

Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd

Bruno Luís Silva Pinheiro¹, Candido Augusto Veloso Moura¹ & Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb¹

Resumo Este trabalho apresenta dados geocronológicos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de grãos detríticos de zircão obtidos pelo método de evaporação de chumbo e idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, e discute as possíveis áreas-fonte dessas rochas, buscando investigar a história evolutiva deste cinturão no contexto da amalgamação do Gondwana. As datações em grãos detríticos de zircão de quartzitos da Formação Morro do Campo apontaram idades arqueanas (3,0-2,65 Ga) para o domínio norte (região de Xambioá) e, para o domínio sul (região de Paraíso do Tocantins), revelaram idades meso-neoproterozoicas (1,25-0,85 Ga) e, secundariamente, paleoproterozoicas (1,85-1,70 Ga), sugerindo a existência de áreas fontes distintas para os dois domínios. As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtidas em metapelitos (ardósias, filitos, micaxistos) dos grupos Estrondo e Tocantins apresentaram distribuição bimodal com maior frequência de idades entre 2,1 e 1,4 Ga, com moda entre 1,7 e 1,6 Ga, e outras menos frequentes entre 2,7 e 2,4 Ga, sugerindo mistura de fontes de idade Paleoproterozoica (ou até Arqueana) com fontes mais jovens, provavelmente do Meso-Neoproterozoico. Os principais candidatos a fonte para as rochas do Cinturão Araguaia seriam os segmentos crustais situados a sudeste (Cráton São Francisco, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás). Toda a sucessão de rochas sedimentares da bacia oceânica Araguaia e rochas magmáticas associadas a estes segmentos foram transportados, posteriormente, em direção à margem oriental do Cráton Amazônico, durante a tectônica principal de estruturação do Cinturão Araguaia, resultante da amalgamação do supercontinente Gondwana.

Palavras-chave: Cinturão Araguaia, Rochas metassedimentares, Proveniência, Geocronologia Pb-Pb em zircão, Idade-modelo Sm-Nd, Gondwana.

Abstract *Provenance of metasedimentary rocks of the Araguaia belt based on Pb-Pb zircon ages and Sm-Nd model ages.* This paper presents single zircon Pb-evaporation ages, obtained in detrital zircon grains, and Sm-Nd (T_{DM}) for metasedimentary rocks of the Araguaia belt, to investigate the possible source areas of these rocks, and to contribute to understanding the geologic evolution of this belt in the context of the West Gondwana amalgamation. Quartzite of the Morro do Campo Formation, located in the north segment of the belt (Xambioá region) gave Archean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages (2.65-3.0 Ga), while in the south segment (Paraíso do Tocantins region), the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages were mainly Meso-Neoproterozoic (1.25-0.85 Ga), and, secondarily, Paleoproterozoic (1.85-1.70 Ga). These results suggest the existence of different sources areas for this quartzite. The Sm-Nd (T_{DM}) model ages of metapelites (slate, phyllite and micaschist) present bimodal distribution with the main population occurring between 2.1 and 1.4 Ga (mode in 1.6-1.7 Ga), and a less abundant population between 2.7 and 2.4 Ga. These data have been interpreted as mixing of Paleoproterozoic (or even Archean) sources with younger, probably Meso-Neoproterozoic, sources. The main candidates to be the sources of the metasedimentary rocks of the Araguaia belt would be those crustal segments located in the southeastern (São Francisco Craton, Goiás Massif, Goiás Magmatic Arc). The sedimentary succession deposited in the Araguaia oceanic basin and the associated magmatic rocks were transported, later, towards the east margin of the Amazonian Craton, during the main tectonic that led to the structural development of the Araguaia belt as a result of the West Gondwana amalgamation.

Keywords: Araguaia belt, metasedimentary rocks, Provenance, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages, Sm-Nd model age, Gondwana.

INTRODUÇÃO O Cinturão Araguaia (CA) destaca-se no setor central e setentrional da Província Tocantins como uma unidade geotectônica do Neoproterozoico situada na borda oriental do Cráton Amazônico, e representa um importante segmento crustal da sucessão de repetidos eventos orogênicos que resultaram na

grande colagem que edificou o supercontinente Gondwana ao final do Neoproterozoico (Unrug 1996) (Fig. 1). Dessa forma, este cinturão delimita dois segmentos crustais distintos: a leste-sudeste ocorrem terrenos afetados por processos termotectônicos decorrentes da amalgamação do Gondwana (evento que ocorreu entre

1 - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém (PA), Brasil. E-mail: brunoagold@yahoo.com.br, candido@ufpa.br, gorayebp@ufpa.br

850-500 Ma) e, a oeste, terrenos preservados destes eventos (Alvarenga *et al.* 2000). O Cinturão Araguaia compreende uma extensa sucessão de rochas metassedimentares, com predomínio de rochas metapelíticas e metapsamíticas, com menores contribuições de rochas carbonáticas (mármore e metacalcários) e magmáticas (metabasaltos, metagabros, metaperidotitos e corpos graníticos), que se distribuem ao longo de uma faixa com aproximadamente 1200 km de comprimento, seguindo a direção norte-sul, com uma largura da ordem de 150 km (Gorayeb *et al.* 2008).

Modelos evolutivos propostos para o Cinturão Araguaia sugerem que ele se instalou em uma bacia formada por rifteamento restrito (sem formação expressiva de crosta oceânica) de crosta continental arqueana e paleoproterozoica (Abreu 1978), seguido pela inversão tectônica da bacia, acompanhada de transporte de massa crustal de SE para NW (Gorayeb *et al.* 2008). Segundo Abreu (1978), a sedimentação teria sido proveniente da regeneração da porção marginal do Cráton Amazônico, propiciando o desenvolvimento de uma bacia de sedimentação, e sugere que a mesma teria se instalado sobre um único terreno arqueano. Entretanto, estudos geocronológicos revelaram que as rochas do segmento setentrional deste cinturão repousam sobre um embasamento Arqueano (Complexo Colmeia - 2,86 a 2,79 Ga), exposto nos núcleos de estruturas braquianticlinais (Moura & Gaudette 1999), enquanto que na porção meridional elas estão assentadas sobre um embasamento Paleoproterozoico (complexos Porto Nacional - 2,16 Ga, Complexo Rio dos Mangues - 2,12 a 2,05 Ga), (Gorayeb *et al.* 2000, Arcanjo & Moura 2000). Adicionalmente, Gorayeb *et al.* (2002) revelaram a presença de basaltos com estruturas almofadadas, situados na porção mais oeste do cinturão (Serra do Tapa), em que identificaram cristais de zircão com idade de 2,05 Ga (herdados?). Estes dados sugerem que a contribuição de material crustal Paleoproterozoico pode ter sido importante e que as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia podem ter tido áreas-fontes de idades distintas.

