd}(0)$ diz respeito ao tempo presente e o cálculo é realizado com análises de $^{143}Nd/^{144}Nd$ obtidas. O $\epsilon_{Nd}(T)$ representa a composição isotópica da crosta quando foi formada no tempo t . Valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ indicam fontes mantélicas empobrecidas em ETR leves, enquanto que $\epsilon_{Nd}(t)$ negativo sugere que a rocha seja formada a partir de fusão crustal.

Com os valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ e da razão $^{147}Sm/^{143}Nd$ pode-se construir uma reta que indicar a época na qual o magma foi retirado do manto. O intercepto com a curva DM indica a idade modelo T_{DM} , e da mesma forma, a idade modelo T_{CHUR} indica a intersecção com o modelo CHUR. Vale ressaltar que a idade T_{DM} é sempre mais velha que a idade absoluta e sua utilização em função à CHUR.

Em rochas ígneas, a análise isotópica permite obter resultados sobre os elementos terras raras da fonte. Elevados valores de Sm/Nd indicam um empobrecimento em ETR na fonte, enquanto que razões baixas sugerem padrão enriquecido na fonte. Rochas geradas em ambiente de arco magmático continental, por exemplo, vão apresentar maior amplitude de valores negativos de ϵ_{Nd} , já que em arcos oceânicos esses valores seriam positivos, sendo assim, mais consistente com a fonte (De Paolo, 1981, 1988).

**3.CONSTRAINS OF THE NEOPROTEROZOIC-CAMBRIAN
MAGMATISM ALONG THE TRANSBRASILIANO LINEAMENT,
CENTRAL BRAZIL. A STUDY BASED ON U-Pb, Lu-Hf (LA-MC-ICPMS)
AND Nd ISOTOPIC SIGNATURE.**

Ferreira. C.O*, Dantas. E. L, Pimentel. M. M and Buhn. B.

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF. (UnB), CEP 70.910-900, Brazil.

*Corresponding autor. Fax + 55 61 3307 1113.

E-mail address: cristianoferreira@live.com (C. Oliveira Ferreira)

E-mail address: elton@unb.br (E. Luiz Dantas).

3.1 Abstract

This work presents the first high precision U-Pb and Sm-Nd ages (LA-MC-ICPMS) of intrusive rocks related to Neoproterozoic and Early Paleozoic magmatic and tectonic events that took place along the boundary between the Paraguay and Brasília belts in central Brazil, coincident with the Transbrasiliano Lineament (TBL). We also report the first Lu-Hf zircon (LA-MC-ICPMS) data obtained in granites in the Tocantins Province, central Brazil.

The Sm-Nd isotopic data presented in this study indicate that the gneissic units exposed in the Bom Jardim de Goiás and Aruanã region belong to the Goiás Magmatic Arc. The gneissic units have crystallization ages around c. 860 and 600 Ma (U/Pb in zircon). In the Aruanã region, gneissic rocks occurring in the western portion of the TBL have a juvenile isotopic signature with T_{DM} model ages ranging from 0.86 to 1.03 Ga and $\epsilon_{Nd}(t)$ values between + 4.26 to +5.70. These results lead to the conclusion that either the juvenile magmatic arc signature extends until this area or that arc fragments are emplaced along the lineament due to strike slip tectonics. Another group of gneissic rocks have T_{DM} values between 1.80 and 2.50 Ga, indicating that crust forming events were also related to the reworking of folder continental crust.

The post-collisional Coxim, Taboco, Sonora and Rio Negro granites emplaced along the border of Paraguay belt at Mato Grosso do Sul state vary from monzo- to

syenogranites and granodiorites. Post-orogenic Lajinha, Araguaiana and São Vicente granites, occurring between Goiás and Mato Grosso state form another group of intrusive rocks in the boundary of Paraguay and Brasília belts. These granitic rocks are interpreted as a magmatic event derived from non-cogenetic sources, with ages of 540 and 510 Ma respectively (U/Pb in zircon).

The Taboco, Rio Negro and Coxim intrusions have T_{DM} model ages ranging between 1.59-1.97 Ga, and mainly negative $\epsilon_{Nd}(t)$ values suggesting a Paleoproterozoic source. Differently, the Lajinha, Araguaiana and São Vicente granites yielded ages of c. 510 Ma and T_{DM} values between 1.33 and 1.74 Ga. $\epsilon_{Nd}(t)$ values are from -4.00 to -9.94, suggesting a mixing of young and old crustal sources.

Lu-Hf age (T_{DM}) of the granites ranges from 1.19 to 1.81 Ga. Positive ϵ_{Hf} values suggest mixing of Mesoproterozoic mantle-derived magma, which is in agreement with the Nd isotope results. These data indicate that the post-orogenic magmatism in the Paraguay Belt was extensive into the Cambrian times, similarly to the granite intrusions emplaced into the Goiás Magmatic Arc.

Our results suggest mixing of sources in the magmatism along the Transbrasiliano Lineament, which is usual in transitional oceanic to continental arc magmatism in subduction-related tectonic settings. The expressive post-collisional magmatic event around 540 Ma helps to better understand the reconstruction models of the West Gondwana. The Cambrian magmatism and deformation in the Central Brazil bring light to new models correlating the Pampean orogeny in South America and other Peri-gondwanan terranes, as the Avalonian in North America.

Keywords: Peri-gondwanan terranes, Lu-Hf in zircon by LA-ICPMS, Transbrasiliano Lineament.

3.2 Introduction

Supercontinent evolution models are based on regional tectonic framework studies and correlation between well knowledge geological associations. The evolution of Peri-Gondwanan terranes that developed in the peripheral positions with respect to the supercontinent has been studied considering the evolution of their continental margins (Nance *et al.*, 2001). Large portions of these terranes were generated in the end

of the Neoproterozoic and extend to Europe, North Africa and eastern border of North America.

Many problems in recognizing the Rodinia Supercontinent arrive from the absence of knowledge of the age of magmatism events in large continental crustal fragments. Some of these blocks were dispersed and later amalgamated into the West Gondwana margin. However, regions that are not taken into account in the models (Nance & Murphy 2002; Hefferan *et al.*, 2000), as the Tocantins Province (TP), surrounding the Amazon Craton in central Brazil, could play an important role in this evolution.

After the break-up and dispersion of South America and Africa continents during the Mesoproterozoic, the terranes located in the border of Amazon Craton have been correlated with the North America Shield (Fuck *et al.*, 2008; Tohver *et al.*, 2006; Trindade *et al.*, 2005) and/or Andean terranes (Ramos, 2008; Escayola *et al.*, 2007). However, the precise location of the terranes along the Gondwana margin has the potential to provide important constraints to understand the end of Neoproterozoic and beginning of Early Paleozoic times (Brito Neves & Cordani, 1991). In all models the TP is interpreted as an already consolidated and amalgamated fragment in South America continent given the similarity between Avalonia and Pampean terranes during the Paleozoic (Dalziel, 2000; Nance & Murphy, 2008). Large lineaments are thought to be collisional orogenic sutures developed during the Peri-Gondwanan terranes at 540 Ma (Nance & Murphy, 2008).

The transcontinental Transbrasiliiano Lineament (TBL) is the main tectonic feature of the Tocantins Province, forming extensive NS to NNE steep-dipping shear zones along the boundary between the Brasília and the Paraguay belts (Marini *et al.*, 1984; Cordani *et al.*, 2003). These belts represent important Brazilian Pan-African geotectonic units in the central region of the South American continent, formed by the convergence of the Amazon and São Francisco-Congo cratons in Neoproterozoic (Almeida *et al.*, 1984; Pimentel *et al.*, 1996; Pimentel *et al.*, 2000). However, there are not detailed studies on the rocks occurring along these segments of the TP, which include gneisses, interpreted as basement rocks, and granites intruded into the metasedimentary rocks of Paraguay and Brasília belts.

The collision of the cratons occurred as a result of the consumption of a possible Neoproterozoic oceanic lithosphere or by subduction closing the ocean and generating

magmatics arcs, that juxtaposed different lithospheric blocks (Pimentel & Fuck, 1987). In the Brasília fold belt, the most important feature is the juvenile Goiás Magmatic Arc (Pimentel & Fuck, 1992). Its extension and duration has been recently discussed in the literature (Laux *et al.*, 2005) and was further divided in the northern (Mara Rosa Arc) and southern (Arenópolis Arc) portions (Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 2006). In these works the west boundary of the Goiás Magmatic Arc is interpreted as part of the TBL. Intrusive granites into the Goiás Magmatic Arc are related to two events from 588 to 560 Ma and from 508 to 485 Ma (Pimentel *et al.*, 1996), corresponding to the transition of a post-collisional to an extensional tectonic environment in the Brasilia belt.

Several intrusive bodies occur in marginal positions in relation to the Paraguay and Brasília belts, outcropping along the northern border of the Mato Grosso state and in the southern border of Mato Grosso do Sul state. They are divided in two large magmatic groups and/or events and are considered as syn- to post-tectonic granites of the TP.

The first group of granite bodies is intrusive along the eastern margin of the Paraguay belt forming a linear array of plutons aligned in a NNE-SSW trend and comprises the Taboco, Rio Negro, Coxim and Sonora plutons. These plutons occur in an array parallel to the Serra do Maracajú formed at the contact between the Cuiabá Group and Furnas Formation of the Paraná Paleozoic basin. In northern Mato Grosso state, the second magmatic group is represented by the large intrusions of São Vicente, Araguaiana and Lajinha. The first one intrudes metasediments of the Cuiabá Group in the inflexion zone of the Paraguay Belt and the other intrudes the easternmost portion of the belt and is partially covered by the sediments of the Araguaiana river basin (Godoy *et al.*, 2007; Manzano, 2009; Luz *et al.*, 1980).

This study presents the first attempt to acquire LA-MC-ICPMS U-Pb, Lu-Hf and Nd isotopic data of the rocks considered to be the basement units of these belts, in addition to the post-collisional and post-orogenic granitic rocks developed during the evolution of the western margin of Gondwana terrane amalgamation.

Two main questions will be addressed. The first is the extension of Goiás Magmatic Arc westernward of the TBL and the second is the age and significance of the magmatism developed along the lineament in a global context and its relation with events developed in other peri-gondwana terranes.

3.3 Geological setting

The Paraguay belt is located in the western portion of the Tocantins Province, and consists of a sequence of metasedimentary rocks deposited at the south border of the southern Amazon Craton. The main unit corresponds to the Cuiabá Group, composed of schist, filites, quartzites, limestones and marble (Almeida, 1964, 1965; Alvarenga, 1985, 1988; Alvarenga & Trompette 1988, 1992; Luz *et al.*, 1980). The anatomy of the orogeny suggests a transition between the internal (metamorphic rocks and granitic intrusions) and external structural zones (folded, with little or no metamorphism) of the belt deposited over the cratonic platform (Almeida, 1984).

The studied granitic rocks are situated along the inner part of the Paraguay Folding belt, which is a tectonic unit placed in the SSE portion of the Amazon Craton during the Brazilian orogeny (600-450 Ma).

The first attempt to obtain geochronological data of the Cuiabá Group was based on K-Ar method in muscovite from phylites, and resulted in minimum age 549 Ma (Hasui and Almeida, 1970). In contrast, small occurrences of volcanic rocks in the Cuiabá Group that were mapped by Fragomeni and Costa (1976) in the south of Bom Jardim of Goiás city, as basic lava, lava and tufts, andesites, rhyodacites, dacites and agglomerates, present radiometric ages of 711 ± 53 Ma (K/Ar) and were interpreted as the age of amphibolites. However, an Rb-Sr isochronous of reference for the phylites from the Cuiabá Group yield an age of 484 ± 19 Ma (Barros *et al.*, 1982), where Tassinari (1981) interpreted as the cooling age at the ending of the Brasiliano orogeny that affected these rocks. More recently, deformational events related to development of shear zones and metamorphism were dated by Geraldes *et al.* (2003), that presented $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages around 540 Ma in micas from the Araés shear-zone in the region of Nova Xavantina. They interpreted the age as representative of a metamorphism event related to collisional collage in the western part of Gondwana.

Despite of the lack of agreement in the absolute age of the Cuiabá Group, the presence of gabbros and metabasalts in the Nova Xavantina region, displaying positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values and geochemical signature similar to the MORB-type magmatism suggest involvement of oceanic crust in the development of the Paraguay Belt (Dantas *et al.*, 2006).

The syn- to post-tectonic Brazilian Province from the SE of the Mato Grosso State is initially discussed by Godoy et al. (2004) e Manzano et al. (2005). The rocks from the southern portion display geological, mineralogical and geochemical characteristics that led them to the subdivision in two sets of granitoids, one in the southern portion (Taboco e Rio Negro) and another in the middle area (Coxim e Sonora).

In the Brasília belt, the most important tectonic units are orthogneisses and metavolcanosedimentary sequences, that were related to the juvenile island arc magmatism forming the Goiás Magmatic arc (Pimentel & Fuck, 1992, Pimentel et al., 1994). These units provide evidence of an important event of Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil, characterized by low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and positive ϵ_{Nd} (t) values. The Goiás arc is divided in the northern (Mara Rosa Arc) and southern (Arenópolis Arc) portions (Fuck et al., 1994; Pimentel et al., 2000; Fuck et al., 2006). Two episodes of crustal accretion have been defined in the last years, one between 960-860 Ma and another between 660-630 Ma (Pimentel et al., 1991; Junges et al., 2002; Laux et al., 2005).

Gneisses in the studied area are considered as basement rocks related to the Arenópolis Arc, occupying a large area of southeast of Goiás, extending from Bom Jardim of Goiás to Buriti Alegre city. The rocks of the arc were juxtaposed by an important NNE-NNW *strike-slip* fault (Pimentel et al., 1999). The gneissic rocks were intruded by many late- to post-granitic bodies emplaced during the final stage of the evolution of the Brasiliano cycle in the region of Goiás (c. 590-480 Ma; Pimentel et al., 1985; Pimentel et al., 1996).

In Mato Grosso and Goiás state, on the border of the Paraguay belt, intrusive bodies are São Vicente, Araguaiana and Lajinha plutons. The granites show characteristics of peraluminous A-type magmatism, generated in an environment of post-collisional decompression (Godoy et al., 2007). The southern granites have less SiO_2 and K_2O contents, they are less differentiated and less evolved than granites from the northern region.

Previous geochronological data for the intrusive granites (Fig. 3.1) show a wide range of Rb-Sr and K-Ar ages. Ages range between 636 and 480 Ma for the São Vicente granite (Amaral et al., 1966; Almeida & Mantovani, 1975; Araújo et al., 1982). Ages of c. 490 Ma (Rb-Sr) were reported for the Coxim, Rio Negro and Taboco granites

(CPRM, 2006; Pinho, 2001, respectively). More recently, U-Pb ages were obtained to the Taboco granite (540Ma) and the São Vicente granite (504Ma; CPRM, 2004, 2006).

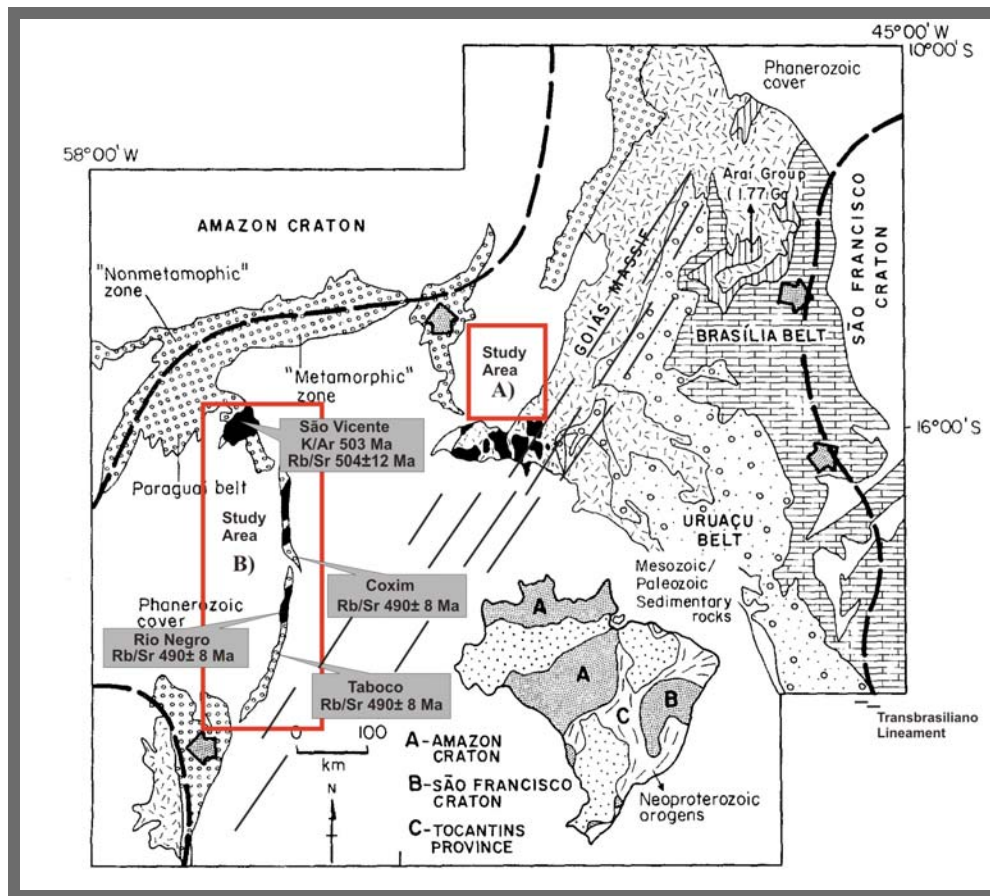


Figure 3.1 - Geological sketch map of part of the Tocantins province and K/Ar and Rb/Sr ages of granites in Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás states (modified from Pimentel *et al.*, 2000).

The magmatism along the border of Paraguay belt is represented by two-types of suites situated in the north and south of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul (Pinho, 2001, Ruiz *et al.*, 1999). In the southern portion (Fig. 3.2), the Taboco, Rio Negro, Coxim and Sonora plutons form a NE-SW trend. They are high-K, calc-alkaline I-type granites, peraluminous to subordinately metaluminous, interpreted as post-collisional continental arc environment (Godoy *et al.*, 2007; Manzano, 2009).