A definição desta questão tornou-se fundamental para a reconstrução da evolução paleogeográfica do Cinturão Araguaia e do continente Gondwana Ocidental. Por essas razões, as investigações deste trabalho envolveram a determinação das idades de grãos detríticos de zircão coletados em quartzitos e de idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de rochas metapelíticas do Cinturão Araguaia. Esta investigação segue os princípios destacados por Goldstein *et al.* (1997), sobre datação em grãos detríticos de zircão em rochas metassedimentares, cujos resultados refletem diretamente a distribuição das idades das áreas-fonte, permitindo a identificação precisa de sua proveniência através da comparação direta da idade dos grãos detríticos com aquelas das possíveis fontes, levando-se em consideração o grau de abrasão dos grãos durante o transporte sofrido até o arcabouço sedimentar.

No caso do sistema Sm-Nd, segundo Goldstein & Jacobsen (1988), quando aplicado em rochas metassedimentares o método é considerado resistente aos efeitos de intemperismo, erosão, transporte, diagênese e

metamorfismo, o que possibilita ter uma ideia do tempo de residência crustal dos protólitos ígneos que serviram como fontes dos sedimentos, mesmo quando as rochas foram afetadas por processo termotectônico posterior.

CONTEXTO GEOLÓGICO DO CINTURÃO ARAGUAIA O Cinturão Araguaia é uma importante unidade geotectônica do Neoproterozoico pertencente à Província Tocantins, interpretada por Strieder & Suito (1999) e Pimentel *et al.* (2000) como uma feição que se formou a partir da amalgamação de três blocos paleocontinentais maiores: os crátons Amazônico, São Francisco e Paraná, resultando também na formação dos cinturões Paraguai e Brasília, que são suas principais ramificações (Fig. 1).

O Cinturão Araguaia (Hasui *et al.* 1980) está assentado sobre a borda oriental do Cráton Amazônico, situado no leste-sudeste do Estado do Pará e oeste do Estado de Tocantins, com estruturação N-S truncando as estruturas mais antigas de direção WNW-ESE deste cráton. Grande parte da borda leste deste cinturão é encoberta por rochas sedimentares do Paleozoico pertencentes à Bacia do Parnaíba, enquanto suas porções norte e sul são recobertos por sedimentos do Cenozoico. A sudeste faz limite com as rochas paleoproterozoicas do Maciço de Goiás (Gorayeb *et al.* 2008) (Fig. 2).

O embasamento do Cinturão Araguaia é constituído por dois domínios: Arqueano e Paleoproterozoico. No lado oeste, o embasamento é representado por terrenos granito-*greenstone* arqueanos (2,7-2,96 Ga, Macambira & Lafon 1995) ou por terrenos paleoproterozoicos do Domínio Bacajá (2,26-1,99 Ga, Vasquez 2006) na borda oriental do Cráton Amazônico. Na porção setentrional as rochas do embasamento estão expostas em núcleos erodidos das estruturas braquianticlinais e são representadas pelo Complexo Colmeia constituído por ortognaisses TTG de idade arqueana (2,85 Ga) (Dall'Agnol *et al.* 1988, Moura & Gaudette 1999). No sul-sudeste, no domínio do Maciço de Goiás estão expostas sequências metavulcano-sedimentares arqueanas do Grupo Rio do Coco (Costa *et al.* 1983), com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão obtida em metabasito de 2,62 Ga (Arcanjo *et al.* 2000) (Fig. 2). Neste domínio, amplos terrenos paleoproterozoicos expõem gnaisses tonalíticos, graníticos e calciossilicáticos agrupados no Complexo Rio dos Mangues, que possui idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 2,0-2,1 Ga (Arcanjo & Moura 2000); terrenos de alto grau metamórfico, representados principalmente por enderbitos, granulitos máficos e kinzigitos, agrupados no Complexo Porto Nacional, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão em granulito de 2,14 e 2,13 Ga (Gorayeb *et al.* 2000).

Dois expressivos plútons graníticos estão encaixados em gnaisses do embasamento do Cinturão Araguaia. No Complexo Colmeia destaca-se o Granito Cantão com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1,85 Ga (Moura & Gaudette 1999). No Complexo Rio dos Mangues ocorre o Granito Serrote (Gorayeb 1996) que apresenta idade de 1,86 Ga (Souza & Moura 1995).

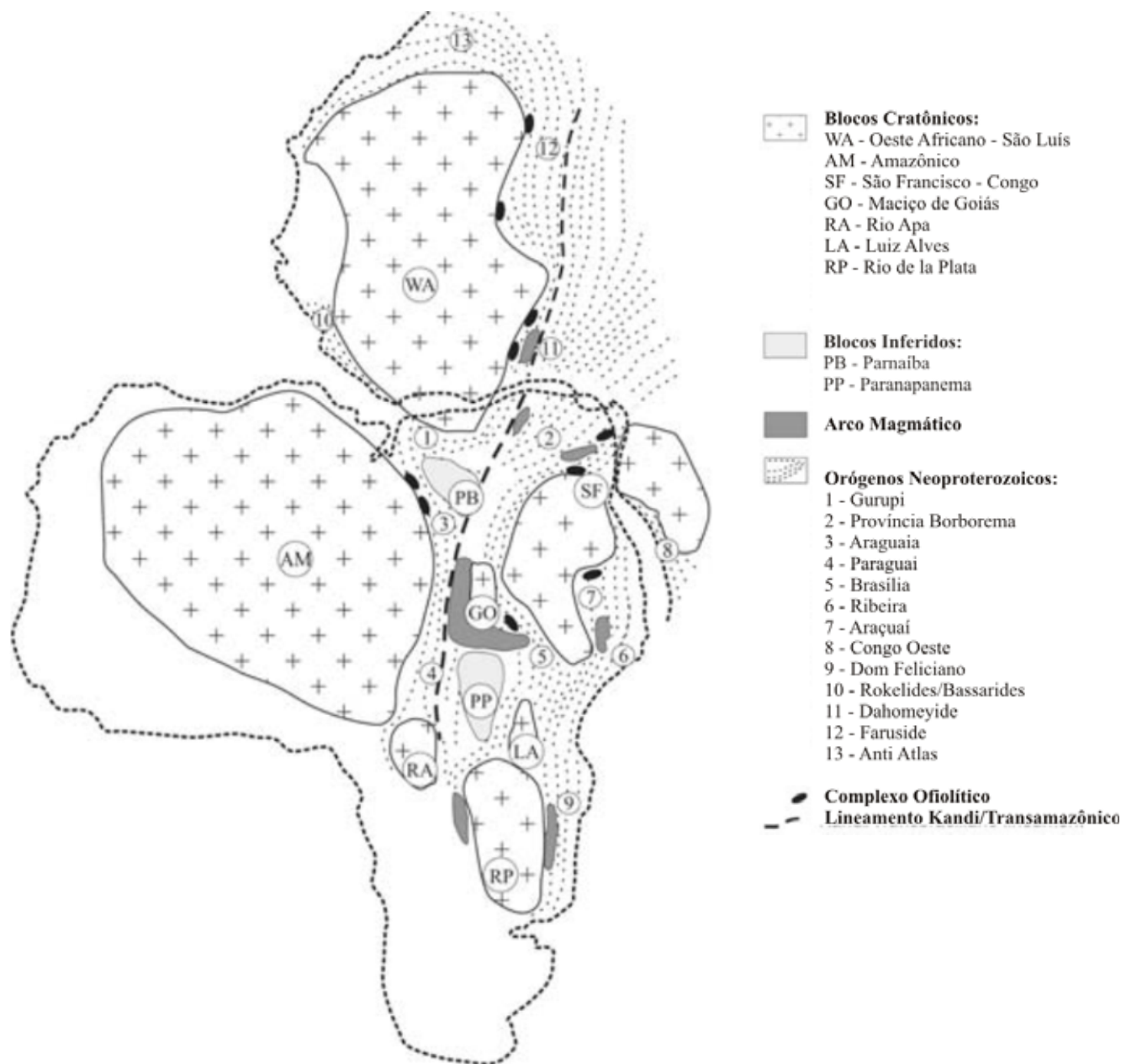


Figura 1 - Reconstrução Paleogeográfica retirada de Klein & Moura (2008), mostrando os cinturões pan-africanos/brasilianos e as principais regiões cratônicas e blocos paleoproterozoicos nos crátons Sul-Americano e Oeste-Africano.

Rochas magmáticas alcalinas subsaturadas encaixados em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues, representadas pelos corpos de nefelina-sienito gnaisses das suítes Monte Santo e Serra da Estrela (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984, Gorayeb 1996) apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1,0 Ga (Arcanjo & Moura 2000). Estas rochas, segundo Arcanjo & Moura (2000), são interpretadas como representantes da fase rifte que ofereceu condições para pós-estabelecimento do embaçamento do Cinturão Araguaia no Neoproterozoico.

As rochas supracrustais do Cinturão Araguaia são representadas por uma sucessão predominantemente metassedimentar reunida no Supergupo Baixo Araguaia, subdividido nos grupos Estrondo (unidade

basal) e Tocantins. Associadas às rochas dessa unidade ocorrem ainda rochas magmáticas que, apesar de representarem frações mais restritas, têm grande importância para a evolução do Cinturão Araguaia e são representadas por complexos ofiolíticos com basaltos almofadados e peridotitos serpentinizados; de suítes metagabroicas intrusivas (pré-metamorfismo regional); e de plútons graníticos sin-tardi-tectônicos, interpretados como contemporâneos ao pico do metamorfismo regional (Gorayeb & Moura 2008).

O Grupo Estrondo é subdividido na Formação Morro do Campo, constituída por quartzitos puros intercalados com muscovita quartzitos, quartzo-muscovita xisto, cianita xisto, quartzito feldspático