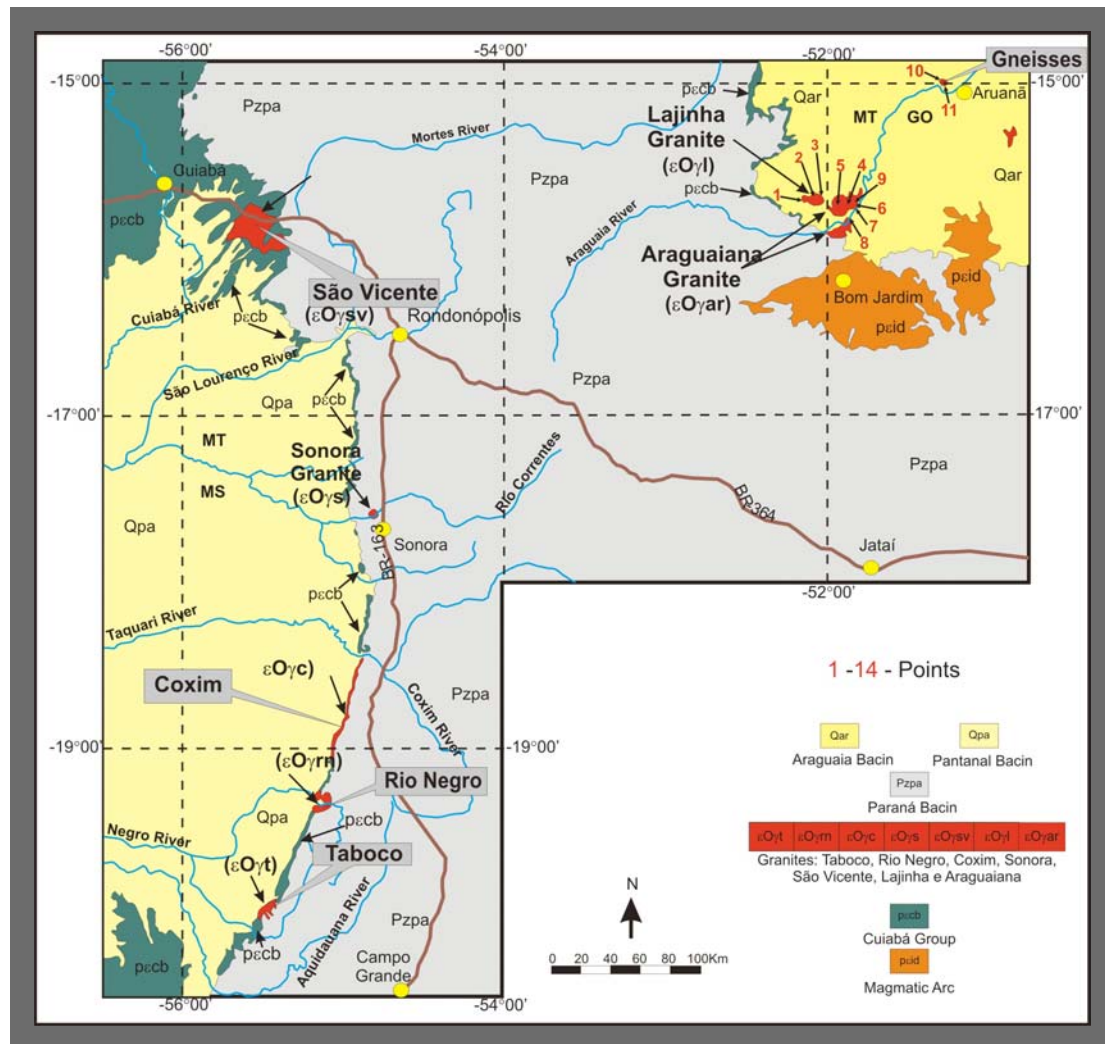


Figure 3.2 - Geological sketch map of the granites in the Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás. (Modified from Manzano *et al.*, 2005).

The area is covered by discordantly Proterozoic sediments and by the groups Corumbá and Alto Paraguay, Silurian-Devonian sediments of Paraná Group (Furnas Formation) and by quaternary sediments of Pantanal and Xaraiés Formations.

The main focus of this work is the study of the geochronological characteristics of the rocks along the TBL, specially in the boundary between the Brasilia and Paraguay belts and the geochronological characteristics of the intrusive igneous rocks present along it. The choice of two areas of study is due to the lack of geochronological data from rocks of these segments of TP.

During the West Gondwana amalgamation, in the end of Neoproterozoic (Brito Neves & Cordani, 1991), the Tocantins Province, central Brazil, was formed by convergence of Amazonas, São Francisco-Congo Cratons, due to collisional processes related to Brasiliano collage of orogenesis (Pimentel and Fuck, 1989; Strieder and

Nilson, 1993; Fuck *et al.*, 1994; Hasui *et al.*, 1994; Strieder and Suita, 1999; Araújo Filho, 2000; Pimentel *et al.*, 2000, 2004; Dantas *et al.*, 2006). In the last years the incorporation of huge amount of geochronological data with field work made it possible to elaborate tectonic models for TP evolution and their position in the global geotectonic framework process during the Rodinia break up (Fuck *et al.*, 2008). The Tocantins Province, in central Brazil, is formed by the Brasília, Araguaia and Paraguay fold belts. The link between these belts is a large lineament called Transbrasiliano Lineament (TL).

This work was done based on selected samples of gneiss, granites along the TBL, using the method Lu-Hf and U-Pb by LA-ICPMS in zircons, to obtain absolute ages of the main magmatic events in the area. Also we determine the Nd isotopic signature of the sources involved in the crustal fragment of TP. The samples studied were located between the Araguaiana and Aruanã city, in central part of the Goiás state, near to the border of Brasilia Belt and some granites located along the Paraguay Belt in the Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás.

3.4 Methods

3.4.1 U-Pb

Mineral concentrates were extracted from c. 5-10 Kg rock samples, using a magnetic frantz separator at the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. Following the method of Buhn *et al.* (2008), zircon grains were further hand-picked under a binocular microscope to obtain fractions of similar shape, color and size. The zircon grains were mounted in epoxy blocks and polished to obtain a smooth surface.

Before LA-MCICP-MS analyses, mounts were cleaned carefully rinsing with dilute (ca.3%) HNO₃. These mounts were placed together with a GJ-1 standart zircon (Jackson *et al.*, 2004) in a specially support laser cell and loaded into a New Wave UP 213 ND:YAG laser ($\lambda=213$ nm), coupled to a thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICP-MS. Laser was configured according to Buhn *et al.* (2008). Analyses were done with a raster ablation and spatial resolution of 30 μm -wide. As the raster ablation does

not consume much material and produce a low deep hole on the zircon surface, in some case it was possible to do the Lu-Hf analyses in the same spot. Helium was used as carrier gas and mixed with argon before entering the ICP. The laser was run at a frequency of 10-12 Hz and energy of 32-36%.

The Pb isotopes 204, 206 and 207 were collected with ion counters, ^{238}U was analyzed on a faraday cup. The content of ^{202}Hg was monitored on air ion counter for correction of isobaric interference between ^{204}Hg and ^{204}Pb . The signals during ablation were taken in 40 cycles of 1 sec each. Data reduction was performed with an excel spreadsheet according to Matteini (2008), which considers blank values, zircon standards composition, and errors propagation. The ^{204}Pb signal intensity was calculated using a natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ ratio of 4.346.

Correction of common Pb 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)'s model. U-Pb data was reduced using *ISOPLOT* v.3 (Ludwig, 2003). Errors for isotopic ratios are presented at 2σ level.

3.4.2 Sm-Nd

This routine is well described by Gioia and Pimentel (2000). Rock powder (ca. 100 mg) was mixed with ^{149}Sm - ^{150}Nd spike solution and dissolved in Savillex recipients. Sm and Nd extraction was done using Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP-diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). These samples (Nd-Sm) were loaded on Re evaporation filaments of double filament assemblies and isotopic measurements were carried out a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode (Geochronology laboratory of the University of Brasilia). Sm/Nd uncertainty ratios are better than $\pm 0.5\%$ (2σ) and 0.005% (2σ) based on repeated analyses of the international rock standards BHVO-1 and BCR-1, respectively. They are normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.7219. The T_{DM} values were calculated according to DePaolo (1981).

3.4.3 Lu-Hf

This method is described in detail by [Matteini et al. \(2008\)](#). The Lu-Hf isotope system consists of the spontaneous decay of unstable radionuclide ^{176}Lu , by β -emission, to the stable ^{176}Hf with a half-life of 37.2 Gyr.

Zircons were separated with density and gravimetric methods. They were mounted in epoxy with 10 to 100 grains, depending on the purpose of the analyses, and polished.

Lu-Hf isotope analyses were carried out on grains previously analyzed for U-Pb. The analyses were done as close as possible to the previous laser spots in order to analyze portions of the zircon grains with the same isotopic characteristics.

Prior to the *in situ* analysis one should obtain as much information as possible about the structure of the zircon, such as zoning composition, growth pattern, presence of inherited core. It should prevent to analyze portions of the zircon with different Hf and Pb isotopic compositions that would generate misleading results.

Three different standard zircons (GJ-1, TEMORA 2 and UQ-Z) have been analyzed by laser ablation to reproduce their Hf isotopic compositions. The standard are: GJ-1 zircon ([Jackson et al., 2004](#)) provided by the ARC National Key Centre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents (GEMOC), Australia; this is a gem-quality zircon crystal of about 0.7 cm in diameter which was broken and prepared for analyses. Temora 2 ([Black et al., 2004](#)), provided by Lance Black, Geoscience Australia, which comes from the Middleadale gabbroic diorite in eastern Australia; the zircon crystals have a size of about 300-500 μm and prior to sample preparation the concentrate was hand-picked to obtain a high purity zircon concentrate. UQ-Z ([Machado et al., 1996](#)) provided by Alfonso Schrank, UniCamp, Brazil. With the aim to characterize an *in house* standard zircon for U-Pb and Lu-Hf methods, a gem-type zircon from Madagascar (sample MADA) has also been analyzed. This zircon was provided by the Mineralogy Museum of Pisa University, Italy.

For Lu-Hf method the laser was configured following [Gerdes and Zeh. \(2006, 2008\)](#). The ablation geometry used was a laser spot of 40 to 55 μm , which, while reducing the spatial resolutions, permits to ablate more material in order to get a higher signal. In order to improve the stability of the signal we chose a low laser frequency of about 5-7 Hz. The power of the laser used during analytical session depends mainly on

the Hf contents of the analyzed zircons, specially the standard. In our case, using the GJ standard zircon, we use a power of about 35-50%, which correspond to energy of 1-2 J/cm² (Matteini et al., 2008).

Helium flux was used to transports the ablated material from the zircon in the sample chamber to the MC-ICP-MS: a flux of about 0.38-0.46 lit/min was used depending on the values of the others laser parameters. The Helium flux was calibrated together with the Sample gas (or Spare gas), which aids the sample to entry the plasma and to obtain the higher and more stable signal (Matteini et al., 2008).

The acquired Lu-Hf isotope data are on-line corrected for mass bias fractionation and isobaric interferences. Successively the isotope ratios are translated to an Excel spreadsheet, for calculation of the parameters of geologic interest, as Epsilon_{Hf} and T_{DM} model age.

The $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values are calculated using the decay constant $\lambda=1.86 \times 10^{-11}$, proposed by scherer et al. (2001) and the ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf and ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf CHUR values of 0.0332 and 0.282772 proposed by Blichert Toft and Albarede (1997).

3.5 Results

U-Pb, Sm-Nd and Lu-Hf analyses were performed on samples from granites and gneisses located in the Paraguay Belt and the border of Brasília Belt. Analytical results are presented in tables 3.1 to 3.14.

3.5.1 Sample description and U-Pb results

3.5.1.1 Gneisses

In the region near Aruanã city in Goiás state, we sampled foliated granitic-gneiss rocks outcropping along the TBL, which are interpreted as the basement of Paraguay belt. In the southeastern of Goiás, the host rocks of the Neoproterozoic Bom Jardim sequence include leucocratic, pink, medium-grained gneisses (samples GO/MT 10 and 11; **Fig. 3.3a**). They are fine to coarse-grained rocks composed essentially by

microcline (25-30%), quartz (35-45%), plagioclase (15-20%), biotite (2-5%) and zircon (<1%) grains, in a granoblastic texture. The rock is deformed and shows typical subgrain recrystallization texture (**Fig. 3.3b**).

Another sample collect near Araguaiana city (**Fig. 3.3c**), 50 Km of Aruanã, represents the basement of the Paraguay belt in the west boundary of TBL (sample GO/MT 08). This sample (Araguaiana gneiss) includes a fine-coarsed grained syenogranite rock and is composed by K-feldspar (35-40%), quartz (25-35%), plagioclase (15-20%), and biotite (2-5%). It has a mylonitic texture suggesting a strong deformation episode (**Fig. 3.3d**).

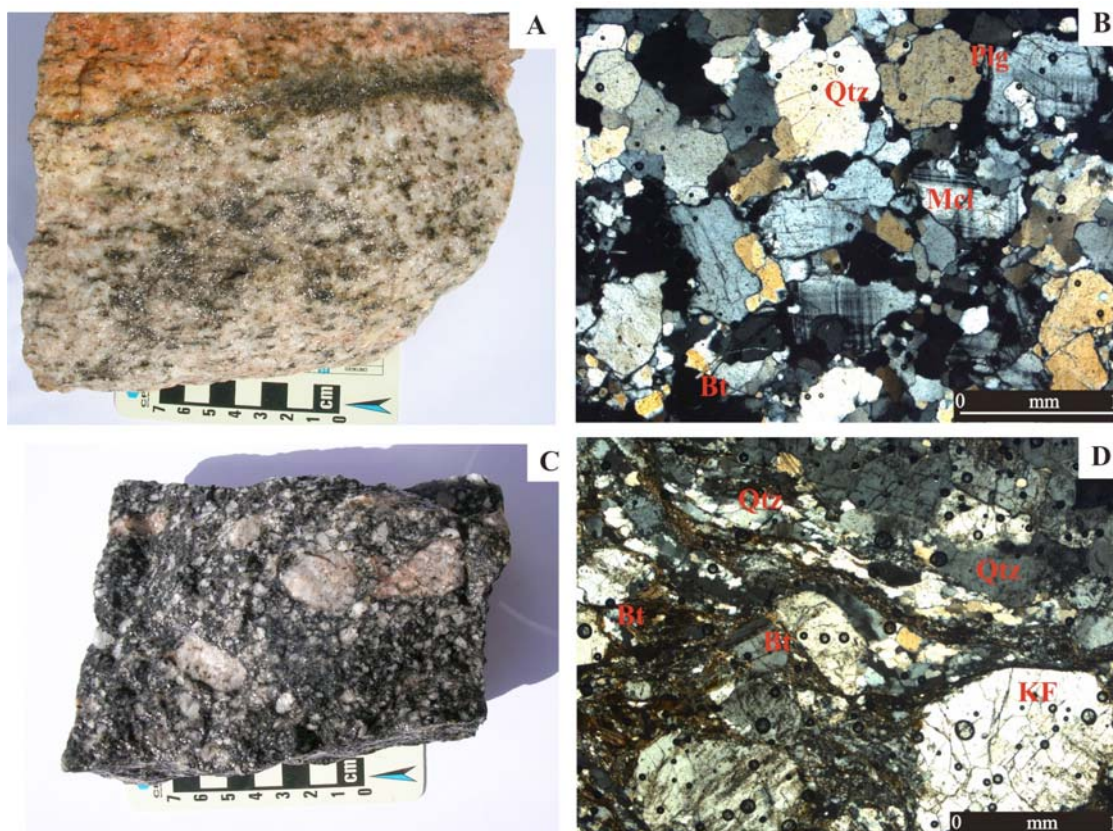


Figure 3.3 – Hand sample and photomicrographs of gneisses located in Mato Grosso and Goiás state. (A) Aruanã gneiss (sample GO/MT 11). (B) Aruanã gneiss composed of quartz with fine-large grained, plagioclase, microcline and biotite in a granoblastic texture. (C) Milonitic Araguaiana gneiss (Sample GO/MT 08). (D) Mylonitic gneiss showing moderate deformation.

Abbreviations: Qtz, (quartz); KF, (K-feldspar); Bt, (biotite); Mcl (microcline); Plg, (plagioclase).

Sixty-five brown, long prismatic zircon crystals were extracted from the sample GO/MT 11 (Aruanã Gneiss) and analyzed. Seven fractions on these zircons define a Concordia age of 807 ± 6 Ma (MSWD=0.019; **Fig. 3.4**).

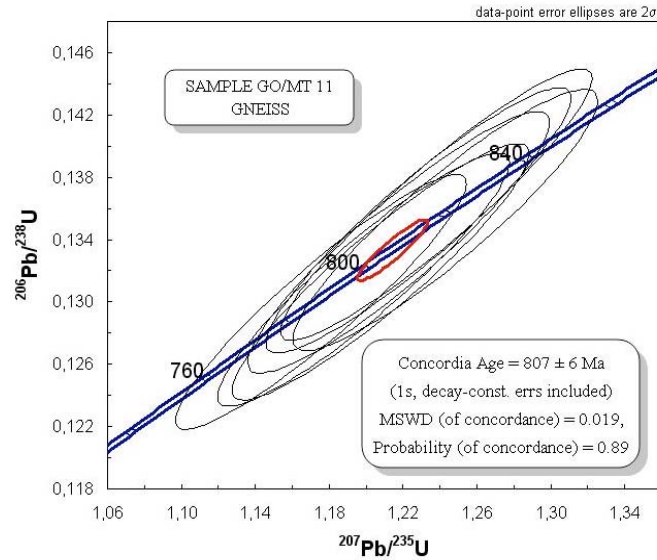


Figure 3.4 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Aruanã Gneiss (sample GO/MT 11).