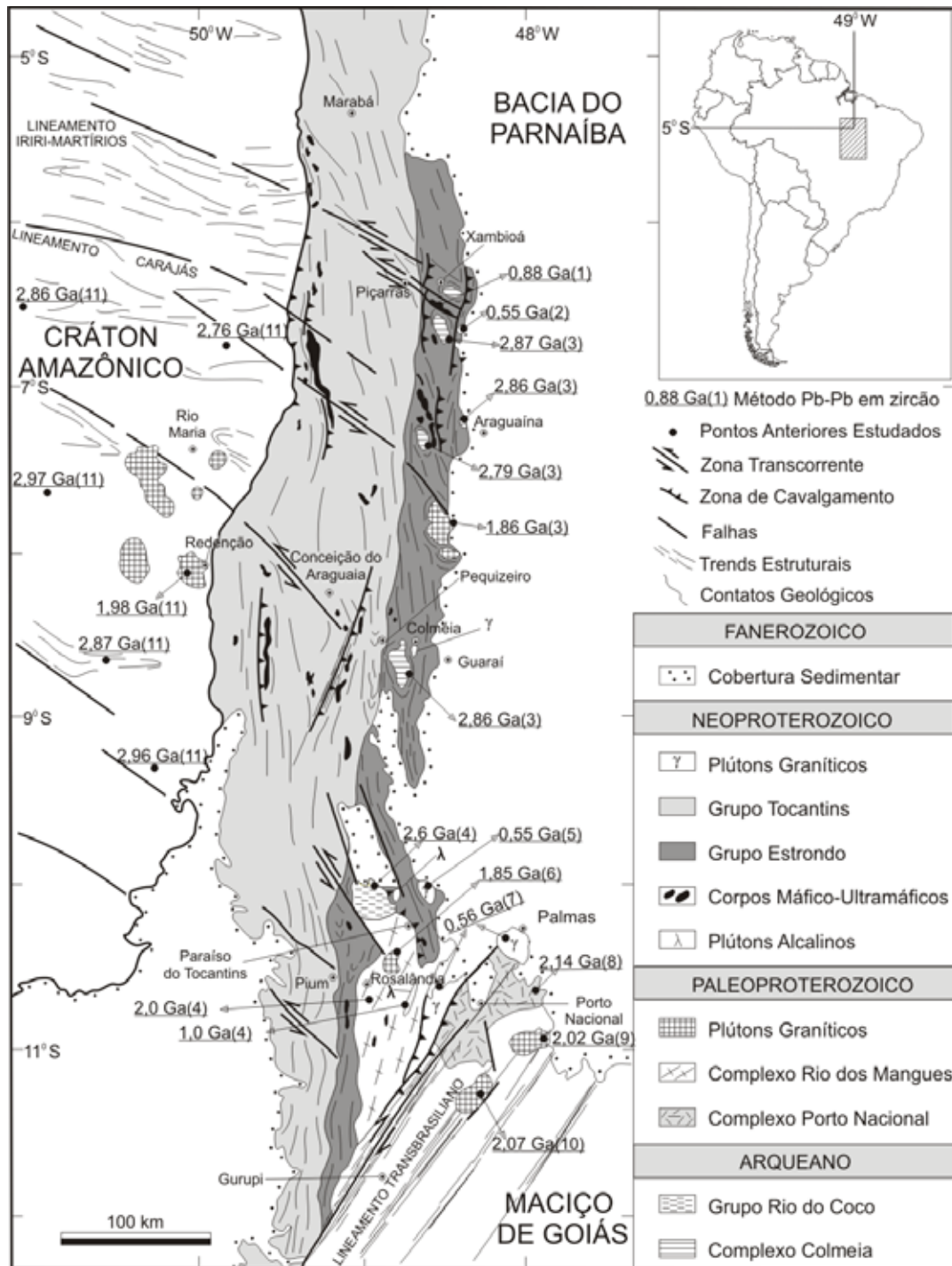


Figura 2 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia e embasamento, com indicação das idades das principais unidades litoestratigráfica disponíveis na literatura. (Modificado de Gorayeb et al. 2008). Referências: (1) Barros et al. (2010), (2) Alves (2005), (3) Moura & Gaudette (1999), (4) Arcanjo (2002), (5) Moura & Sousa (2002), (6) Souza & Moura (1995), (7) Chaves (2003), (8) Chaves et al. (2008), (9) Gorayeb et al. (2000), (10) Sachett (1996), (11) Macambira & Lafon (1995).

e magnetita quartzito; e na Formação Xambioá, constituída por micaxistos, xistos feldspáticos, xistos com granada, estaurólita e/ou cianita, xistos grafitosos, mármore e anfíbolitos.

O Grupo Tocantins é subdividido na Formação Pequizeiro, constituída por clorita-muscovita-quartzito

xistos com intercalações subordinadas de cálcio xistos, quartzitos, magnetita-muscovita filitos, e na Formação Couto Magalhães que é constituída por ardósias, filitos pelíticos, filitos grafitosos, meta-arcosios, metassiltitos, meta-argilitos e lentes de quartzitos (Abreu 1978, Gorayeb 1981).

Basaltos almofadados associados com peridotitos serpentinizados da porção norte do Cinturão Araguaia (Kotschoubey *et al.* 1996, Alvarenga *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2000, Cruz & Gorayeb 2008) representam corpos ofiolíticos de parte de uma crosta oceânica da fase inicial da evolução do cinturão, embutidos tectonicamente nas rochas do Grupo Tocantins. Datações em cristais de zircão de basaltos da Serra do Tapa apontaram idades do Paleoproterozoico com valores por volta de 2,0 Ga, sugerindo serem corpos mais antigos ou tratem-se de zircões herdados (Gorayeb *et al.* 2002).

Plútons gabroides e anfibolitos associados da região de Xambioá-Araguanã foram reunidos por Gorayeb *et al.* (2004) na Suíte Intrusiva Xambica. Com base na idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão dos metagabros de 817 ± 5 Ma, estes autores concluíram que este magmatismo toleítico alojou corpos intrusivos na sequência sedimentar que originou o Grupo Estrondo, precedendo o metamorfismo e o tectonismo principal da evolução do Cinturão Araguaia. Novas datações U-Pb em zircão por abrasão a laser (LA-ICP MS) obtidas em metagabros dessa suíte revelam idades entre 878 e 804 Ma (Barros *et al.* 2010).

Os plútons graníticos ocorrem no domínio de grau metamórfico relativamente mais alto do Cinturão Araguaia, encaixados em biotita xistos, xistos feldspáticos e quartzitos do Grupo Estrondo. Datações por evaporação de Pb em zircão apontam idades do final do Neoproterozoico para o alojamento desses corpos, por volta de 550 Ma (Gorayeb & Moura 2008). Eles são considerados corpos sin-tardi-tectônicos relacionados à anatexia crustal durante o pico do metamorfismo, contemporâneo ao evento termotectônico que estruturou o Cinturão Araguaia (Gorayeb & Moura 2008).

Idades K-Ar entre 560 e 520 Ma obtidas em biotita e muscovita extraídas de xistos e em hornblenda em anfibolitos do Grupo Estrondo registram períodos de resfriamento do evento metamórfico do Cinturão Araguaia (Macambira 1983). A impressão deste evento metamórfico está registrada também em biotita e muscovita de gnaisses arqueanos do Complexo Colmeia da região de Xambioá cujas idades K-Ar apontaram valores por volta de 530 Ma (Macambira 1983), e por idades Rb-Sr em minerais obtidas no Granito Cantão entre 500 e 470 Ma (Lafon *et al.* 1990) e de 536 ± 37 Ma para o Granito Serrote (Souza & Moura 1995, Moura *et al.* 2003). Estes dados permitem relacionar a formação do Cinturão Araguaia ao evento termotectônico Brasileiro.

MÉTODO DE TRABALHO Os levantamentos de dados foram executados em três campanhas realizadas em seções geralmente transversais à orientação do Cinturão Araguaia, nas estradas que ligam as cidades de Piçarras-Xambioá-Araguaia, Redenção-Conceição do Araguaia-Pequizeiro-Colmeia-Guará e Paraíso do Tocantins-Rosalândia-Pium, ao longo das quais foram coletadas e descritas amostras para análises isotópicas em 43 afloramentos (Tab. 1).

Para os estudos de Sm-Nd (rocha total) foram coletadas 41 amostras de rochas metassedimentares

(cada amostra com cerca de 2 kg) em setores representativos das unidades litoestratigráficas do Cinturão Araguaia. Foram coletadas 18 amostras do Grupo Tocantins, representadas por metassiltitos, ardósias, filitos, clorita-biotita-quartzo xistos e micaxistos, e 23 amostras do Grupo Estrondo, representadas por biotita xistos, estauroлита-granada-muscovita xistos, granada-quartzo-biotita xistos, cianita-quartzo-biotita xistos, grafita xistos, granada-mica xistos e quartzo-biotita-muscovita xistos (Tab. 1).

Dentre as amostras coletadas no Grupo Tocantins, três das pertencentes à Formação Couto Magalhães foram obtidas em testemunhos de sondagem do alvo São Martim (Fig. 3), doados pela *Western Mining Company*, sendo duas amostras do furo SMD-03 (profundidades de 155,95 m e 275,9 m) e uma do furo SMD-08 (profundidade de 530,9 m).

Para os estudos de proveniência de zircão foram amostrados dois quartzitos da Formação Morro do Campo, cada um com cerca de 40 kg, um deles (BP/08) coletado a sul de Xambioá (setor Norte) e o outro (BP/33) a oeste da cidade de Paraíso do Tocantins (setor Sul), indicados na figura 4.

Todos os pontos visitados e coletados neste estudo foram alvos de estudos anteriores e as classificações de rochas utilizadas foram herdadas destes estudos.

Para a determinação das idades modelo Sm-Nd, cada amostra foi pulverizada seguindo as técnicas tradicionais de preparação para análise química, com abertura ácida e posterior separação cromatográfica para a análise por espectrometria de massa seguindo a sistemática adotada no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (Pará-Iso). Cerca de 100 mg de amostra pulverizada foi pesada e dissolvida com HF-HNO₃ em bomba Parr a 150°C no forno. Após uma semana, a solução foi seca e o resíduo atacado novamente com HF e HNO₃ e colocado em chapa quente a 100°C. Duas etapas de dissolução com HCl (6,2 N,

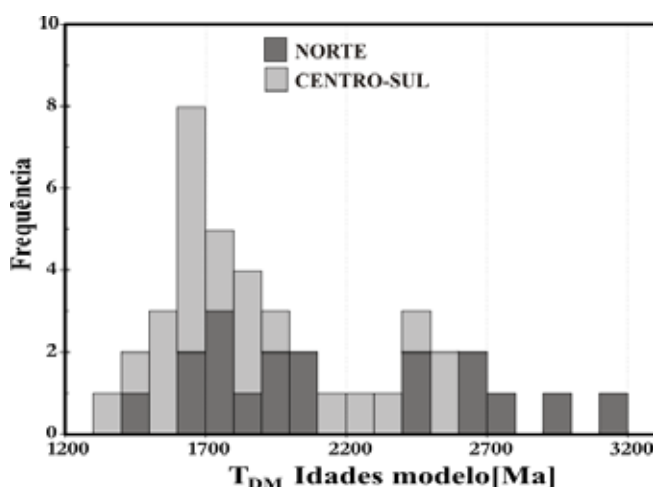


Figura 3 - Histograma de frequência de idade modelo Sm-Nd (rocha total) das rochas metassedimentares dos domínios Norte, Central e Sul do Cinturão Araguaia.

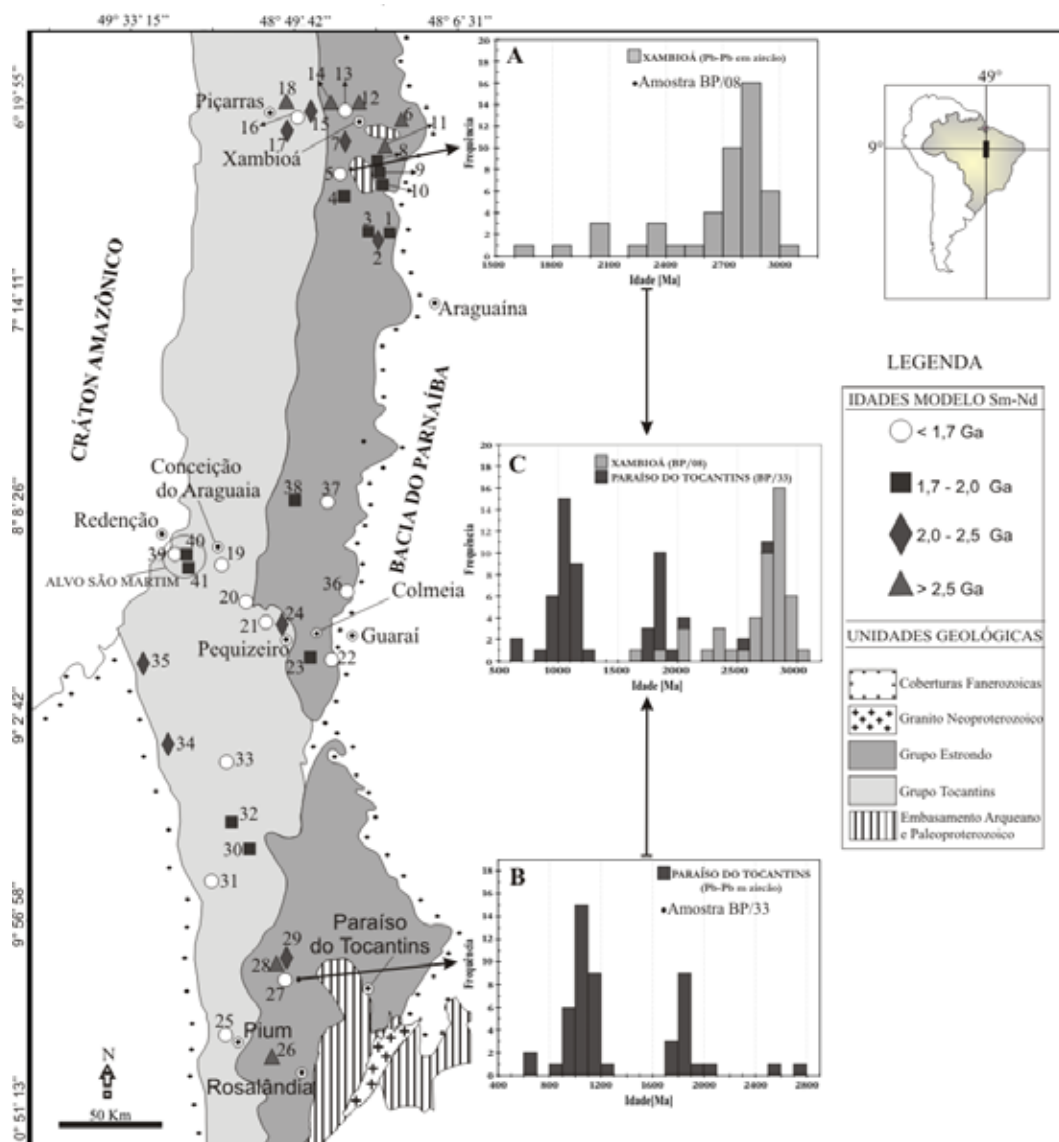


Figura 4 - Representação cartográfica de idades Sm-Nd T_{DM} do Supergrupo Baixo Araguaia e histogramas de frequência de idades Pb-Pb em grãos detríticos de zircão: A) histograma de frequência de idades Pb-Pb em zircão da amostra BP/08; B) histograma de frequência de idades Pb-Pb em zircão da amostra BP/33; e C) histograma de frequência integrado das duas amostras. Números de ordem próximos aos símbolos indicados na tabela 4.

2 N) em chapa quente foram realizadas e, finalmente, o resíduo foi dissolvido em HCl 2 N. Os elementos terras raras foram separados por meio de troca catiônica em resina Dowex AG1x8 usando HCl e HNO₃ como eluentes. O resíduo evaporado foi dissolvido em metanol-7 N HNO₃ para separação cromatográfica de Sm e Nd em resina de troca iônica Dowex AG1x4.