Sample Araguaiana gneiss (GO/MT 08) contains brown, elongate prismatic zircon grains. Fourteen analyses yielded a Concordia age of 604 ± 4 Ma (MSWD=0.049; **Fig. 3.5**), which is interpreted as the age of crystallization.

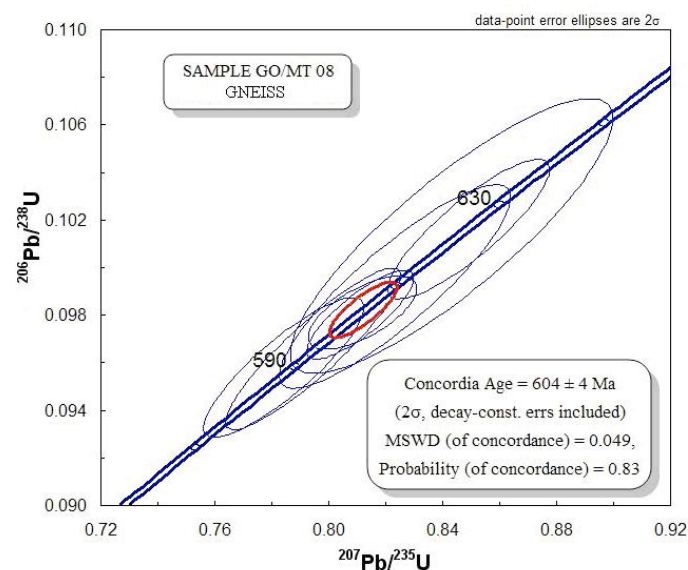


Figure 3.5 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Araguaiana Gneiss (sample GO/MT 08).

3.5.1.2 Granites

The southern portion crops out in Mato Grosso do Sul State. It is constituted by Taboco, Rio Negro, Coxim and Sonora massifs forming NE-SW oriented, elongated small intrusions. The north portion crops out in Mato Grosso and Goiás State and is constituted by the São Vicente, Araguaiana and Lajinha batholiths.

Rio Negro massif is further on divided into four lithofacies comprised by monzogranites, biotite-monzogranites, granodiorites and quartz-monzogranites, all of them showing coarse to medium granulation, white to dark-grey color and hipidiomorphic texture. The main constituents are quartz, microcline, oligoclase/andesine, biotite, titanite, zircon, apatite, chlorite, epidote and opaque minerals.

Zircon grains are browns, elongate prisms, with defined faces. Twelve analyses from eight concordants results in a Concordia age of 549 ± 4 Ma (MSWD=0.57; **Fig. 3.6**).

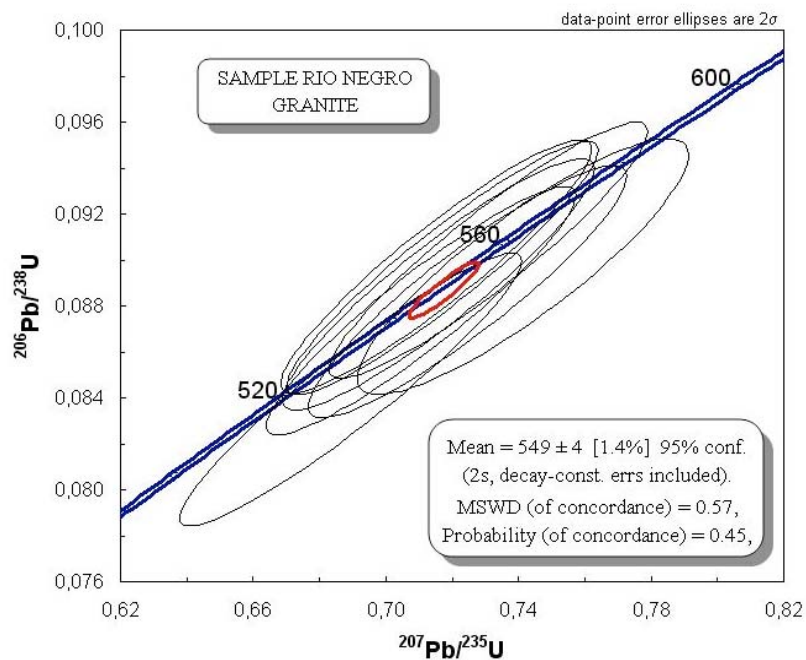


Figure 3.6 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Rio Negro granite.

Sonora granite is constituted by leucocratic syenogranite of red color. Inequigranular, medium-fine grained, composed by microcline, oligoclase, quartz,

biotite, and opaque, titanite, apatite, chlorite and epidote. Zircon grains are brown, elongate prism, with defined faces. Fifteen analyses from nine concordants results in a Concordia age of 549 ± 5 Ma (MSWD=0.72; **Fig. 3.7**).

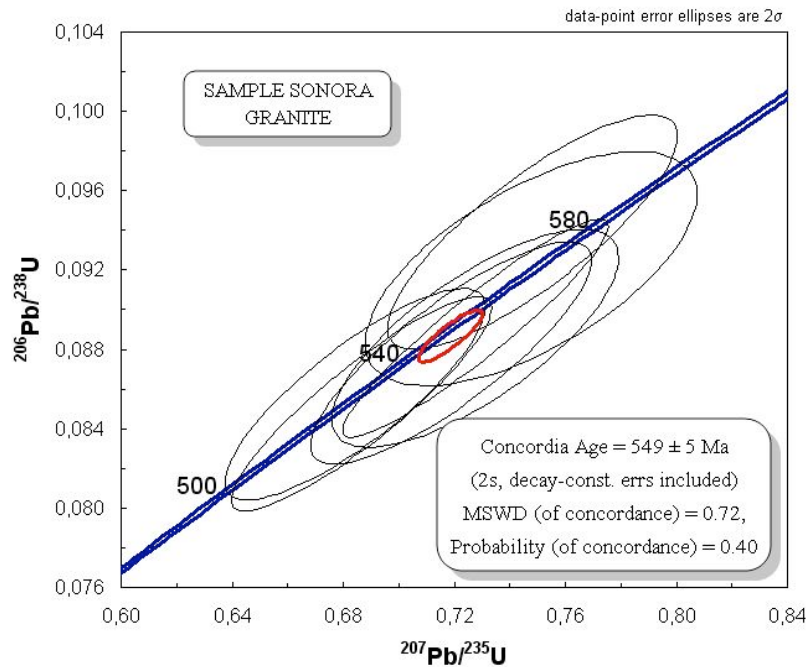


Figure 3.7 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Sonora granite.

Therefore, all intrusive bodies in the south part of Paraguay belt show crystallization age of around 540 Ma, suggesting a Cambrian event of magmatism in this area.

Taboco granite is a deformed equigranular to inequigranular rock, fine to medium-grained and composed by feldspar, (microcline and oligoclase) and quartz, biotite and rare hornblende, as well as chlorite, epidote and sericite, characterizing a dominant monzogranite composition of the pluton. Zircon grains from this rock are light brown in color, and contain a well-preserved prismatic habit, indicating igneous texture. Sixteen zircon analyses, with nine concordant analyses, yielded a Concordia age of 546 ± 4 Ma (MSWD=0.098, **Fig. 3.8**).

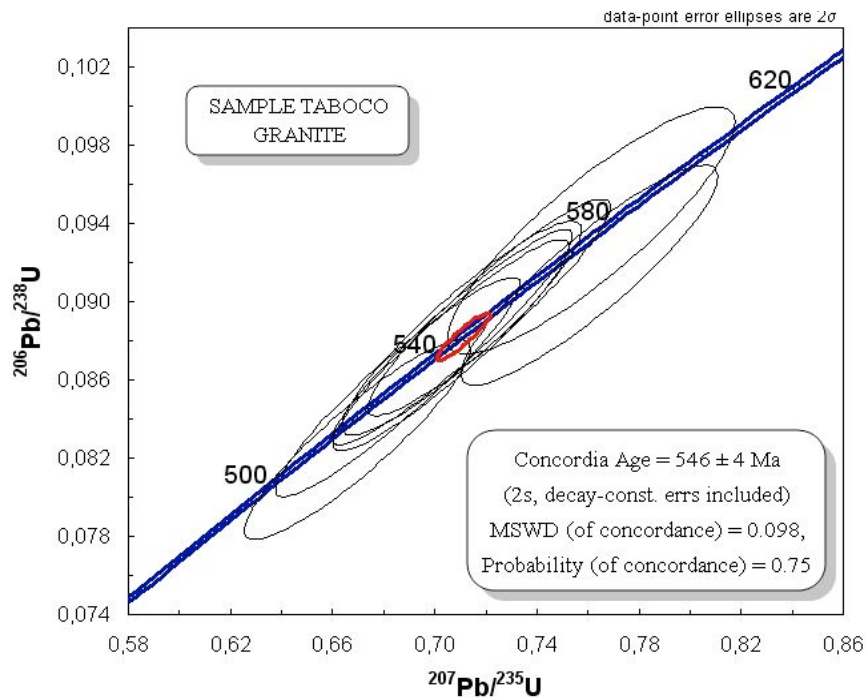


Figure 3.8– Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Taboco granite.

Coxim granite is an inequigranular rock, composed by monzo- to syenogranite, leucocratic, with a reddish color. The main constituents include microcline, oligoclase, biotite and subordinate hornblende. Secondary mineral are allanite and apatite. Zircon grains in this sample form brown, long prismatic crystals. Eleven fractions of these zircons define a Concordia age of 542 ± 4 Ma (MSWD=1.5; Fig. 3.9).

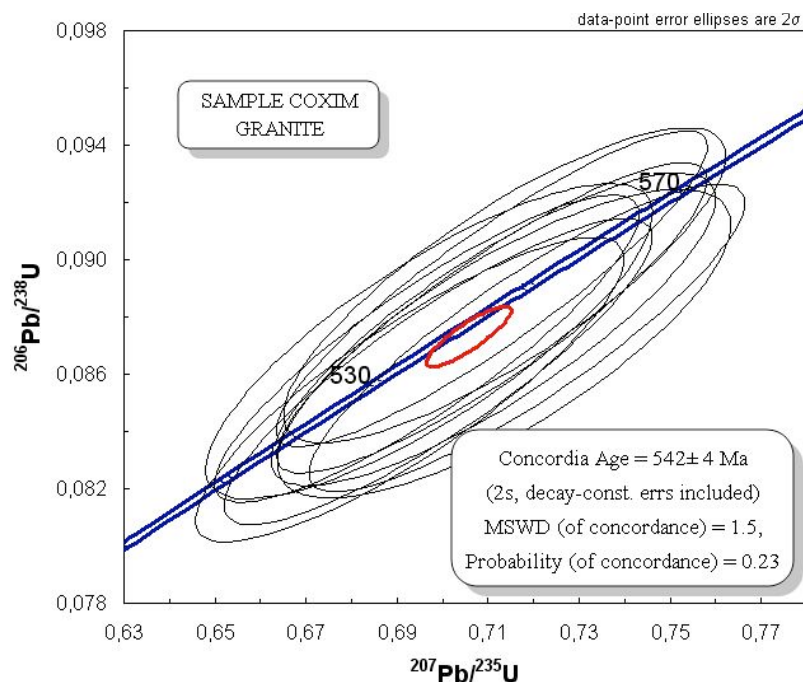


Figure 3.9 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Coxim granite.

Araguaiana granite is composed of porphyritic monzo- to syenogranite. This granite is composed of microcline, quartz, and plagioclase, with some biotite, titanite, allanite and zircon.

The zircon grains in the sample Araguaiana granite are brown in color, which normally show preserved prismatic shape and habit. Twenty zircon fractions from this granite were analyzed and yielded an upper intercept age 535 ± 4 Ma (MSWD=0.0056; **Fig. 3.10**), interpreted as the age of the igneous crystallization age.

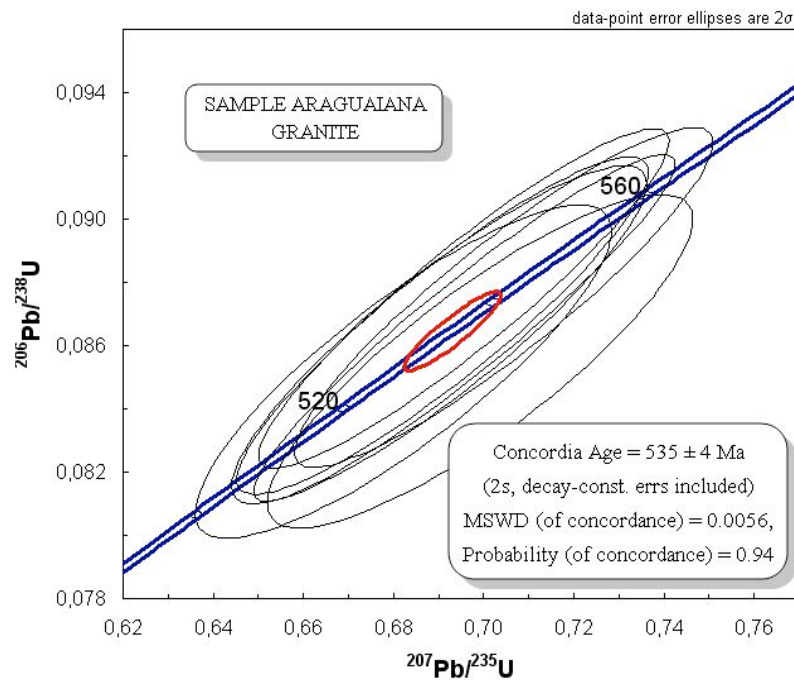


Figure 3.10 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Araguaiana granite.

Another sample of the same pluton (sample GO/MT 06) contains brown elongated prismatic zircon grains. Seventeen zircon produced concordant results and yielded a Concordia age of 534 ± 3 Ma, interpreted as crystallization age (MSWD=0.71; **Fig. 3.11**)

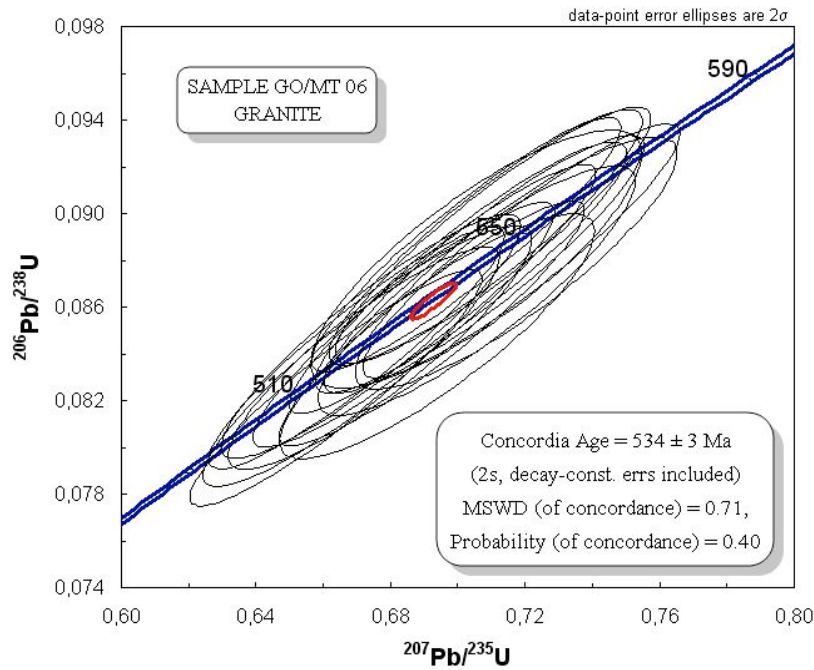


Figure 3.11 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from Araguaiana granite (sample GO/MT 06).

Araguaiana granite (sample GO/MT 06) is a monzogranite comprised of medium-large grained microcline (30-40%), quartz (30-35%), plagioclase (15-20%), biotite (2-8%) and zircon (<1%) in an inequigranular texture (**Fig. 3.12A and B**).

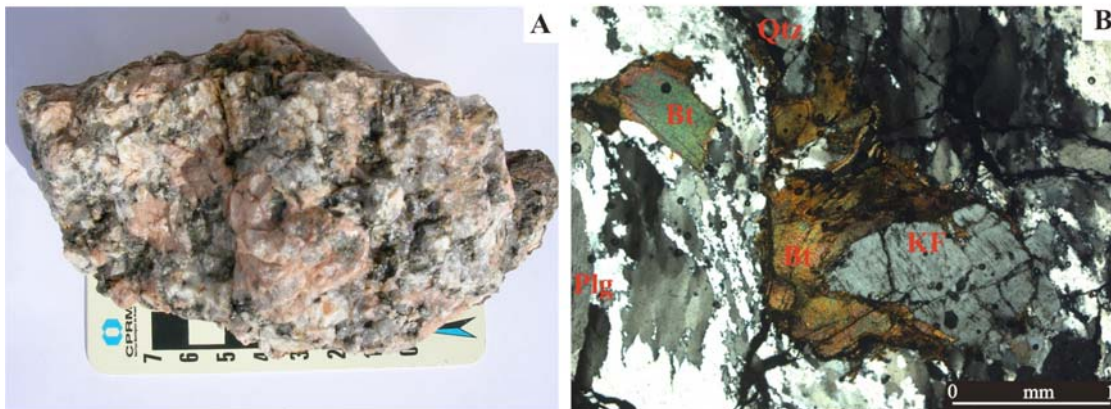


Figure 3.12 – (A) Hand sample of Araguaiana granite (sample GO/MT 06). (B) Granite showing moderate deformation, composed by quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite (sample GO/MT 06).

São Vicente granite is the major pluton in the area, mostly represented by leucocratic and isotropic rocks, with rapakivi texture, porphyritic or fine-grained facies. The predominant types are biotite to muscovite-biotite-granite, and the main constituents

are K-feldspar, plagioclase, quartz and biotite. São Vicente zircon grains are clean, although some crystals may be brown, elongated prisms, rounded, and with defined faces. Nineteen analyses from three concordants give a Concordia age of 521 ± 8 Ma (MSWD=0.0042; **Fig. 3.13**).