As duas amostras de quartzitos foram tratadas separadamente segundo os métodos tradicionais de concentração de minerais pesados, utilizando aparelhos convencionais para tratamento de amostras de acordo com os procedimentos utilizados em rotina no Pará-Iso. Os cristais de zircão das duas amostras foram separados do concentrado final utilizando estereomicroscópio, capturando suas imagens e, posteriormente, analisados isotopicamente.

As análises isotópicas foram realizadas no Pará-Iso utilizando um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Na datação do zircão foi empregado o método de evaporação de chumbo em monocristais (Kober 1986, 1987) seguindo o procedimento descrito em Costi *et al.* (2000). As razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb foram corrigidas para Pb comum utilizando o modelo de duplo estágio de Stacey & Kramers (1975).

Na determinação das idades modelo Sm/Nd as razões isotópicas de Nd foram normalizadas para um valor de 0,7129 da razão ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd. Durante as análises das amostras, o padrão internacional La Jolla foi analisado três vezes fornecendo o valor de $0,511854 \pm 0,000010$ (2 σ em 3 análises) para a razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. As idades-modelo Sm-Nd foram calculadas com base no modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981, 1988).

Tabela 1 - Amostras coletadas com os respectivos métodos geocronológicos realizados.

Amostra	Coordenada Geográfica	Litotipo	Unidade Litoestratigráfica	Método Geocronológico	Material Datado
BP/01	48° 24' 07"; 6° 54' 27"	Granada Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/02	48° 27' 59"; 6° 56' 20"	Granada Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/03	48° 29' 39"; 6° 54' 20"	Biotita Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/04	48° 36' 10"; 6° 44' 12"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/05	48° 36' 50"; 6° 39' 41"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/06	48° 43' 45"; 6° 25' 06"	Estaurolita Granada Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/07	48° 35' 16"; 6° 31' 05"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/08	48° 33' 31"; 6° 37' 15"	Muscovita Quartzito	Grupo Estrondo	Evaporação de Pb	Zircão
BP/09	48° 28' 54"; 6° 39' 37"	Biotita Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/10	48° 27' 52"; 6° 40' 05"	Cianita Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/11	48° 27' 17"; 6° 40' 05"	Biotita Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/12	48° 26' 54"; 6° 32' 01"	Biotita Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/13	48° 34' 57"; 6° 21' 00"	Granada- Grafita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/14	48° 36' 59"; 6° 20' 20"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/15	48° 39' 01"; 6° 20' 20"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/16	48° 47' 41"; 6° 52' 14"	Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/17	48° 49' 59"; 6° 22' 25"	Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/18	48° 49' 53"; 6° 24' 27"	Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/19	48° 49' 52"; 6° 20' 23"	Magnetita Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/21	49° 08' 58"; 8° 22' 36"	Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/22	49° 01' 36"; 8° 32' 01"	Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/23	48° 57' 28"; 8° 32' 51"	Biotita Xisto	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/24	48° 38' 34"; 8° 47' 09"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/25	48° 43' 26"; 8° 47' 00"	Granada Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/26	48° 50' 07"; 8° 40' 08"	Biotita Xisto	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/27	49° 06' 33"; 10° 27' 11"	Biotita Xisto	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/29	48° 55' 11"; 10° 33' 50"	Grafita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/30	48° 52' 12"; 10° 11' 38"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/31	48° 52' 03"; 10° 09' 01"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/32	48° 51' 39"; 10° 08' 23"	Estaurolita Granada Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/33	48° 51' 08"; 10° 11' 22"	Muscovita Quartzito	Grupo Estrondo	Evaporação de Pb	Zircão
BP/34	49° 00' 07"; 9° 35' 54"	Biotita Xisto	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/36	49° 10' 23"; 9° 45' 26"	Magnetita Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/37	49° 05' 53"; 9° 30' 39"	Clorita Biotita Xisto	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/38	49° 07' 51"; 9° 14' 43"	Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/39	49° 23' 06"; 9° 10' 03"	Filito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/40	49° 29' 20"; 8° 49' 15"	Ardósia	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
BP/41	48° 34' 32"; 8° 29' 10"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/42	48° 49' 29"; 8° 05' 25"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
BP/43	48° 49' 12"; 8° 05' 26"	Biotita Xisto	Grupo Estrondo	Sm-Nd	Rocha Total
SMD -33A/155,95 m	49° 49' 58"; 8° 18' 44'	Metassilito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
SMD -33B/275,9 m	49° 49' 58"; 8° 18' 44'	Metassilito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total
SMD -8/530,9 m	49° 50' 42"; 8° 18' 05"	Metassilito	Grupo Tocantins	Sm-Nd	Rocha Total

RESULTADOS ISOTÓPICOS

Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em grãos de zircão detrítico Ao todo, noventa e seis (96) grãos detríticos de zircão foram analisados, dos quais 47 são do quartzito da região de Xambioá (amostra BP/08) e quarenta e nove (49) da amostra BP/33 do quartzito da região de Paraíso do Tocantins (Tabs. 2 e 3). A maioria dos cristais da amostra BP/08 apresentou-se com formas arredondadas a subarredondadas, incolores ou com tonalidades amareladas, com poucos cristais com feições prismáticas, curtas ou alongadas, com pouca metamitização e raras inclusões. Para a amostra BP/33, a maioria dos grãos apresentou forma subarredondada a arredondada, com alguns cristais prismáticos ou fragmentados.

Durante as análises isotópicas de Pb em zircão, em quase todos os cristais obtiveram-se boas respostas analíticas, o que permitiu o cálculo das idades nas etapas de temperatura de 1450°C e de 1500°C, entretanto, somente aquelas obtidas nas etapas de maior temperatura (1500°C) foram consideradas para o cálculo final da idade dos cristais de zircão detrítico analisados. No caso da amostra BP/33, em dois grãos de zircão (BP33/60 e BP33/61) obteve-se idades até a etapa de 1550°C, e calculou-se a idade média das etapas de maior temperatura (1500°C e 1550°C) (Tab. 3).

Antes de se avançar nas interpretações dos dados algumas limitações do método analítico utilizado para datar grãos de zircão detrítico tiveram que ser consideradas: a) as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são consideradas idades aparentes, por isso devem ser interpretadas como idades mínimas (Kober 1986, Ansdell & Kyser 1991); b) o número de amostras e de zircões datados foi pequeno o que implica em uma limitação para uma interpretação quantitativa dos dados; e c) o procedimento analítico adotado não é eficiente em grãos menores que 0,125 mm.