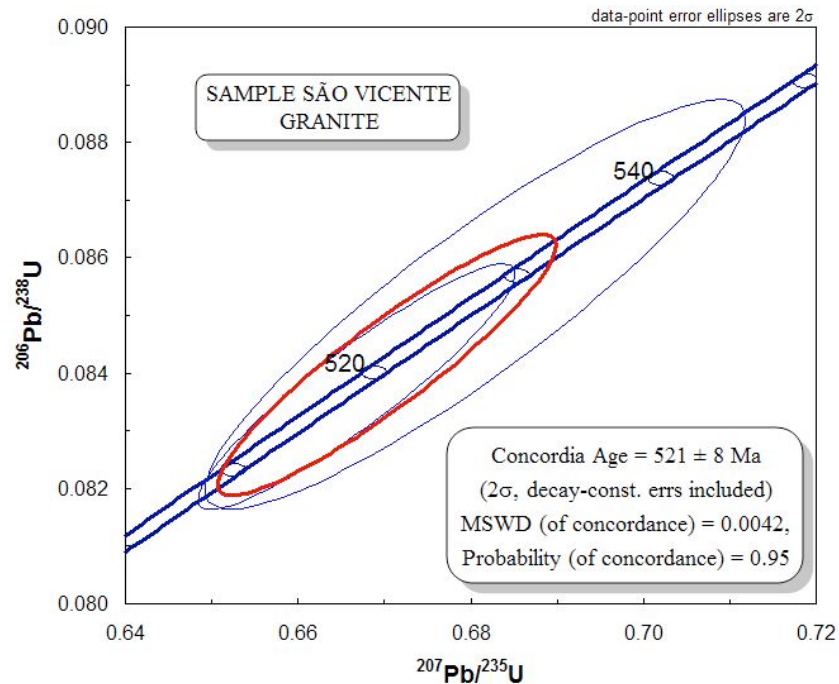


Figure 3.13 – Concordia diagram for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon grains from São Vicente granite.

Lajinha granite (**Fig. 3.14A and C**) samples were recovered by sediments of Araguaia basin, and are mainly isotropic rocks, grey-white to red colored, coarse-grained and inequigranular. The sample Lajinha corresponds to an isotropic, inequigranular medium-large grained rock with assemblage comprising microcline (40-45%), quartz (20-30%), plagioclase (20-25%), biotite (2-6%) and zircon (<1%) in an inequigranular texture (**Fig. 3.14B and D**), characterizing a monzogranite composition.

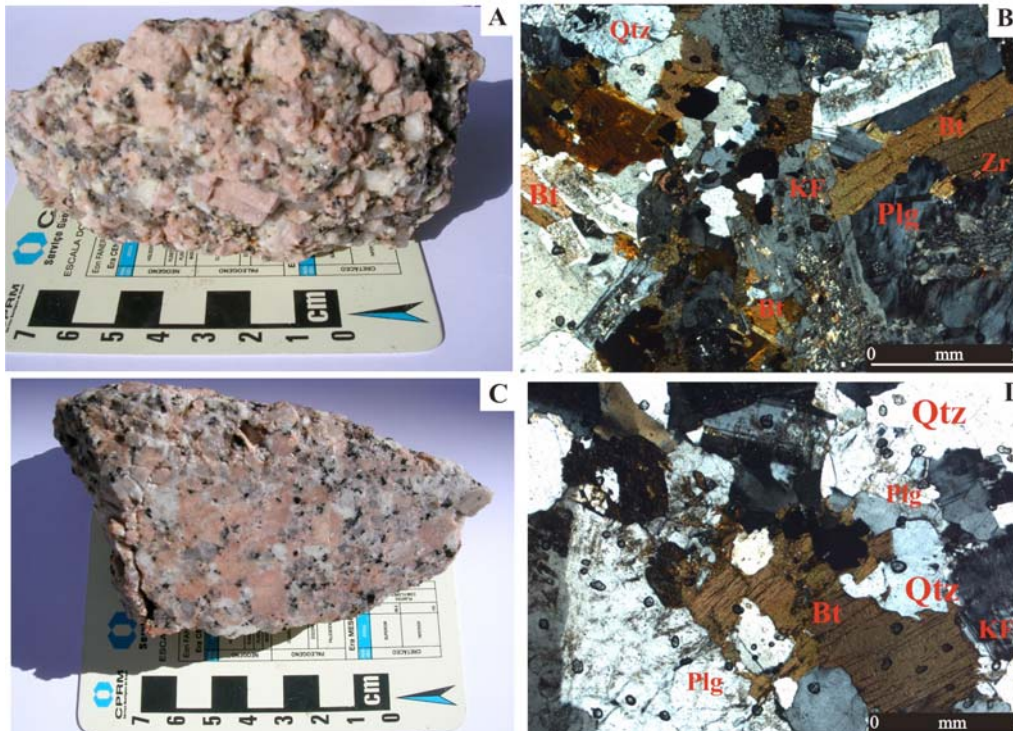


Figure 3.14– Hand sample and photomicrographs of peculiar deformed and undeformed granites located in Mato Grosso and Goiás State with characteristics to Lajinha granite. (A and C) Granites corresponding to samples GO/MT 02 and GO/MT 09. Note (B and D) photomicrographs showing an inequigranular texture.

The zircon grains in this sample form yellow, long prismatic crystals. Six fractions on these zircons define a 6/8 Weighted average of 512 ± 7 Ma (MSWD=2.3; **Fig. 3.15**).

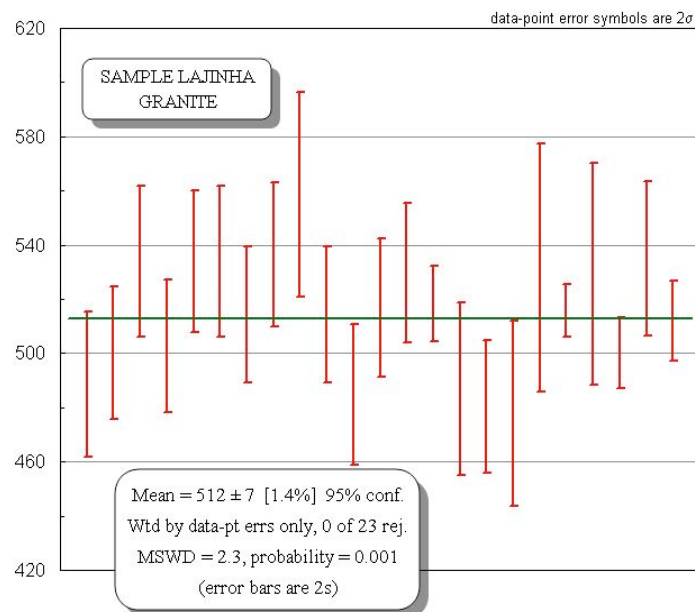


Figure 3.15 – Concordia diagrams for Weighted average for analyses of zircon from Lajinha granite.

Table 3.1 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample GO/MT 11.

Spot	Ratios				Ages (Ma)				Disc.					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	ρ_{ratio}	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			
3z_1	0.06946	1.27	0.13210	2.55	1.18516	2.85	0.80	794	10	794	20	794	17	0.22
4z_2	0.06563	1.27	0.13100	2.54	1.21518	3.12	0.63	802	15	809	21	808	20	-0.12
7z_3	0.06654	1.81	0.13379	2.75	1.25955	6.44	0.28	809	47	835	23	828	55	-0.78
8z_4	0.06123	5.82	0.13822	2.57	1.17995	2.87	0.81	794	10	790	20	791	18	-0.86
11z_5	0.06789	1.27	0.13045	2.57	1.03387	2.82	0.86	808	24	693	17	721	15	-16.56
12z_6	0.06430	0.96	0.11345	2.61	1.23811	2.78	0.93	804	20	823	20	818	15	2.44
15z_7	0.06101	0.95	0.12890	2.57	1.17545	2.74	0.93	793	20	788	19	789	15	0.78
16z_8	0.06597	0.96	0.13982	2.53	1.20778	2.78	0.92	819	20	799	19	804	16	-2.50
19z_9	0.06112	0.94	0.11211	2.54	0.95348	2.72	0.93	648	20	690	19	690	15	6.70
20z_10	0.06453	0.96	0.13567	2.53	1.04209	2.70	0.93	802	20	818	17	814	13	1.84
23z_11	0.06662	1.38	0.11456	2.59	1.01857	2.93	0.78	806	20	699	17	725	14	-15.20
24z_12	0.07123	1.28	0.11298	2.52	1.24291	2.88	0.78	787	20	690	19	713	15	-14.05
27z_13	0.06677	0.97	0.13536	2.51	1.05301	2.71	0.85	827	20	818	20	820	13	-1.07
28z_14	0.06601	2.51	0.10650	4.41	0.82954	5.08	0.85	976	51	653	27	730	26	-49.47
31z_15	0.07987	1.05	0.09115	3.04	0.82954	3.21	0.95	807	22	562	16	613	15	-43.47
32z_16	0.071199	1.17	0.07053	1.94	0.69955	3.17	0.91	985	24	439	12	539	15	-123.96
36z_17	0.06621	1.17	0.12406	2.61	1.14171	2.85	0.86	830	24	754	19	773	14	-10.06
39z_18	0.12348	1.19	0.05501	2.64	0.93648	2.88	0.85	2007	21	345	9	671	13	-233.34
40z_20	0.06175	0.92	0.11278	2.52	0.09681	2.69	0.92	684	20	689	16	688	13	0.77
43z_21	0.05996	0.04	0.09813	2.52	0.81127	2.69	0.93	602	19	603	15	603	12	0.23

ii

Table 3.1 –Continued.

Spot	Ratios				Ages (Ma)			Disc.	
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		
44z_22	0.06378	0.10421	2.58	2.74	734	639	712	13	-14.92
47z_23	0.06826	0.13845	2.52	3.01	876	836	847	17	-4.78
48z_24	0.06344	0.11612	2.64	2.81	723	708	712	14	-2.10
51z_25	0.06600	0.13381	2.56	1.74	806	811	809	15	0.41
52z_26	0.06372	0.12288	2.65	2.85	732	747	743	15	1.88
55z_27	0.06225	0.11232	2.51	2.67	683	690	688	13	1.04
56z_28	0.09426	0.08028	2.63	2.86	1513	498	726	13	-123.23
59z_29	0.06281	0.11049	2.53	2.72	717	676	686	14	-6.43
60z_30	0.06999	0.10493	2.54	2.71	702	643	656	15	-9.10
63z_31	0.06940	0.11502	2.86	3.00	928	701	758	16	-32.23
64z_32	0.06231	0.13379	2.54	2.97	911	809	837	13	-12.00
71z_33	0.11661	0.05886	2.60	3.61	1905	373	677	17	-211.09
72z_34	0.06802	0.11997	2.55	3.04	868	731	765	18	-18.98
75z_35	0.06858	0.13352	2.53	2.77	886	808	829	16	-9.30
76z_36	0.07273	0.12345	2.52	2.89	1006	748	814	16	-34.99
79z_39	0.06671	0.11199	2.52	2.84	828	684	712	15	-21.09
80z_40	0.06735	0.12077	2.60	2.82	849	735	764	15	-1.24
83z_41	0.06615	0.13143	2.52	2.69	811	796	800	15	-1.88
84z_42	0.06488	0.12401	2.62	2.79	770	754	758	15	-2.20
85z_43	0.06745	0.13162	0.82	1.12	852	797	812	6	-0.82
86z_44	0.064786	0.13262	0.89	1.20	770	803	794	7	0.15
87z_45	0.06594	0.12382	1.29	1.80	805	753	766	10	-0.87

Table 3.1 – Continued.

Spot	Ratios				Ages (Ma)				Disc.				
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm		
88z_46	0.065433	0.90	0.10931	0.99	0.92272	1.34	0.89	19	647	6	664	7	-0.84
89z_47	0.06022	0.83	0.13403	0.94	1.20632	1.26	0.88	18	783	7	803	7	1.72
90z_48	0.07689	0.97	1.10849	1.07	1.15014	1.45	0.89	19	1118	7	777	8	0.50
91z_49	0.06673	1.68	1.14375	1.73	0.98642	2.41	0.89	35	813	11	697	12	-0.76
92z_50	0.06429	2.92	0.14332	3.26	1.31624	4.38	0.91	61	819	26	853	25	0.36
93z_51	0.06211	3.35	1.10363	3.65	0.95636	4.95	0.91	70	781	23	681	25	0.03
94z_52	0.06456	2.47	0.12893	2.89	1.17771	3.80	0.92	52	807	21	790	21	0.27
95z_53	0.06494	2.85	0.11029	3.23	1.22202	4.31	0.90	59	891	24	811	24	-0.84
96z_54	0.06346	0.86	0.04883	1.02	0.94349	1.33	0.91	18	674	7	675	7	18.46
97z_55	0.20480	1.24	0.08128	1.38	1.37901	1.86	0.92	20	2865	4	880	11	-0.77
98z_56	0.11416	1.04	0.06844	1.24	1.27938	1.63	0.91	19	1867	6	837	9	-0.78
99z_57	0.09454	1.93	0.13433	2.00	0.90438	2.78	0.82	36	1537	8	654	13	-0.86
100z_58	0.06620	0.72	0.13440	0.71	1.20411	1.02	0.83	15	774	5	802	6	-0.89
101z_59	0.06519	0.76	0.13282	0.77	1.20095	1.09	0.86	16	768	6	801	6	-0.87
102z_60	0.06494	1.01	0.13111	1.07	1.20465	1.43	0.88	21	799	8	803	8	-0.78
103z_61	0.06577	1.98	0.11123	1.97	1.17985	2.79	0.87	42	780	15	791	15	-0.87
104z_62	0.06374	0.80	0.12944	0.94	1.04150	1.24	0.88	17	733	6	725	6	-0.90
105z_63	0.06533	0.91	0.13456	1.08	1.16624	1.41	0.89	19	785	8	785	8	-0.92
106z_64	0.06597	0.96	0.13289	1.17	1.20821	1.51	0.89	20	805	8	804	8	2.17
107z_65	0.08378	1.90	0.13104	1.95	1.51368	2.73	0.88	37	1287	15	936	17	0.34

Table 3.2 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample GO/MT 08.

Spot	Ratios				Ages (Ma)				Disc.		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm			
3z_1	0.16822	0.10165	2.35780	1.35	543	21	623	13	606	18	12.87
4z_2	0.00600	0.07442	0.06163	68.37	50	23	48	14	48	16	5.21
7z_3	0.06036	0.09833	0.81822	1.08	604	22	603	13	604	9	-0.85
8z_4	0.06092	0.10037	0.84311	3.40	616	19	622	13	621	16	0.97
11z_5	0.06423	0.08579	0.78343	1.36	543	22	547	13	546	7	0.60
12z_6	0.17957	0.04942	1.22343	1.62	263	23	311	13	305	15	15.33
15z_7	0.06433	0.09666	0.85734	1.78	592	21	594	13	594	9	0.48
16z_8	0.05833	0.09907	0.79674	2.46	610	20	610	12	610	11	0.10
19z_9	0.05832	0.09806	0.78867	1.13	604	19	603	14	603	5	0.26
20z_10	0.80654	0.18843	20.95402	1.70	88	18	1124	14	825	16	7.81
23z_11	0.05923	0.10168	0.83532	1.68	625	17	634	15	624	8	0.22
24z_12	0.06389	0.09432	0.83543	1.81	581	14	590	14	588	9	1.54
27z_13	0.00901	0.01162	0.01443	83.54	47	23	43	19	47	17	-4.56
28z_14	0.06654	0.09057	0.83099	1.09	619	25	618	13	602	11	0.34

Table 3.3 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample Rio Negro.

Spot	Ratios				Ages (Ma)				Disc.			
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
3z_1	0.05777	1.02	0.08398	2.87	0.66898	3.05	0.94	521	520	521	13	10.54
4z_2	0.05974	0.93	0.09649	2.57	0.79498	2.73	0.94	594	593	594	13	9.17
7z_3	0.06098	1.02	0.10345	2.55	0.86989	2.74	0.89	639	635	636	13	3.51
8z_4	0.05993	1.06	0.08623	2.53	0.74133	2.75	0.87	601	554	563	12	8.56
11z_5	0.05989	0.97	0.02456	2.55	0.71254	2.73	0.91	600	534	546	12	12.44
12z_6	0.25976	3.92	0.07961	3.73	0.87788	5.71	0.62	3245	156	547	15	76.99
15z_7	0.06498	1.05	0.08779	2.99	0.71333	3.17	0.94	774	494	545	26	56.67
16z_8	0.05992	0.93	0.09324	2.51	0.71070	2.68	0.92	556	543	580	13	2.53
19z_9	0.05870	1.07	0.08004	2.81	0.68087	3.01	0.91	601	573	527	11	4.57
20z_10	0.06169	0.94	0.08464	2.53	0.71708	2.71	0.91	664	496	549	13	33.68
23z_11	0.05801	0.91	0.08897	2.51	0.71799	2.67	0.93	530	553	548	11	5.84
24z_12	0.05837	0.94	0.07876	2.51	0.71587	2.68	0.92	544	549	548	11	9.03
27z_13	0.06159	0.93	0.07342	2.53	0.71234	2.67	0.92	523	554	520	13	4.38
28z_14	0.05820	0.97	0.07876	2.52	0.66886	2.71	0.93	660	489	510	11	35.99
31z_15	0.05930	0.92	0.78321	2.52	0.65302	2.68	0.91	538	504	553	12	6.60
32z_16	0.06078	0.96	0.07876	2.54	0.72455	2.72	0.90	578	547	560	12	5.66
35z_17	0.05796	1.02	0.07811	2.53	0.73665	2.71	0.90	631	543	535	12	16.33
36z_18	0.05875	2.86	0.08993	2.51	0.69285	3.83	0.44	528	536	556	21	95.33
39z_19	0.05864	0.93	0.08663	2.52	0.72855	2.68	0.93	558	555	542	12	9.21
40z_20	0.05834	0.97	0.08769	2.51	0.70543	2.70	0.91	543	542	547	12	13.01

Table 3.4 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample Sonora.

Spot	Ratios				Ages (Ma)				Disc.
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	ρ	
3z_1	0.22034	0.07599	2.30869	0.89	2983	472	1215	26	98.09
4z_2	0.11473	0.04272	0.67586	0.95	1876	270	524	17	99.90
7z_3	0.06117	0.08758	0.73881	0.91	646	541	562	12	19.27
8z_4	0.04682	0.01083	0.06996	0.31	140	102	122	29	-123.45
11z_5	0.05926	0.08905	0.72765	0.94	577	550	555	11	4.85
12z_6	0.05841	0.08522	0.68654	0.90	545	527	531	12	3.38
15z_7	0.05959	0.08854	0.72753	0.74	589	547	555	12	7.65
16z_8	0.07968	0.07406	0.81375	0.88	1189	467	605	13	99.09
19z_9	0.05936	0.08782	0.71886	0.84	581	543	550	12	7.00
22z_10	0.05837	0.08345	0.71865	0.45	544	551	550	12	76.64
23z_11	0.05837	0.08538	0.68303	0.83	530	528	529	22	0.90
24z_12	0.05901	0.09178	0.74677	0.64	568	566	566	14	0.73
27z_13	0.05577	0.05536	0.42581	0.66	443	347	360	13	94.56
28z_14	0.06287	0.08667	0.75110	0.63	704	536	569	13	31.44
31z_15	0.05778	0.09398	0.74822	0.82	522	579	567	12	10.84

Table 3.5 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample Taboco.

Spot	Ratios				rho	Ages (Ma)			Disc.					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$I\sigma(\%)$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$I\sigma(\%)$				
3z_1	0.05832	0.93	0.08969	2.52	0.07211	2.69	0.93	20	542	551	13	554	11	2.16
4z_2	0.06153	1.24	0.08669	2.55	0.07356	2.84	0.82	27	657	560	13	536	12	-22.62
7z_3	0.06104	1.03	0.08378	2.63	0.70503	2.83	0.91	22	641	542	14	519	12	-23.58
8z_4	0.06031	1.01	0.09165	2.51	0.76121	2.70	0.90	22	617	573	13	564	12	9.53
11z_5	0.05896	0.95	0.08863	2.52	0.07612	2.69	0.90	21	535	545	15	547	11	2.26
12z_6	0.05823	1.23	0.09365	2.75	0.07615	3.02	0.92	27	566	833	15	577	13	1.97
15z_7	0.12832	1.01	0.07177	2.62	1.27032	2.80	0.94	18	2076	335	11	447	16	-300.98
16z_8	0.05876	1.11	0.04832	3.07	0.31912	3.27	0.87	24	558	597	9	307	9	-83.38
19z_9	0.06241	1.09	0.09295	2.54	0.80032	2.77	0.92	23	688	543	14	573	12	-20.11
20z_10	0.05814	0.91	0.08817	2.55	0.70743	2.71	0.94	20	535	555	13	545	11	1.72
23z_11	0.06049	1.13	0.09251	2.53	0.57932	2.77	0.87	24	621	464	12	539	12	-15.12
24z_12	0.05823	0.92	0.07214	2.83	0.65111	2.97	0.94	20	538	509	1	449	11	-19.90
27z_13	0.06005	0.97	0.08202	2.51	0.42982	2.70	0.87	5	513	363	3	509	11	0.90
28z_14	0.05806	0.92	0.08561	5.09	0.68592	5.19	0.99	22	624	530	16	449	16	-93.32
31z_15	0.05833	0.97	0.08746	2.69	0.70310	2.85	0.94	21	532	541	14	530	12	6.32
32z_16	0.05823	0.92	0.08561	2.51	0.71298	2.68	0.93	5	542	540	14	541	11	0.30

Table 3.6 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample Coxim.

Spot	Ratios				Ages (Ma)				Disc.					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			
3z_1	0.05753	1.06	0.08302	2.54	0.65851	2.75	0.88	542	20	554	13	551	11	2.16
4z_2	0.05824	1.27	0.08673	2.58	0.69962	2.87	0.81	657	27	536	14	560	12	-22.62
7z_3	0.05822	1.04	0.08718	2.51	0.70002	2.72	0.88	641	22	519	13	542	12	-23.59
8z_4	0.05800	1.06	0.08938	2.61	0.68833	2.81	0.90	617	22	564	13	574	12	-9.53
11z_5	0.06094	1.54	0.08567	2.59	0.76654	3.02	0.73	535	21	547	13	545	12	2.26
12z_6	0.05943	1.32	0.08233	2.53	0.71350	2.75	0.77	566	27	577	13	833	11	1.97
15z_7	0.05888	1.06	0.08878	2.53	0.69901	2.86	0.88	2076	18	447	13	335	13	-100.99
16z_8	0.06842	1.36	0.09324	2.54	0.80192	2.80	0.75	558	24	304	12	597	16	-83.38
19z_9	0.06150	1.17	0.08245	2.55	0.71115	2.81	0.88	688	23	573	14	543	10	-20.78
20z_10	0.05908	1.11	0.08345	2.49	0.69289	2.78	0.84	535	20	545	14	555	12	1.72
25z_11	0.05861	1.16	0.08983	2.55	0.75678	2.72	0.85	621	10	539	15	567	11	-15.45
26z_12	0.05854	1.03	0.08342	2.49	0.71234	2.74	0.82	538	22	449	14	509	11	-19.09
27z_13	0.05793	1.06	0.08545	2.52	0.75188	2.72	0.89	624	21	509	19	363	16	-0.90
28z_14	0.05798	1.02	0.08898	2.53	0.71084	2.73	0.87	532	9	323	13	530	12	-6.32
31z_15	0.05814	1.05	0.09312	2.52	0.71884	2.72	0.90	542	21	530	16	541	12	-0.30
32z_16	0.05834	1.05	0.08688	2.52	0.69655	2.81	0.88	566	9	541	14	544	11	-0.99

Table 3.7 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample Araguaiana.

Spot	Ratios			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Ages (Ma)		Disc.		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$				$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
3z_1	0.06047	0.91	0.08263	2.55	0.68903	2.72	621	20	512	13	532	11	21.28
4z_2	0.12560	2.40	0.08725	2.65	1.51109	3.57	2037	42	539	14	935	22	-90.21
7z_3	0.05978	1.80	0.08174	2.54	0.67378	2.76	596	23	507	12	523	11	17.62
8z_4	0.05959	0.98	0.08521	2.53	0.70012	2.71	588	21	527	12	539	11	11.55
11z_5	0.05957	0.97	0.08190	2.59	0.67300	2.77	589	21	507	13	523	11	16.05
12z_6	0.09415	1.22	0.08001	2.54	1.03903	2.82	1511	23	496	13	723	15	-100.32
15z_7	0.09415	0.97	0.08657	2.58	0.69578	2.77	541	20	535	12	536	1	1.08
16z_8	0.05829	0.97	0.08633	2.54	0.69087	2.82	524	21	536	13	533	11	3.22
19z_9	0.05787	0.99	0.08747	2.52	0.72554	2.74	610	21	540	14	554	12	12.79
20z_10	0.05766	0.93	0.08751	2.51	0.69567	2.70	517	20	541	14	536	11	4.35
23z_11	0.05996	0.96	0.08216	2.50	0.69563	2.78	602	21	509	13	541	11	18.32
24z_12	0.05994	0.97	0.08721	2.57	0.76933	2.69	544	21	541	15	851	11	0.57
27z_13	0.11717	2.37	0.08123	2.51	0.70441	3.49	1913	42	391	15	1020	20	-123.32
28z_14	0.20096	4.53	0.06246	4.02	1.73074	6.06	2834	74	505	12	573	39	-23.43
31z_15	0.06414	2.37	0.08634	2.55	0.75857	2.86	746	28	541	12	520	12	-145.56
32z_16	0.06414	0.98	0.08361	2.53	0.69011	2.73	592	21	503	13	533	11	-23.43
35z_17	0.05968	1.02	0.08517	2.51	0.68824	2.71	528	22	527	13	532	13	17.54
36z_18	0.05796	1.12	0.08549	2.51	0.68223	2.76	593	22	539	13	528	14	1.01
39z_19	0.05969	1.03	0.08621	2.53	0.69921	2.76	533	25	527	12	538	13	14.46
40z_20	0.05808	1.11	0.08545	2.52	0.69212	2.75	579	24	529	14	523	11	1.16

Table 3.8 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample GO/MT 06.

Spot	Ratios		Ages (Ma)		rho	207Pb/235U		206Pb/238U		Disc.		
	207Pb/206Pb	1σ(%)	207Pb/238U	1σ(%)		±	±	±	±			
3z_1	0.06039	0.95	0.08529	2.53	0.71015	2.71	0.92	528	13	545	11	17.05
4z_2	0.06447	1.43	0.08123	2.53	0.72823	2.91	0.74	528	12	556	12	49.23
7z_3	0.05825	1.02	0.08426	2.52	0.67682	2.72	0.89	522	12	525	11	3.40
8z_4	0.05934	1.10	0.08489	2.52	0.69383	2.75	0.86	524	13	535	11	10.82
11z_5	0.05926	0.98	0.07998	2.51	0.65211	2.70	0.91	495	12	510	12	16.53
12z_6	0.06667	1.53	0.08411	2.65	0.77634	3.06	0.76	523	123	583	13	58.49
15z_7	0.05832	0.93	0.08601	2.51	0.66324	2.73	0.93	511	12	517	12	5.98
16z_8	0.05902	1.05	0.08699	2.53	0.70534	2.65	0.76	536	13	542	13	5.99
19z_9	0.23067	1.58	0.08805	2.53	0.71097	2.85	0.93	2345	11	476	12	67.99
20z_10	0.05811	1.24	0.08885	2.50	0.70543	2.68	0.87	544	13	542	13	1.86
23z_11	0.05767	0.94	0.08424	2.56	0.66993	2.68	0.92	52	12	521	12	99.24
24z_12	0.05883	1.00	0.08503	2.54	0.69477	2.71	0.82	528	11	534	11	6.48
27z_13	0.06003	0.93	0.08399	2.53	0.69538	2.67	0.90	517	13	536	12	19.33
28z_14	0.05812	0.97	0.08711	2.51	0.71041	2.70	0.93	536	12	536	13	1.38
31z_15	0.05788	0.96	0.08801	2.50	0.71883	2.68	0.91	550	12	545	12	4.72
32z_16	0.05897	0.94	0.08866	2.53	0.68392	2.67	0.90	546	12	550	11	0.66
35z_17	0.05832	0.94	0.08764	2.50	0.67411	2.68	0.92	542	11	541	11	6.95
36z_18	0.05746	0.96	0.08523	2.53	0.70235	2.69	0.90	548	13	540	11	5.46
39z_19	0.05774	0.94	0.08761	2.52	0.68456	2.68	0.90	550	12	544	11	1.88
40z_20	0.05770	0.98	0.08552	2.51	0.67349	2.69	0.91	527	13	529	12	1.10
43z_21	0.05776	0.99	0.08473	2.50	0.67590	2.88	0.92	524	13	523	13	45.82
44z_22	0.06547	1.38	0.08762	2.52	0.79090	2.69	0.75	541	13	592	12	2.02
47z_23	0.05792	0.94	0.08741	2.56	0.66619	2.69	0.91	515	13	518	12	17.97
48z_24	0.05923	0.94	0.08142	2.51	0.67107	2.69	0.91	505	13	521	12	16.68
51z_25	0.05977	0.96	0.08049	2.52	0.65457	2.75	0.92	499	12	514	13	16.68
52z_26	0.05809	0.97	0.08344	2.50	0.66832	2.75	0.90	517	12	520	12	3.23
55z_27	0.05834	0.98	0.08692	2.51	0.699541	2.73	0.92	538	11	539	11	0.28
56z_28	0.05833	1.07	0.08661	2.51	0.69712	2.72	0.87	536	11	537	11	5.83

Table 3.9– Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample Lajinha.

Spot	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			Ratios			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			Ages (Ma)			Disc.			
	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$I\sigma(\%)$	$I\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$				
3z_1	0.07409	2.41	3.25	0.0563	2.41	4.05	0.56837	4.05	0.73	1044	49	349	11	457	15	-100.92
4z_2	0.05804	1.50	2.58	0.08679	1.50	2.99	0.69464	2.99	0.73	532	33	537	13	536	12	-0.92
7z_3	0.06532	1.77	2.54	0.08330	1.77	3.09	0.74797	3.09	0.64	785	37	514	13	567	12	52.64
8z_4	0.119471	2.64	2.63	0.09618	2.64	3.72	2.58232	3.72	0.51	1782	43	592	15	1296	27	90.34
11z_5	0.117400	3.86	3.53	0.10599	3.86	5.23	2.54286	5.23	0.59	2596	64	649	22	1284	38	99.02
12z_6	0.05879	0.94	2.57	0.08334	0.94	2.75	0.67666	2.75	0.93	559	21	517	13	525	11	66.56
15z_7	0.05660	0.94	3.64	0.10599	0.94	3.74	0.49732	3.74	0.98	476	21	398	14	410	13	19.59
16z_8	0.06140	1.01	2.90	0.08347	1.01	3.07	0.46171	3.07	0.94	653	22	342	11	385	11	90.91
19z_9	0.06086	1.10	2.78	0.06372	1.10	2.99	0.65549	2.99	0.95	635	24	485	13	512	12	30.89
20z_10	0.70822	4.13	2.84	0.07810	4.13	5.01	0.76866	5.01	0.91	952	84	488	12	579	22	94.54
23z_11	0.06818	1.57	2.94	0.06752	1.57	3.33	0.63485	3.33	0.41	874	32	421	12	499	13	7.54
24z_12	0.06171	1.75	3.53	0.08556	1.75	3.08	0.72865	3.08	0.95	664	37	530	13	556	13	25.45
27z_13	0.06197	1.05	2.72	0.09049	1.05	3.68	0.77321	3.68	0.97	673	22	558	12	582	16	20.59
28z_14	0.06292	1.64	2.82	0.08638	1.64	2.74	0.75015	2.74	0.75	708	35	534	19	568	14	32.49
31z_15	0.05817	0.92	2.52	0.07468	0.92	3.84	0.59907	3.84	0.97	536	20	464	14	477	11	15.53
32z_16	0.06133	1.07	3.61	0.08305	1.07	5.60	0.70236	5.60	0.87	651	23	514	13	540	11	26.55
35z_17	0.05886	1.30	4.56	0.06062	1.30	6.26	0.49205	6.26	0.94	562	28	379	13	406	12	48.14
36z_18	0.05683	3.26	3.08	0.08558	3.26	3.05	0.66791	3.05	0.79	469	72	531	23	519	13	12.21
39z_19	0.05343	5.46	2.53	0.04227	5.46	2.86	0.31504	2.86	0.37	347	123	270	8	278	23	28.72
40z_20	0.07056	1.70	2.55	0.08633	1.70	5.98	0.78873	5.98	0.65	945	35	503	12	590	15	88.09
43z_21	0.06001	1.30	2.54	0.08632	1.30	3.26	0.71612	3.26	0.79	609	28	534	13	548	14	14.14
44z_22	0.07333	3.85	4.57	0.08659	3.85	3.23	0.87556	3.23	0.73	1023	78	535	23	639	28	91.13
47z_23	0.06102	1.55	2.87	0.06143	1.55	2.34	0.51870	2.34	0.82	640	33	386	11	424	11	66.03
48z_24	0.06040	0.97	2.53	0.08067	0.97	2.71	0.67911	2.71	0.92	618	21	500	12	522	12	23.59

Table 3.10 – Summary of LA-MC-ICP-MS data for sample São Vicente.

Spot	Ratios				Ages (Ma)				Disc.
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$I\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	
4z_2	0.05623	0.07467	0.57756	4.08	4.59	464	464	12	1.02
5z_2rim	0.05536	0.06912	0.52790	3.45	4.24	431	430	12	1.73
6z_3	0.05774	0.08387	0.66689	2.25	5.20	519	519	14	0.22
7z_4	0.05792	0.08521	0.68054	3.75	5.27	527	527	1	0.52
10z_5core	0.05356	0.05889	0.43344	4.05	3.51	369	366	21	5.73
11z_5	0.05786	0.01234	0.08078	5.37	70	79	79	2	12.04
12z_6core	0.04748	0.06289	0.47089	4.90	3.85	393	392	12	1.92
13z_7	0.05431	0.06633	0.49950	9.10	3.98	414	411	15	3.81
16z_8core	0.05478	0.09445	0.76709	3.91	5.64	582	578	14	2.98
17z_8rim	0.05922	0.09578	0.78674	1.39	5.89	589	242	13	0.90
18z_9rim	0.05892	0.03957	0.26873	3.25	1.66	39	502	14	23.43
19z_9	0.05968	0.05560	0.40651	7.38	3.32	11	346	13	4.80
23z_10	0.04947	0.06758	0.51283	2.37	4.16	20	420	12	1.12
24z_10core	0.05311	0.07958	0.62352	2.45	4.92	21	493	13	0.34
25z_14	0.05513	0.06342	0.47467	3.34	3.82	22	394	13	3.74
30z_12core	0.05709	0.08521	0.68053	3.75	5.20	37	349	13	1.02
31z_12	0.05438	0.06639	0.49956	9.10	5.20	21	520	14	4.90
32z_13rim	0.05799	0.09445	0.76703	3.91	3.85	20	519	13	3.81
33_z13core	0.05476	0.08524	0.68056	3.75	3.49	19	393	14	2.83

3.5.2 Nd isotopic data

Twenty-four samples selected for Sm-Nd analyses represent the different compositions of the rocks from the Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás. (Table 3.11).