Os cristais de zircão da amostra BP/08 forneceram idades, em sua maioria, correspondente ao Meso/Neoarqueano (aproximadamente 82,6%) e, outras menos frequentes, ao Paleoproterozoico e Mesoproterozoico (aproximadamente 17,4%). A idade mais jovem obtida foi de 1416 ± 16 Ma e a mais antiga de 3087 ± 17 Ma (Tab. 2).

Tabela 2 - Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão do quartzito da região de Xambioá (amostra BP/08). Razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas para chumbo comum utilizando o modelo de estágio duplo de Stacey & Kramers (1975).

Zircão	Temp. (°C)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_r$	2 σ	Idade	2 σ
BP/08/01	1500	0,000159	0,18687	37	2715	3
BP/08/02	1500	0,000078	0,19881	4	2817	3
BP/08/04	1500	0,000186	0,18224	49	2674	4
BP/08/05	1500	0,000014	0,2044	53	2862	4
BP/08/07	1500	0,000065	0,18951	56	2738	5

Continua

Tabela 2 - continuação

Zircão	Temp. (°C)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_r$	2 σ	Idade	2 σ
BP/08/08	1500	0,000558	0,08986	278	1423	59
BP/08/10	1500	0,000024	0,20022	44	2828	4
BP/08/11	1500	0,000018	0,12875	31	2081	4
BP/08/12	1500	0,000026	0,12984	71	2096	10
BP/08/14	1500	0,000094	0,2079	42	2890	3
BP/08/15	1500	0,000189	0,18108	202	2663	18
BP/08/16	1500	0,00005	0,21159	226	2918	17
BP/08/18	1500	0,000021	0,20269	92	2848	7
BP/08/19	1500	0,000036	0,19226	62	2762	5
BP/08/23	1500	0,000055	0,23511	254	3087	17
BP/08/25	1500	0,000036	0,21138	174	2917	13
BP/08/29	1500	0,000017	0,20506	52	2867	4
BP/08/31	1500	0,000644	0,08952	67	1416	14
BP/08/32	1500	0,00008	0,11369	91	1859	14
BP/08/33	1500	0,000362	0,20124	211	2837	17
BP/08/34	1500	0,000198	0,18985	89	2741	8
BP/08/35	1500	0,000192	0,21854	69	2970	5
BP/08/36	1500	0,000036	0,21308	38	2929	3
BP/08/37	1500	0,000157	0,14737	37	2316	4
BP/08/38	1500	0,000323	0,2125	66	2925	5
BP/08/39	1500	0,000051	0,21654	278	2955	21
BP/08/40	1500	0,000795	0,20638	21	2878	17
BP/08/41	1500	0,000364	0,20262	204	2848	16
BP/08/42	1500	0,000074	0,12352	165	2008	24
BP/08/43	1500	0,000335	0,19458	6	2782	5
BP/08/44	1500	0,000278	0,19175	94	2758	8
BP/08/45	1500	0,000029	0,18955	216	2739	19
BP/08/46	1500	0,000072	0,20402	106	2859	8
BP/08/47	1500	0,000085	0,20153	73	2839	6
BP/08/48	1500	0,000122	0,189	61	2734	5
BP/08/50	1500	0,000013	0,2037	51	2856	4
BP/08/53	1500	0,000104	0,16293	96	2487	10
BP/08/56	1500	0,000804	0,19388	553	2776	47
BP/08/57	1500	0,000134	0,20042	164	2830	13
BP/08/60	1500	0,000118	0,15327	81	2383	9
BP/08/62	1500	0,001515	0,17981	778	2651	72
BP/08/63	1500	0,000219	0,18037	114	2657	10
BP/08/64	1500	0,000026	0,20121	96	2836	8
BP/08/65	1500	0,000048	0,18737	45	2720	4
BP/08/66	1500	0,00008	0,19911	235	2819	19
BP/08/67	1500	0,000088	0,20447	151	2863	12
BP/08/68	1500	0,000069	0,20283	13	2849	10

Tabela 3 - Idades Pb-Pb em zircão do quartzito da região de Paraíso do Tocantins (amostra BP/33). Razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas para chumbo comum utilizando o modelo de duplo estágio de Stacey & Kramers (1975).

Zircão	Temp. (°C)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_r$	2σ	Idade	2σ
BP/33/01	1500	0,000217	0,07474	4	1062	11
BP/33/03	1500	0,000475	0,11111	57	1818	9
BP/33/04	1500	0,000082	0,07318	124	1019	34
BP/33/05	1500	0,000018	0,07847	233	1159	59
BP/33/06	1500	0,000124	0,10893	3	1782	5
BP/33/07	1500	0	0,07614	192	1099	51
BP/33/08	1500	0,000113	0,0757	85	1087	23
BP/33/09	1500	0,00009	0,11185	168	1830	27
BP/33/10	1500	0,000063	0,07433	72	1051	19
BP/33/12	1500	0,000242	0,06808	186	871	56
BP/33/13	1500	0,000004	0,07585	18	1091	5
BP/33/15	1500	0,000091	0,0765	65	1108	17
BP/33/16	1500	0,000192	0,07564	135	1086	36
BP/33/17	1500	0,000346	0,07182	39	981	11
BP/33/18	1500	0,000026	0,07607	8	1097	21
BP/33/19	1500	0	0,07812		1150	32
BP/33/20	1500	0,000344	0,0768	44	1116	11
BP/33/22	1500	0,000159	0,06266	83	697	28
BP/33/23	1500	0,000247	0,07615	44	1099	12
BP/33/24	1500	0,000015	0,07721	45	1127	12
BP/33/25	1500	0,000191	0,19632	95	2796	8
BP/33/26	1500	0,000136	0,07514	49	1073	13
BP/33/27	1500	0,00005	0,07281	44	1009	12
BP/33/28	1500	0,000049	0,12622	52	2046	7
BP/33/30	1500	0,000536	0,07142	75	970	21
BP/33/34	1500	0,000139	0,07179	16	980	5
BP/33/35	1500	0,000198	0,12247	146	1993	21
BP/33/36	1500	0,000095	0,07246	55	999	15
BP/33/37	1500	0,000059	0,0774	129	1132	33
BP/33/38	1500	0,00014	0,07491	34	1066	9
BP/33/39	1500	0,000065	0,07302	17	1015	5
BP/33/40	1500	0,000016	0,16897	86	2548	8
BP/33/41	1500	0,000249	0,10919	36	1786	6
BP/33/43	1500	0,000044	0,11231	102	1837	16
BP/33/44	1500	0,000128	0,1145	38	1872	6
BP/33/45	1500	0	0,08029	174	1204	43
BP/33/46	1500	0,000058	0,11376	46	1861	7
BP/33/47	1500	0,000062	0,07061	16	946	5
BP/33/49	1500	0,000975	0,06123	123	647	43
BP/33/50	1500	0,00019	0,07476	106	1062	29
BP/33/51	1500	0,000232	0,07496	15	1068	40
BP/33/53	1500	0,000062	0,07225	33	993	9