Table 3.11 – Summary of U-Pb and Sm-Nd data obtained

Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(t)}$	Crystallization Age (Ma)	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{(T)}$
<i>Aruanã Gneiss</i>								
GO/MT 10	30.22	121.13	0.1508	0.512615 ± 08	-11.84	-	1030	+4.26
GO/MT 11	56.33	221.23	0.1539	0.512705 ± 09	1.31	807 ± 6	860	+5.70
<i>Araguaiana Gneiss</i>								
GO/MT 08	3.11	24.84	0.0757	0.511671 ± 16	-18.87	604 ± 4	1500	-11.15
<i>Bom Jardim Granite</i>								
BJ 20	8.25	36.96	0.1350	0.512285 ± 06	-11.84	-	1450	-2.95
BJ 24	6.32	33.78	0.1132	0.517595 ± 08	1.31	-	1930	+4.50
BJ 25	2.18	12.60	0.1045	0.511548 ± 19	-21.27	-	2070	-15.39
<i>Rio Negro Granite</i>								
RIO NEGRO	3.64	19.92	0.1104	0.512048 ± 06	-13.37	549 ± 5	1590	-7.86
<i>Taboco Granite</i>								
TABOCO	5.59	24.63	0.1372	0.511953 ± 07	-11.52	546 ± 4	1970	-7.72
<i>Araguaiana Granite</i>								
ARAGUAIANA	7.95	15.40	0.3121	0.512744 ± 06	2.08	535 ± 6	-	-
GO/MT 06	7.07	40.55	0.1054	0.512134 ± 11	-9.82	534 ± 3	1270	-4.00
GO/MT 07	1.39	4.89	0.1719	0.512942 ± 07	-11.49	-	-	-9.92
<i>Coxim Granite</i>								
COXIM	6.92	31.50	0.1327	0.512109 ± 06	-10.33	542 ± 4	1740	-6.24
<i>Sonora Granite</i>								
SONORA	5.47	19.41	0.1703	0.512184 ± 06	-8.86	549 ± 5	-	-
<i>Lajinha Granite</i>								
LAJINHA	7.47	39.66	0.1139	0.511948 ± 08	-13.45	512 ± 7	1660	-8.18
GO/MT 01	8.22	45.19	0.1106	0.511869 ± 06	-14.99	-	1720	-9.94
GO/MT 02	4.77	25.22	0.1144	0.512042 ± 06	-11.63	-	1520	-6.38
GO/MT 03	13.09	69.94	0.1148	0.512073 ± 09	-11.02	-	1480	-5.80
GO/MT 04	7.28	44.73	0.0913	0.511985 ± 05	-12.74	-	1390	-6.47
GO/MT 05	8.74	55.98	0.0945	0.512002 ± 07	-12.41	-	1320	-5.88
GO/MT 09	8.15	53.98	0.0913	0.512031 ± 09	-11.84	-	1250	-5.11
<i>São Vicente Granite</i>								
SÃO VICENTE	4.22	27.65	0.0922	0.511975 ± 07	-12.93	521 ± 8	1330	-6.26

Sm-Nd were obtained for twenty-four samples of all different rock types located in the Paraguay belt and the border of Brasília Belt. (Table 3.11). Analyses were conducted in rocks from different segments of Paraguay Belt.

The gneisses from the Aruanã and the Bom Jardim of Goiás region, located east of the Transbrasiliano Lineament, shows T_{DM} model ages varying between 0.86 and 1.03 Ga, which positive $\epsilon_{Nd}(t)$ values are between +4.26 to +5.70, what could indicate a isotopic signature characteristic of juvenile Neoproterozoic arc, considering the crystallization age of 600-800 Ma obtained for these rocks. Our results also indicate that the gneiss exposed close to Aruanã, is part of the Goiás Magmatic arc along the Transbrasiliano Lineament (Fig. 3.16 and 3.18).

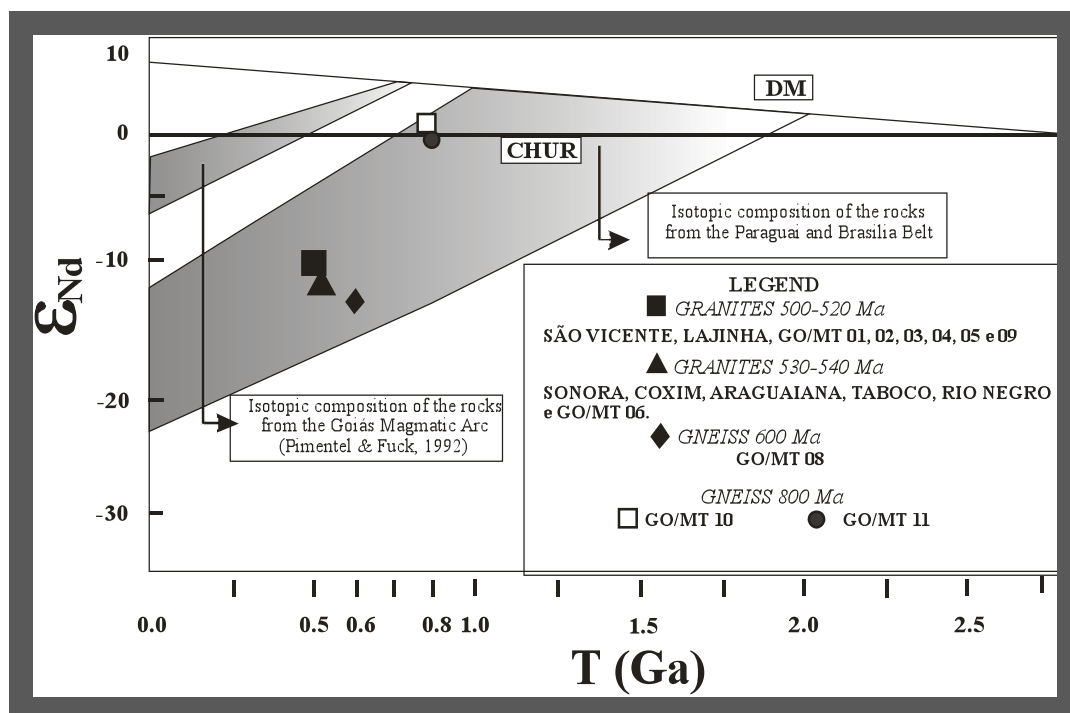


Figure 3.16 – Nd isotopic evolution diagram comparing isotopic compositions of post-collisional granites in the Paraguay belt and border of Brasília Belt. Also show is the Nd composition of the gneiss rock located near to Aruanã City.

Also, some gneisses occurring in Bom Jardim and Araguaiana, with T_{DM} around 1.6 and 2.0 Ga, and $\epsilon_{Nd}(t)$ negative values display contribution from a reworked crust in the generation of these rocks.

The post-collisional granites in the Paraguay Belt shows T_{DM} values between 1.33 to 1.66 Ga and Nd values ranging from -8.18 to -6.26, indicating reworking of folder continental crust. The Taboco, Rio Negro and Coxim bodies in southern Mato

Gross do Sul have T_{DM} model ages between 1.59 and 1.97 Ga, with negative $\epsilon_{Nd}(t)$ of -7.86 to -6.25, calculate to 540 Ma (Fig. 3.17).

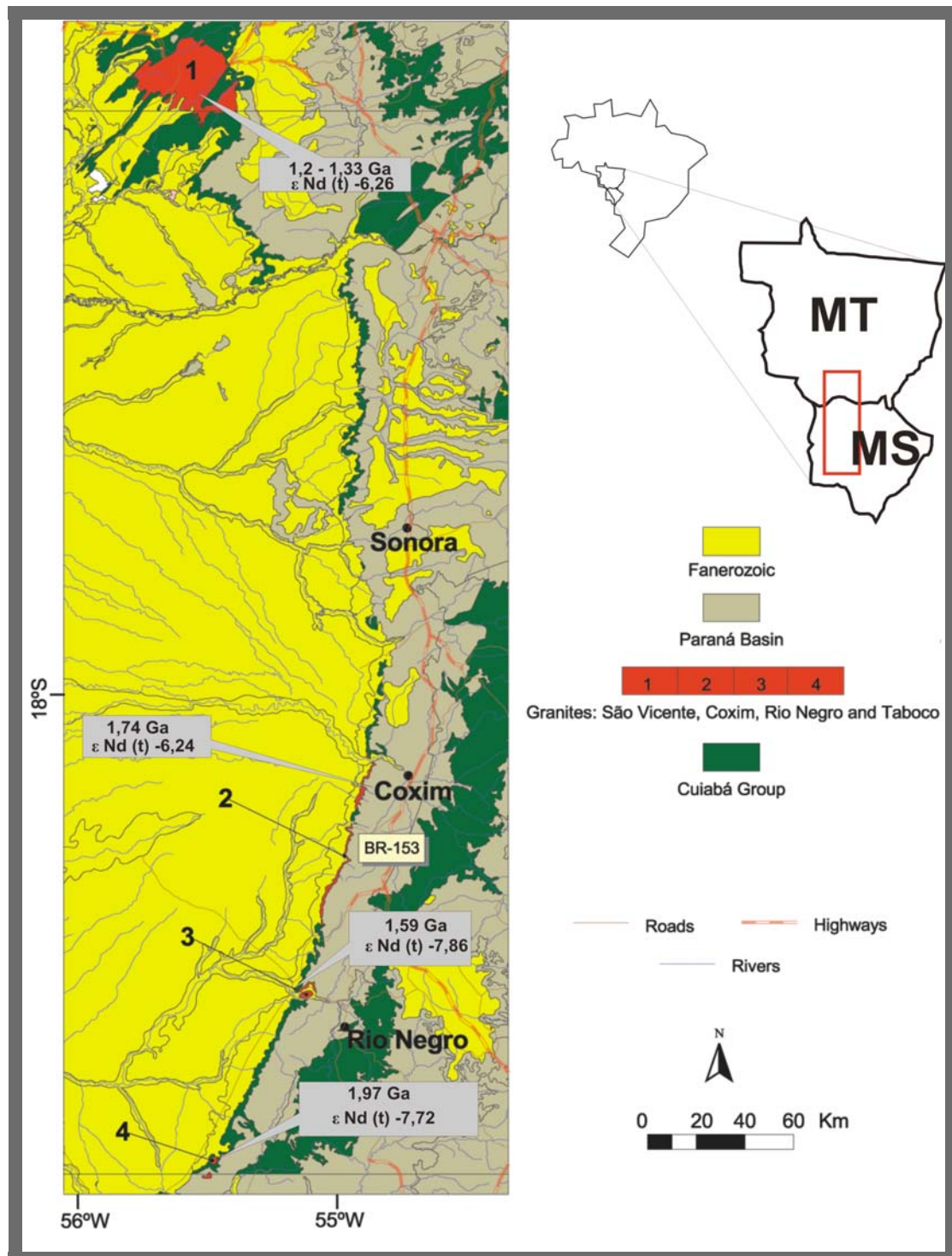


Figure 3.17 – Geological sketch map of granites with Sm-Nd values and T_{DM} in the Mato Grosso and Mato Grosso do Sul. (modified from CPRM, 2004).

The post-orogenic granites in the vicinity of Araguaiana have T_{DM} values 1.27 Ga, with negative $\epsilon_{Nd}(t)$ values ranging from -4.00 to -9.92, whereas the São Vicente intrusion of Cuiabá region has T_{DM} model ages 1.33 Ga and shows negative ϵ_{Nd} of -6.26, suggesting sources derived by reworked crust or mixing of an old to a component of a more young source (**Figure 3.18**). For the Lajinha pluton we analyse different facies showing a wide range of T_{DM} model ages and $\epsilon_{Nd}(t)$ values, but with the same isotopic characteristic of other granites in the area.

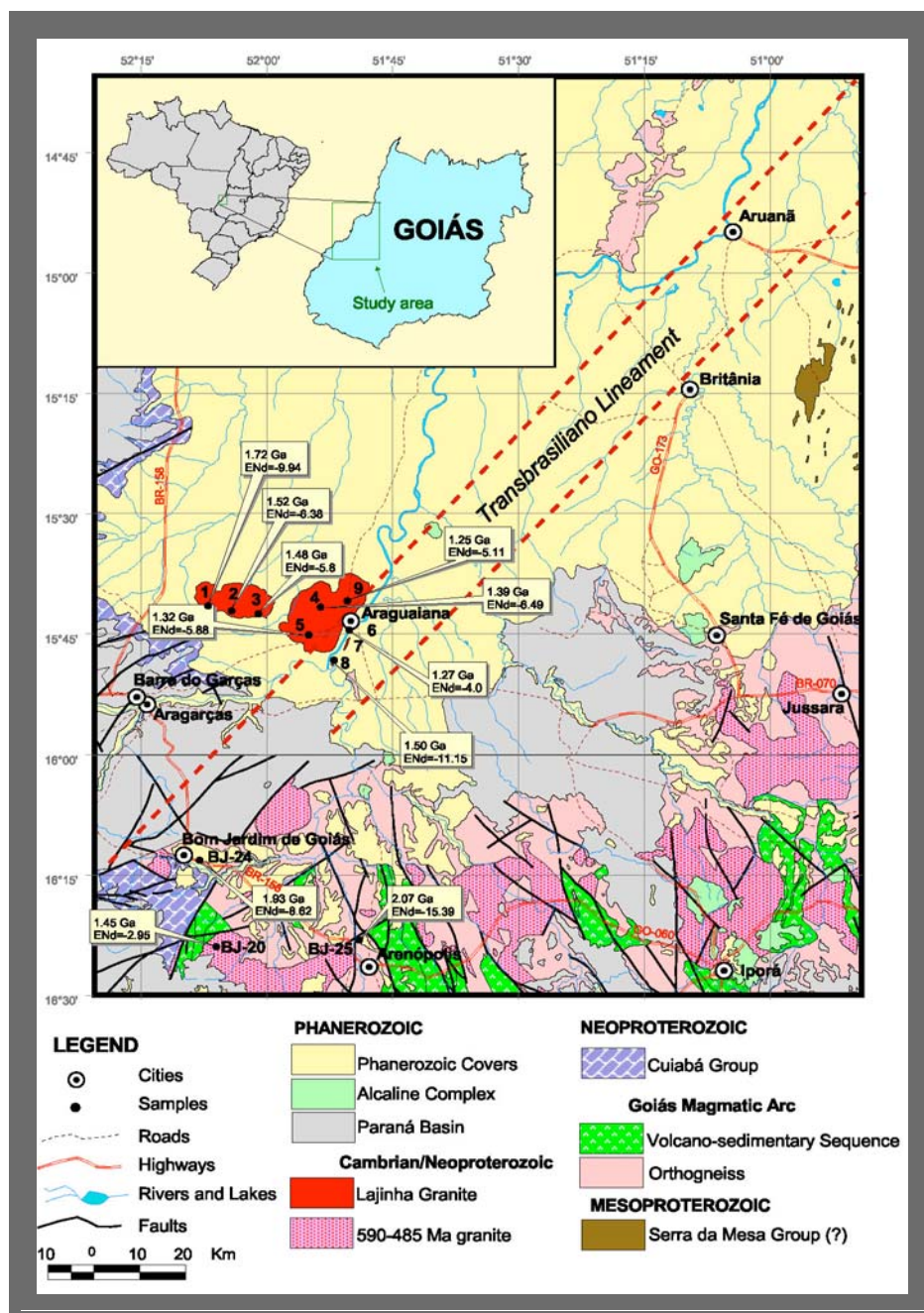


Figure 3.18 – Geological sketch map of granites with Sm-Nd values and T_{DM} in the Mato Grosso and Goiás. (modified from CPRM, 2004).

3.5.3 Hf isotopic data

Fifty-two zircons were analyzed by combined U-Pb and Lu-Hf in situ LA-MC-ICPMS technique. Initial Hf composition for each zircon has been calculated using the U-Pb age of the correspondent spot. During analytical session GT-1 standart zircon were analyzed showing values $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios of 0.282014 (n=3).

The analyses were carried out on the Taboco, Coxim, Rio Negro and Sonora plutons at south portion of Paraguay belt and on the São Vicente, Araguaiana and Lajinha pluton in the North part of Paraguay belt (**Fig. 3.19**).

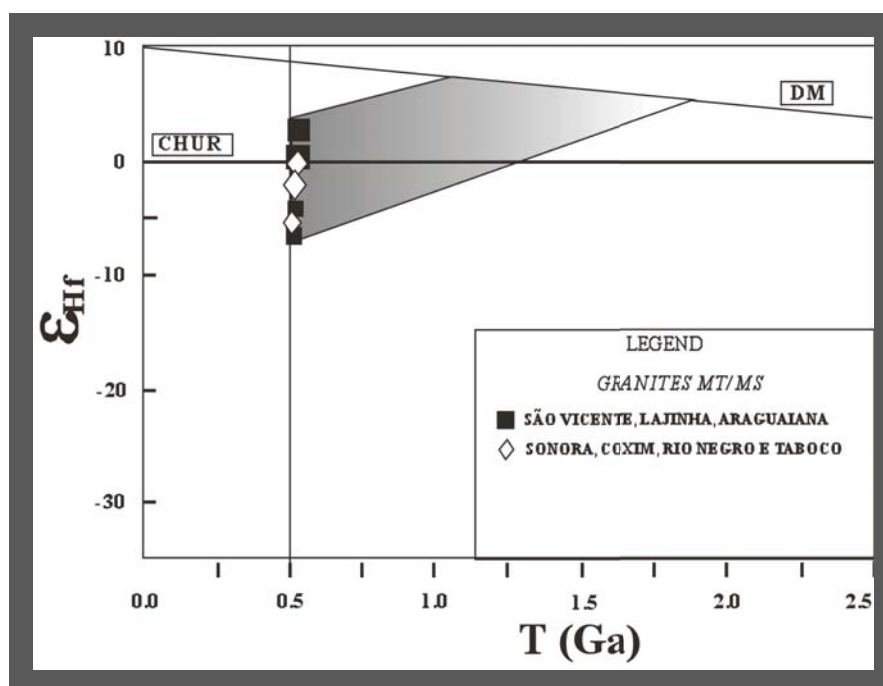


Figure 3.19 – Hf isotopic diagram comparing isotopic compositions of the granites of MT/MS unit. Compositional fields of the granites of Cuiabá Group.

Zircon from the first group have homogeneous Hf isotope composition with negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values, suggest crustal contribution in the source of these granites. The T_{DM} Hf model age of these granites varying between 1.35 to 1.81 Ga, which indicates a mixing between Paleoproterozoic and mesoproterozoic source ages. For the second group, occurring along the TBL, show positive and negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values, suggesting that these granites represent mantle derived magmas contaminated by a paleoproterozoic source component (**Table 3.12**).

A transitional tectonic environment between juvenile and continental arc magmatism could be required to explain this change in the isotopic signature.

Table 3.12 – Results of in situ of Lu-Hf/LA-MC-ICP-MS analyses.

Sample	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	SE	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	SE	AGE (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})$	SE	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{GA})$
Coxim									
11z_9	0.002738	±19	0.282385	±62	514	0.282356	±62	-2.65	1.51
12_z9core	0.002459	±87	0.282425	±41	537	0.282399	±41	-1.12	1.43
13_z10	0.000936	±14	0.282397	±38	539	0.282387	±38	-1.53	1.45
14_z11	0.001978	±95	0.282288	±44	532	0.282297	±44	-5.79	1.69
15_z1	0.000933	±58	0.282307	±26	563	0.282372	±26	-4.75	1.63
16_z2	0.001024	±24	0.282383	±38	538	0.282324	±38	-2.08	1.48
17_z5	0.001947	±36	0.282345	±38	532	0.282345	±38	-3.78	1.58
18_z7	0.001818	±32	0.282364	±34	526	0.282362	±34	-3.03	1.54
19_z8	0.001582	±51	0.282379	±41	537	0.282267	±41	-2.42	1.50
Araguaiana									
2_z1	0.000992	±05	0.282366	±37	512	0.282355	±37	-2.66	1.52
3_z2	0.000985	±01	0.282443	±38	539	0.282432	±38	0.07	1.36
4_z3rim	0.000803	±08	0.282456	±39	507	0.282448	±39	0.60	1.37
5_z3core	0.000773	±14	0.282530	±35	527	0.282522	±35	3.24	1.19
6_z3core	0.000709	±05	0.282411	±55	507	0.282404	±55	-0.94	1.42
7_z4rim	0.001003	±02	0.282413	±34	496	0.282403	±34	-0.99	1.42
8_z5	0.001116	±03	0.282386	±46	535	0.282374	±47	-2.00	1.48
9_z6	0.001303	±35	0.282403	±56	536	0.282389	±56	-1.48	1.45
15_z7core	0.001054	±23	0.282561	±56	540	0.282550	±56	4.22	1.19
16_z8	0.000524	±02	0.282499	±27	541	0.282493	±27	2.21	1.24
17_z7core	0.001325	±40	0.282362	±47	509	0.282438	±47	0.25	1.35
18_z9	0.000894	±10	0.282378	±38	541	0.282353	±38	-2.77	1.52
19_z10	0.001028	±11	0.282506	±46	530	0.282495	±46	2.28	1.24
20_z11	0.001384	±04	0.282445	±32	528	0.282430	±32	-0.01	1.37

Table 3.12 – Continued.

Sample	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	SE	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	SE	AGE (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	SE	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	$T_{DM}(GA)$
Sonora									
2_z1	0.001471	±23	0.282346	43	553	0.282330	±40	-3.55	1.56
3_z2	0.001293	±13	0.282239	36	530	0.282225	±36	-7.27	1.77
4_z3	0.001258	±08	0.282230	56	568	0.282217	±56	-7.58	1.79
5_z4	0.001207	±26	0.282230	38	513	0.282234	±38	-7.56	1.79
6_z5	0.001403	±83	0.282299	40	536	0.282284	±40	-5.19	1.66
7_z6	0.001494	±19	0.282326	39	579	0.282310	±41	-4.27	1.60
Rio Negro									
3_z2	0.000887	±37	0.282269	±53	539	0.282260	±53	-6.06	1.70
4_z3	0.000519	±02	0.282312	±34	558	0.282306	±34	-4.40	1.61
5_z4	0.000482	±07	0.282244	±42	544	0.282239	±42	-6.79	1.74
6_z5	0.001039	±15	0.282326	±45	522	0.282215	±45	-4.10	1.59
7_z6	0.000662	±16	0.282234	±52	534	0.282227	±52	-7.21	1.77
São Vicente									
2_z1	0.001615	±16	0.282260	±36	504	0.282243	±36	-6.65	1.74
3_z2	0.003845	±37	0.282431	±43	529	0.282390	±43	-1.44	1.45
4_z3	0.001804	±06	0.282324	±32	500	0.282305	±32	-4.46	1.61
5_z4	0.001306	±01	0.282329	±56	511	0.282315	±56	-4.09	1.59
6_z5	0.001881	±56	0.282353	±39	513	0.282333	±39	-3.45	1.56
7_z6	0.000942	±06	0.282260	±46	505	0.282250	±46	-6.40	1.72

Table 3.12 – Continued.

Sample	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	SE	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	SE	AGE (Mo)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	SE	$\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}}(\text{GA})$
Taboco									
2_z1	0.000935	±10	0.282282	±45	536	0.282272	±45	-5.62	1.68
3_z2	0.001891	±74	0.282291	±42	519	0.282271	±42	-5.66	1.68
4_z3	0.001136	±15	0.282249	±39	540	0.282237	±39	-6.86	1.75
5_z4	0.001123	±26	0.282218	±45	547	0.282206	±45	-7.95	1.81
6_z5	0.001765	±11	0.282456	±40	577	0.282437	±40	0.23	1.35
7_z6	0.001049	±13	0.282296	±33	529	0.282285	±33	-5.16	1.65
Lajinha									
2_z1	0.001620	±13	0.282372	±47	538	0.282355	47	-2.69	1.52
3_z2	0.001891	±74	0.282339	±46	534	0.282319	46	-3.96	1.59
4_z3	0.002780	±06	0.282402	±49	464	0.282372	49	-2.06	1.48
5_z4	0.001765	±11	0.282456	±40	514	0.282437	40	0.23	1.35
6_z5	0.002342	±46	0.282407	±47	503	0.282382	47	-1.72	1.46
7_z6	0.001596	±21	0.282374	±51	531	0.282357	51	-2.61	1.51

3.6 Discussion and conclusion

The new U-Pb, Sm-Nd and Lu-Hf isotopic data presented in this work enable some discussions concerning the evolution of the rocks in the Paraguay belt and in the border of Brasília Belt in central of Brazil.

The gneisses near Aruanã and Bom Jardim of Goiás, located east of the Transbrasiliano Lineament, are regarded as representatives of an extension of the Goiás Magmatic Arc along the TBL, with isotopic signatures characteristic of juvenile Neoproterozoic source rocks, such as positive $\epsilon\text{Nd}(t)$ values. U-Pb analyses (LA-MC-ICPMS) performed in zircon showed two periods of crustal accretion between 600 and 800 Ma, as previously described (Pimentel *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2006, Junges *et al.*, 2008). Also, negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values of some gneiss along the TBL could represent a transitional change from island arc to continental arc magmatism suggesting that fragments were placed side-by-side due strike-slip movements. Thus, we suggest that the TBL may have acted as a tectonic element responsible for the linkage between the Paraguay and Brasília Belts, where rock fragments of different ages were reworked and deformed along the lineament. In this case, it is necessary to presume the occurrence of Paleoproterozoic crust segments in order to generate the gneiss that hosts the Paraguay belt sediments and the Goiás Magmatic Arc.

Another important result of this work is the strong evidence of subduction-related magmatism at 540 Ma, in the Tocantins Province, central Brazil, suggesting that orogenic processes were active in this area during the Cambrian. These granites are small or not deformed and show characteristics of syn-to post collisional signatures.

Almeida (1964) proposed similarities between the Paraguay belt and the Piedmont province in Appalachians belt during Cambrian times, and suggested that plutonic rocks stay occult below the border of Paraná basin sediments. These rocks were reported in the late 70's (Luz *et al.*, 1978) and have geochronological data confirming this hypothesis.

The extension of the Cambrian event was also correlated with the Pampean orogeny (Escayola *et al.*, 2002). All this data are in agreement with the reconstructions of Gondwana at the end of the Neoproterozoic (Dalziel, 1995; Nance and Murphy, 2004) and, in this scenario, the Tocantins Province may have had an important role in the supercontinent arrangement.

The younger intrusive events around 510 Ma are interpreted as shallow-level related magmatism associated with regional uplift and subsequently erosion occurring after collisional orogeny. Reworking of older continental crust is required to explain the isotopic characteristic of these rocks, obtained by the Sm-Nd and Lu-Hf isotopes data, indicating a mixing source from mantle-derived magma and some degree of crustal contribution.

3.7 Acknowledgments

The authors would like to thank the laboratory of geochronology that provided support for the U-Pb, Sm-Nd and Lu-Hf analyses. We also thank Barbara Ferreira Lima, Karin Bender, Joseneusa Brilhante, Sérgio Junges and Massimo Matteini for providing laboratory assistance.

References

- ALMEIDA F. F. M. (1964). *Geologia do Centro-Oeste Mato Grossense*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro(215): 1-113.
- ALMEIDA F. F. M. (1965). *Geossinclíneo Paraguai*. In: *SEMANAS DE DEBATES GEOLÓGICOS, 1., Porto Alegre, Universidade Federal, Centro Acadêmico do Estudantes de Geologia*. P. 87-101.
- ALMEIDA F. F. M.; MANTOVANI, M. S. M. (1975). *Geologia e Geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 47 (3/4): 451-b*.
- ALMEIDA F. F. M. (1984). *Província Tocantins –Setor Sudoeste*, In: *Almeida F. F. M. & Hasui, Y. Eds. O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, Ed. Blucher. P. 265-281*.
- ALMEIDA F. F. M. & HASUI, Y. (1984). *O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo: Edgard Blucher Ltda., 378p., 1984*.
- ALVARENGA C. J. S. (1984). *Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudoeste do Cráton Amazônico*, In: *CONGR. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3258-3271*.

- ALVARENGA C. J. S. (1985). *Evidências de fácies turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT*. In: *SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2 Goiânia, 1985. Atas... Goiânia, SBG. P. 256-266.*
- ALVARENGA C. J. S. (1988). *Turbiditos e a glaciação do final do Proterozoico Superior no cinturão Paraguai, Mato Gross. Ver. Brás. Geoc. 18: 323-327.*
- ALVARENGA C. J. S. & TROMPETTE, R. (1988). *Upper Proterozoic glacial enviroment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt. (Mato Grosso, Brazil). In: Meeting Earth's Glacial Record-Proj. 260. Cuiabá, 1988. Abstracts and zField Trip..Cuiaba, IGCP-UNESCO/UFMT. P. 31-44.*
- ALVARENGA C. J. S. & TROMPETTE, R. (1992). *Glacial influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). Paleogeograf. Paleoclimatol. Palaeoecol, 92:85-105.*
- ARAÚJO, H. J. T.; NETO, A. S.; TRINDADE, C. A. H.; PINTO, J. C. A.; MONTALVÃO, R. M. G.; DOURADO, T. D. C.; PALMEIRA, R. C. B.; TASSINARI, C. C. G. **Geologia**. MME/SG. Projeto Radambrasil: Levantamento dos Recursos Naturais. Folha SF. 21 - *Campo Grande, Rio de Janeiro. V. 28, p. 23-124.*
- ARAÚJO FILHO, J. O. (2000). *The Pirineus syntaxis: an example of intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS 30(1): 144-148.*
- AMARAL, G. ET AL., (1966). *Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. Geochimica et Cosmochimica acta, London, 30(2): 159-89, Jan/June BOGGIANI, P. C. 1990. Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena , Mato Gross do Sul. São Paulo, IGC-USP, Dissert. Mestr.*
- BARROS, A.M.; SILVA, R. H.; CARDOSO, O. R. F. A.; FREIRE, F. A.; SOUSA JÚNIOR, J. J.; RIVETTI, M.; LUZ, D. S.; PALMEIRA, R. C. B.; TASSINARI, C. C. G. **Geologia**. PROJETO RADAMBRASIL. *Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD.21-Cuiabá.. Rio de Janeiro, v.28, p. 23-124, 1982.*
- BLACK, L. ET AL. (2004). *Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect: SHRIMP, ID-TIMS, LA-ICP-MS and oxygen isotope documentacion for a series of zircon Standards, CHEM GEOL, 205: 105-140.*

- BLICHERT-TOFT, J. & ALBAREDE, F. (1997). *The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth and Planetary Science Letters, Volume 148, Issues 1-2, April 1997, p. 243-258.*
- BRITO NEVES, B. B., CORDANI, U. G. (1991). *Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. Precambrian Research, 53:23-40.*
- BUHN, B., PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. L. (2008). *High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for Geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais da academia Brasileira de Ciências. In Press.*
- CORDANI, U. G., D'AGRELLA-FILHO, BRITO-NEVES, B. B., AND TRINDADE, R. I. F. (2003). *Tearing up Rodinia: The Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. Terra Nova, 15, 350-359.*
- CORFU, F. HANCAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O AND KINNY, P. (2003). *Atlas of zircon textures. In: HANCAR. J. M AND HOSKIN. P. W. O (Eds), Zircon. The Geological Society of America, Washington, USA, p. 468-500.*
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil. (2004). GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO MATO GROSSO - *Sistema de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais. Escala: 1:1000.000.*
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil. (2006). GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO MATO GROSSO DO SUL - *Sistema de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais. Escala: 1:1000.000.*
- DALZIEL, I. W. D. (1995). *Neoproterozoic and Paleozoic Plate Tectonic: A New Scenario. The Earth Scientist, v. 12, p. 3-12.*
- DALZIEL, I. W. D.; MOSHER, S. & GAHAGAN. L. M. (2000). *Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. Journal of Geology, 108, 499-513.*
- DANTAS, E. L.; ARAÚJO FILHO, J. O.; OLIVEIRA, C. G.; CHIARINI, M. F. N.; FUCK, R. A.; M. M.; SORDI, D. A.; LAMEIDA, T. (2006). *Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB). Carta Geológica – Escala 1:1000.000. Relatório Final da Folha SD. 22-X-D-I-PORANGATU. BRASILIA, UNB/FINATEC/CPRM.*

- DE PAOLO, D.J. (1981). *The Neodymium and strontium isotopic study of Mesozoic calc-Alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, Califórnia*. *J. Geophysical Research*, **86**, 10470-10488.
- ESCAYOLA, M. P.; KRAMER, P. E. (2002). *Significado do Geotectônico de las suturas de Sierras Pampeanas Orientales em LA Faja Orogênica Córdoba: Posible Correlación com Orógenos Brasileños*. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol 33.
- ESCAYOLA, M. P.; PIMENTEL, M.; ARMSTRONG, R. (2007). *Neoproterozoic batharc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and SM-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina*. *Geology* **35**: 495-98.
- FRAGOMENI, P. R. P & COSTA, S. A. DE G. (1976). *Complexo vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás - base do grupo Cuiabá*. *Bol. Esp. 1:11, XXIX Congr. Brás. Geol. Ouro Preto*.
- 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. Brás. Geologia, 38, Anais, p 215-216*.
- FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; SOARES, J. E. FAIXA BRASÍLIA: UMA REVISÃO. In: *XLIII, (2006). Aracaju. Anais, 2006. V. I. P. 27-27*.
- FUCK, R. A.; NEVES, B. B. B.; CHOBENAHUS, C. 2008. *Rodinia descendats in South America. Precambrian Research, v. 160, p. 108-126*.
- GERALDES, M. C.; TASSINARI, C. C. G., ONOE, A. T. (2003). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineralizing age of Araés gold deposit, Mato Grosso State, Brazil.. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos , 2003. Armação de Búzios. Boletim de Resumos*.
- GERDES, A. AND ZEH, A. (2006). *Combined U-Pb and Hf isotope LA-MC-ICP-MS analysis of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany*. *Earth and Planetary Sciences Letters* **2349**, 47-61.
- GERDES, A. AND ZEH, A. 2008. *Zircon formation versus zircon alteration-New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in situ LA-MC-ICP-MS analysis, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the central Zone of the Limpopo Belt*. *Chemical Geology, in Press*.
- GIOIA, S. M. C. L & PIMENTEL, M. M. (2000). *The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72 (2)**, 219-245.

- GODOY, A. M.; RUIZ, A. S., ARAÚJO-RUIZ, L. M. B.; MANZANO, J. C.; SOUZA, M. Z. A.; MATOS, M. B. (2004). *Caracterização Geológica dos Granitóides Brás Pós-Tectônico da Faixa de Dobramentos Paraguai do Sudeste Matogrossense*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004. Araxá. **Resumos...** Araxá: Sociedade Brasileira Geologia., 2004, CD-ROM.
- GODOY, A. M., RUIZ, A. S., MANZANO, J. C. (2007). *The Brazilian granitoids of Paraguay belt MS nd MT*. *Magazine of the Institute of Geoscience-USP, São Paulo*, v. 7, n. 1 p. 29-44.
- HEFFERAN, K. P., ADMOU, H., KARSON, J. A., SAQUAQUE, A. (2000). *Anti-Atlas (Marocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction*. *Precambrian Research* **103**. 89-96.
- HANCAR, J. M AND MILLER, C. F. (1993). *Zircon zonation pattern revealed by Cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal history*. *Chemical Geology*, 110:1-13.
- HASUI, Y E ALMEIDA, F. F. M. DE (1970). *Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro*. *Bol. Soc. Brás. Geol.*, 19(1):5-26.
- HASUI, Y ET AL. (1994). *Estrutura em Quilhabrasil Central: Uma Feição Fundamental na Geologia de Goiás e Tocantins*. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, v .13, n. 2. P. 463-476.
- 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.
- 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.; LAUX, J. H.; BUHN. B. M.; DANTAS, E. L.; OLIVEIRA, C. G. (2008). *U-Pb LA-MC-ICP-MS ages and a New Tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil*. *VI South American Symposium on Isotope Geology*. San Carlos de Bariloche-Argentina..
- 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.
- LUDWIG, K. R. (2003). *User's Manual for Isoplot/Ex v. 3.00 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. *BGC Specail Publication 4, Berkeley*, 71 pp.

- LUZ, J. S.; ABREU, FILHO, W. (1978). *PROJETO PROVÍNCIA SERRANA. Reconhecimento geológico. Relatório Final. DNPM/CPRM. Goiânia, v.8.(Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2750) v.1*
- LUZ, J. S.; OLIVEIRA, A. M.; SOUZA, J. O.; MOTTA, J. F. M.; TANNO, L. C.; CARMO, L. S.; SOUZA, N. B. (1980). *Projeto Caxipó. Goiânia, DNPM/CPRM. V. 1 136p (Relatório Final).*
- MACHADO, N. & GAUTHIER, G. (1996). *Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. Geoch. & Cosmochi., 60(24): 5063-5073.*
- MANZANO, J. C.; GODOY, A. M.; RUIZ, A. S.; ARAÚJO-RUIZ, L. B.; SOUSA, M. M. Z. A.; MATOS, J. B. (2005). *Os granitóides brasileiros pós-tectônicos da Faixa Paraguai, In: SÍMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 9., Goiânia, Anais...SBG, 2005. CD-ROM.*
- MANZANO, J. C. (2009). *Caracterização dos Granitóides Brasileiros da Faixa de Dobramentos Paraguai, MS e MT. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, 107p.*
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; DANNI, J. C. (1984). *Província Tocantins: setores central e sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M & HASUI, Y. (Eds). O Pré-Cambriano do Brasil. Blucher, São Paulo, 205-264.*
- MATTEINI, M.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; BUHN, B. (2008). *Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analysis by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. Anais da Academia Brasileira de Ciências. In Press.*
- NANCE, R. D.; MURPHY, J. B.; (2001). *Sm-Nd isotopic systematic as tectonic trace: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. Earth Science Reviews 59, (2001), 77-100.*
- NANCE, R. D., MURPHY, J. B. & KEPPIE, J. D. (2002). *Cordilleran model for the evolution of Avalonia. Tectonophysics. 352, 11-32.*
- NANCE, R. D., MURPHY, J. B. & KEPPIE, J. D. (2004). *Nick Rast and Recognition of the Avalonia Arc. Journal of Geodynamics, v. 37, Issues 3-5, April-July 2004, Pages 437-455.*
- NANCE, R. D., MURPHY, J. B. STRACHAN, R. A., KEPPIE, J. D., GUTIÉRREZ, G., FERNANDEZ-SUAREZ, J., QUESADA, C., LINNEMANN, U., D'LEMONS, R., PISAREVSKY, S. A. (2008). *Neoproterozoic-early Paleozoic tectonosttatigraphy and paleogeography of the Peri-Gondwanan*

terrane: Amazonian v. West African connections. (Eds). The boundaries of West African Craton. Geological Society, London, Special Publications, 297. 345-383.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. (1985). *Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-piranhas, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, v.15, 3-8.*

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. (1987). *Late Proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, v.17, p. 415-425.*

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L. FUCK, R. A. (1991). *Zircon and sphene PB-Upb 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. (1994). *Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço Mediano de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, v. 24, n. 2, 104-111.*

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ALVARENGA, C. S. (1996). *Post-Brasiliano (PAN-AFRICA) high-k granitic magmatism in central Brazil: Late precambrian/early Paleozoic extension. Precambrian Research, v. 80, p. 217-238.*

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. (1999). *Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review.. lithos, v. 46, n. 3, p. 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.; JOST, H.; FUCK, R. A. (2004). *O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Virginio Mantesso-Neto, Andrea Bartoelli; Celso Ré CAMEIRO; Benjamin Bley de Braitto Neves (Org). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 1 ed. São Paulo: Beca, v., p. 355-368.*

PINHO, M. A. S. B. (2001). *Petrografia geoquímica e geocronologia do Magmatismo Bimodal paleoproterozóico ocorrente no Norte do Estado de Mato Grosso. 2001. 162p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande Do Sul. Porto Alegre.*

- RAMOS, V. A. (2008). *The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes*, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, p. 36.
- RUIZ, A. S.; SOUZA, M. Z.A.; ARAÚJO, L. M. B. (1999). *A Faixa de Dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinmáticos: uma caracterização preliminar dos Granitos Lajinha e Araguaiana no leste Matogrossense*, In: *VI Simp. Geol. da Amazônia, Manaus*.
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. (1975). *Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-model Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.
- STRIEDER & SUITA, (1999). *Neoproterozoic Geotectonic Evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil*. *Journal of Geodynamics*, 267-289.
- STRIEDER, A. J & NILSON, A. A. (1993). *Abadiânia nappe emplacement and dispersion: some constraints on the evolution of central Brazil*. In: *SIMP. Cráton São Francisco, 2, Salvador, 1993. Anais...Salvador, SBG, p. 277-279*.
- TASSINARI, C. C. G. (1981). *Comentários sobre a Geologia da Folha SD. 21, Cuiabá. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 1v, (Relatório Interno RADAMBRASIL, 446-G)*.
- TOHVER, E.; BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R.; MEZGER, K.; LEITE, W. B.; PAYOLLA, B. L. (2006). *Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes*. *Earth and Planetary Science Letters* **228**. 161-176.
- TRINDADE, R. I. F. (2005). *Paleomagnetic constraints on the Neoproterozoic evolution of West Gondwana*. In: *AGU SPRING Meeting 2005, New Orleans, Abstract*.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Novos dados de campo, petrologia e análises isotópicas U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf das rochas que ocorrem nos limites entre as faixas Brasília e Paraguai, ao longo do Lineamento Transbrasiliano, entre as cidades de Araguaiana e Aruanã, cujo estudo ainda era escasso ou inexistente, permitem sugerir novos modelos de evolução para a área.

Foram detalhadas duas áreas distintas, uma localizada na Faixa Paraguai que compreende os granitos intrusivos em rochas do Grupo Cuiabá, tais como Coxim, Taboco, São Vicente, Sonora e Rio Negro e outra na borda da Faixa Brasília, na divisa entre os estados de Mato Grosso e Goiás, que inclui os granitos Lajinha e Araguaiana. Além disso, foi feito estudo dos gnaisses e rochas metassedimentares que afloram ao longo do lineamento.

Para os granitos intrusivos na borda sudeste da Faixa Paraguai, foram obtidas idades U-Pb em zircão pelo método LA-ICPMS em torno de 540 Ma. A assinatura isotópica Sm-Nd, mostra idades T_{DM} entre 1.59 e 1.97, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -7.86 e -6.24, o que indica o caráter predominantemente crustal de suas fontes. Este fato é reforçado pelos dados obtidos pelo método Lu-Hf (LA-MC-ICPMS) realizados em zircões destes corpos graníticos que mostram idades-modelo e valores de ϵ_{Hf} semelhantes às obtidas pelos isótopos de Nd.

Os granitos considerados como do tipo-I, com idades em torno de 510 Ma, ocorrem na porção oeste do LTB, entre as cidades de Araguaiana e Aruanã. A assinatura isotópica Sm-Nd, aponta idades T_{DM} entre 1.33 e 1.74, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ positivos e negativos, indicando contribuição de fontes mantélicas juvenis e contaminação crustal em sua geração.

As rochas consideradas como encaixantes destes granitos intrusivos, consistem em gnaisses da região de Aruanã e de Bom Jardim de Goiás, localizados a leste do Lineamento Transbrasiliano, considerados como representantes da extensão do arco magmático de Goiás. Estes exemplares apresentam assinaturas isotópicas características de crosta juvenil neoproterozóica. Análises U-Pb (LA-MC-ICPMS) realizadas em zircão destes gnaisses indicam dois períodos de acreção crustal, com idades de cristalização em 807 e 604 Ma. Idades modelo Sm-Nd variam entre 0.86 e 1.03 Ga, com valores de ϵ_{Nd} entre +4.26 a +5.70, o que evidencia o caráter juvenil dessas rochas.

Fontes crustais também contribuem para a geração do gnaiss Aruanã, que apresenta valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos, ao redor de -11.15, o que indica caráter crustal.

A delimitação do Arco Magmático de Goiás, considerado comumente como ocorrendo apenas a leste do Lineamento Transbrasiliano, deve ser revista, uma vez que neste estudo foram identificadas rochas com mesma assinatura isotópica ao longo do lineamento, o que sugere que alguns fragmentos do arco podem estar espalhados ao longo do LTB, devido à atuação de processos tectônicos direcionais.

Existem problemas em estipular idade exata da fragmentação do Rodínia, bem como seu papel na formação do Gondwana, devido a sucessão de orogenias ocorridas ao longo do tempo. No entanto, [Fuck et al. \(2008\)](#) mostram que muitos fragmentos não foram totalmente preservados em sua continuidade, o que sugere detalhada pesquisa e estudos mais específicos. A correlação da Província Tocantins com terrenos Perigondwânicos é sugerida no presente trabalho.

A justaposição destes blocos litosféricos pode ter gerado grandes estruturas tais como o Lineamento Transbrasiliano, que poderia ser considerado como sendo o principal responsável pela ligação entre os continentes da América do Sul e do Norte, bem como responsável pela evolução das unidades das Faixas Paraguai e Brasília.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRITO NEVES, B. B., CORDANI, U. G. (1991). *Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. Precambrian Research*, 53: 23-40.
- BUHN, B.; PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. L. (2008). *High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for Geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais da Academia Brasileira de Ciências.*
- CORDANI, U. G., D'AGRELLA-FILHO, BRITO-NEVES, B. B., and TRINDADE, R. I. F. (2003). *Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. Terra Nova*, 15, 350-359.
- CHU, N.C; TAYLOR, R.N; CHAVAGNAC, V; NESBITT, R. W; BOELLA, R. M, MILTON, J.A; GERMAN, C.R; BAYON, G. AND BURTON, K. (2002). *Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17.
- DALZIEL, I. W. D. (1997). Overview: *Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypotheses and environmental speculations.* Geological Society of America Bulletin, **109**, 16-42.
- DALZIEL, I. W. D., MOSHER, S. & GAHAGAN. L. M. (2000). *Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia.* Journal of Geology, **108**, 499-513.
- DANTAS, E. L.; FUCK R. A.; PIMENTEL, M. M.; ALVARENGA, C. J. S.; MARTIELLI, C.; SILVA, M. F.; LAUX, J. H. (2006). *Evidências de crosta oceânica na Faixa Paraguai: Implicações para a conexão com Avalônia. XLIII Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. P.187.*
- 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.
- DEPAOLO, D. J. (1988). *Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin*, 181 p.
- FAURE, G. (1986). *Principles of Isotope Geology.* John Wiley and Sons, New York, USA, 475 p.

- FENG, R.; MACHADO, N.; LUDDEN, J. N. (1993). *Lead Geochronology of zircon by Laser Probe – Inductively Coupled Plasma mass Spectrometry (LP-ICPMS)*. *Geoch. Cosmochim Acta*, 57:3479-3486.
- FRYER, B. J.; JACKSON, S. E.; LONGERICH, H. P. (1993). The application of laser ablation microbe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-ICPMS) to in situ (U)-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 109, 1-8.
- FUCK, R. A.; NEVES, B. B. B. ; SCHOBENHAUS, C. (2008). *Rodinia descendants in South America*. *Precambrian Research*, v. 160, p. 108-126
- HASUI, Y. ET AL. (1994). *Estrutura em Quilhabrasil Central: Uma Feição Fundamental na Geologia de Goiás e Tocantins*. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, V13, N. 2, P. 463-467, 1994.
- 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.
- HEFFERAN, K. P., ADMOU, H., KARSON, J. A., SAQUAQUE, A. (2000). *Anti-Atlas (Marocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction*. *Precambrian Research* 103 (200) 89-96.
- 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.
- 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.
- 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.
- MACHADO, N. & GAUTHIER, G. (1996). *Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil*. *Geoch. & Cosmochi.*, 60 (24): 5063-5073.
- 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.

- MATTEINI, M.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; BUHN, B. (2008). *Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. Anais da Academia Brasileira de Ciências.*
- NANCE, R. D., & MURPHY J. B. (2002). *Sm-Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians, Earth-Science Reviews 59(2002) 77-100.*
- NANCE, R. D., MURPHY J. B., STRACHAN R. A., KEPPIE, J. D., ALONSO, G., SUÁREZ, J. F., QUESADA, C., LINNEMANN, U., DLEMS, R., & PISAREVSKY, S. (2008). *The Bondaries of the West African Craton. Geological Society, London, Special Publications, 297. 345-383.*
- PATCHETT, P. J AND TATSUMOTO, M. (1980). *Hafnium isotope variations in oceanic basalts. Geophys. Res. Lett. 7, 1077-1080.*
- PATCHETT, P. J.; KOUVO, O.; HEDGE, C. E.; TATSUMOTO, M. (1981). *Evolution of Continental Crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. Contrib. Mineral. Petrol. 78, 279-297.*
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ALVARENGA, C. J. S. (1996). *Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension. Precambrian Research 80 (1996) 217-238.*
- RAMOS, V. A., AND ALEMAN, A. (2000). *Tectonic Evolution of the Andes*, in: CORDANI, U., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., AND CAMPOS NETO, M. C., eds., *Tectonic Evolution of South America: Rio de Janeiro*, p. 635-685.
- SIMONETTI, A.; HEAMAN, L. M.; HARTLAUB, R. P.; CREASER, R. A.; MACHATTIE, T. G.; BOHM, 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.*
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. (1975). *Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-model Earth and Planetary Science letters, 26:207-221.*
- TERA, F. & WASSERBURG, G. J. (1972). *U-Th-Pb systematics in the Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth and Planetary Science Letters, 14: 281-304.*
- TROCELLIER, P & DELMAS, R. (2001). *Chemical durability of zircon. Nuclear Instruments and methods in Physics research B, 181:408-412.*
- WETHERILL, G.W. (1956). *Discordant uranium-lead ages: 1. Transactions of the American Geophysical Union, 37: 320-326.*

WU, F. Y; YANG, Y. H; XIE, L. W; YANG. J. H AND XU, P. (2005). *Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. Chemical Geology 234 (1-2), 105-126.*

ANEXOS

Anexo I

Tabela 1 – Coordenadas geográficas e descrição dos pontos de coleta (MT/GO).

<i>Amostra</i>	<i>Coordenadas Geográficas</i>			<i>rocha</i>	
GO/MT 01	15 41 04.20	S	52 03 02.50	W	Monzogranito
GO/MT 02	15 41 13.60	S	52 02 23.60	W	Monzogranito
GO/MT 03	15 40 55.30	S	51 01 06.30	W	Monzogranito
GO/MT 04	15 44 04.80	S	51 53 33.40	W	Monzogranito
GO/MT 05	15 43 09.40	S	51 56 02.90	W	Monzogranito
GO/MT 06	15 43 53.20	S	52 50 15.50	W	Monzogranito
GO/MT 07	15 47 53.20	S	51 52 28.40	W	Gnaiss milonítico
GO/MT 08	15 51 32.90	S	51 51 50.50	W	Granito
GO/MT 09	15 42 02.80	S	51 50 22.50	W	Sienogranito
GO/MT 10	14 57 54.08	S	51 16 49.70	W	Gnaiss
GO/MT 11	14 59 13.40	S	51 16 32.40	W	Gnaiss

Anexo II

Tabela 2 – Valores isotópicos de Sm-Nd dos granitos do MT/MS.

<i>Amostra</i>	<i>Sm(ppm)</i>	<i>Nd(ppm)</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon(t)$	$T_{DM}(\text{Ga})$
Rio Negro	3,64	19,92	0,1104	0,511953+/-6	-13,37	1,59
Taboco	5,59	24,63	0,1372	0,512048+/-7	-11,52	1,97
Coxim	6,92	31,51	0,1327	0,512109+/-6	-10,33	1,74
Araguaiana	7,95	15,41	0,3121	0,512744+/-6	-	-
São Vicente	4,22	27,65	0,0922	0,511975+/-7	-12,93	1,33
Sonora	5,47	19,42	0,1703	0,512184+/-6	-8,86	-
Lajinha	7,47	39,66	0,1139	0,511948+/-8	-13,45	1,66

Anexo III

Tabela 3 – Valores Sm-Nd dos pontos de coleta em Bom Jardim de Goiás

<i>Amostra</i>	<i>Sm(ppm)</i>	<i>Nd(ppm)</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon(t)$	$T_{DM}(\text{Ga})$
BJ 20	8,25	36,96	0,1350	0,512285+/-6	-6,88	1,45
BJ 24	6,32	33,78	0,1132	0,511759+/-8	-17,16	1,93
BJ 25	2,18	12,60	0,1045	0,511548+/-19	-21,27	2,07

Anexo IV

Tabela 4 – Coordenadas planas (UTM em metros) e a localização das amostras em Bom Jardim de Goiás.

<i>Amostra</i>	<i>Tipo análise</i>	<i>Coordenadas</i>
BJ 20	U-Pb / Sm-Nd	0380168 E / 8185580 N
BJ 24	U-Pb / Sm-Nd	0376149 E / 8206266 N
BJ 25	U-Pb / Sm-Nd	0411183 E / 8186788 N

Anexo V

Tabela 5 – Valores isotópicos de Sm-Nd dos pontos de coleta (GO/MT).

<i>Amostra</i>	<i>Sm(ppm)</i>	<i>Nd(ppm)</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon(t)$	<i>T_{DM}(Ga)</i>
GO/MT 01 Granito Lajinha	8,26	45,19	0,1106	0,511869 \pm 6	-14,99	1,72
GO/MT 02 Granito Lajinha	4,74	25,22	0,1144	0,512042 \pm 6	-11,63	1,52
GO/MT 03 Granito Lajinha	13,09	69,94	0,1148	0,512073 \pm 9	-11,02	1,48
GO/MT 04 Granito Lajinha	7,02	44,73	0,0985	0,511985 \pm 5	-12,74	1,39
GO/MT 05 Granito Lajinha	8,07	55,50	0,0945	0,512002 \pm 7	-9,82	1,32
GO/MT 06 Granito Araguaiana	7,07	40,50	0,1055	0,512049 \pm 11	-11,49	1,39
GO/MT 07 Gnaisse Araguaiana	1,39	4,89	0,1719	0,512023 \pm 7	-11,48	-
GO/MT 08 Gnaisse Araguaiana	3,11	24,84	0,0757	0,511671 \pm 16	-18,87	1,50
GO/MT 09 Granito Lajinha	8,15	53,98	0,0913	0,512031 \pm 9	-11,84	1,25
GO/MT 10 Gnaisse Aruanã	30,22	121,13	0,1508	0,512615 \pm 8	-0,46	1,03
GO/MT 11 Gnaisse Aruanã	56,33	221,23	0,1539	0,512705 \pm 9	1,31	0,86