Continua

Tabela 3 continuação

Zircão	Temp. (°C)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_r$	2σ	Idade	2σ
BP/33/54	1500	0,000021	0,11171	229	1828	37
BP/33/55	1500	0,000044	0,11425	103	1869	16
BP/33/56	1500	0,000080	0,11289	61	1847	10
BP/33/57	1500	0,000071	0,10582	99	1729	17
BP/33/59	1500	0,000079	0,07688	27	1118	7
BP/33/60	1500	0,000400	0,07685	67	1118	17
BP/33/60	1550	0,000378	0,07634	43	1104	11
Média=					1111	14
BP/33/61	1500	0,000119	0,11289	39	1847	6
BP/33/61	1550	0,000635	0,11534	207	1885	32
Média=					1866	46

Analisando esses resultados em histogramas de frequência, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão obtidas na amostra BP/08 indicam a presença de pelo menos cinco populações distintas de zircão (Fig. 3A): uma população predominante do Meso-Neoarqueano com moda de idade entre 2,8-2,9 Ga, outras três populações menos frequentes de grãos de zircão do Paleoproterozoico (*ca.* 1,90-1,85 Ga, 2,1-2,0 Ga, e 2,4-2,3 Ga) e uma população de idade do Mesoproterozoico (*ca.* 1,45-1,40 Ga).

Os grãos detríticos de zircão do quartzito da região de Paraíso do Tocantins (amostra BP/33) forneceram idades em sua maioria do Mesoproterozoico; em menor proporção, mas ainda significativas do Paleoproterozoico e, em menor frequência, idades do Neoproterozoico e do Arqueano. A idade mais jovem obtida foi de 697 ± 28 Ma e a mais antiga foi de 2796 ± 8 Ma (Tab. 3).

No histograma de frequência na figura 4B as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão da amostra BP/33 mostram distribuição bimodal com modas de idades entre 0,85-1,25 Ga, mais frequentes, e 1,70-1,80 Ga, menos frequentes. Cristais de zircão com idades entre 0,60-0,70 Ga, 1,95-2,05 Ga, 2,55-2,60 Ga e 2,75-2,80 Ga também foram encontrados nesta amostra.

Na figura 4C foram reunidos em histograma os resultados das análises de evaporação de Pb em zircão das duas amostras de quartzitos para comparações. A primeira característica observada é que os quartzitos das duas regiões possuem domínios de idades distintos: o quartzito da região de Xambioá (BP/08) perfaz 82,6% de grãos de zircão com idades do Meso/Neoarqueano; e o quartzito da região de Paraíso do Tocantins (BP/33) concentra 64% de grãos de zircão com idades do Mesoproterozoico.

Idades Modelo Sm-Nd (T_{DM}) As idades modelo Sm-Nd obtidas nas rochas metassedimentares analisadas apontaram faixas de valores com 73,17% no campo das idades paleoproterozoicas (30 idades), 14,63% no campo das idades mesoproterozoicas (6 idades) e 12,2% no

campo das idades arqueanas (5 idades), sendo a idade mais jovem obtida de 1,38 Ga e a idade mais antiga de 3,19 Ga (Tab. 4 e Fig. 4).

Levando-se em consideração que a razão Sm/Nd raramente é afetada por processos de anatexia, fracionamento, metamorfismo e/ou intemperismo (Goldstein

& Jacobsen 1988), neste trabalho, as idades modelo Sm/Nd foram calculadas e avaliadas segundo o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1988) em estágio único, pelo fato dos parâmetros, como o fator de fracionamento $f_{(Sm/Nd)}$, que representa a diferença entre as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ da amostra e do CHUR dividida pela

Tabela 4 - Dados analíticos das amostras datadas pelo método Sm-Nd em rocha total.

Nº de Ordem	Amostra	Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	F(Sm/Nd)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd(-900)}$	T_{DM} (Ga)
1	BP/01	Gr-Bt Xisto	5,03	26,63	-0,42	0,11428	0,511761	-7,63	1,97
2	BP/02	Gr-Bt Xisto	6,43	32,64	-0,39	0,11913	0,511788	-7,67	2,02
3	BP/03	Bt-Ms Xisto	4,99	26,79	-0,42	0,11262	0,511788	-7,03	1,90
4	BP/04	Bt Xisto	5,82	29,33	-0,38	0,12003	0,511782	-5,03	1,81
5	BP/05	Bt Xisto	6,49	32,82	-0,39	0,11956	0,511928	-3,32	1,67
6	BP/06	St-Gr Xisto	6,68	36,75	-0,44	0,10985	0,511066	-20,71	2,93
7	BP/07	Bt Xisto	3,82	19,47	-0,39	0,11858	0,511538	-12,52	2,42
8	BP/09	Bt-Ms Xisto	4,93	24,47	-0,38	0,12184	0,511992	-3,99	1,74
9	BP/10	Ci-Bt Xisto	6,45	31,73	-0,38	0,12289	0,512024	-3,49	1,71
10	BP/11	Bt-Ms Xisto	6,30	31,22	-0,38	0,12204	0,512021	-3,45	1,70
11	BP/12	Bt-Ms Xisto	3,07	15,64	-0,39	0,11861	0,511429	-14,62	2,61
12	BP/13	Gr - Grafita Xisto	5,79	28,02	-0,36	0,12483	0,511484	-14,27	2,70
13	BP/14	Qz - Bt Xisto	7,27	43,01	-0,48	0,10222	0,511816	-5,17	1,68
14	BP/15	Bt Xisto	1,98	8,99	-0,32	0,13320	0,511642	-12,14	2,68
15	BP/16	Filito	3,57	14,83	-0,26	0,14562	0,511958	-5,46	2,44
16	BP/17	Filito	6,22	35,26	-0,46	0,10672	0,512027	-1,56	1,45
17	BP/18	Filito	2,93	13,34	-0,32	0,13295	0,511941	-6,27	2,08
18	BP/19	Magnetita Filito	3,63	19,89	-0,44	0,11034	0,510910	-23,82	3,19
19	BP/21	Filito	5,97	32,75	-0,44	0,11026	0,512002	-2,46	1,53
20	BP/22	Filito	12,90	71,77	-0,45	0,10863	0,512021	-2,39	1,48
21	BP/23	Bt Xisto	4,54	23,70	-0,41	0,11581	0,511981	-3,51	1,65
22	BP/24	Bt Xisto	4,61	23,16	-0,39	0,12039	0,512007	-3,53	1,69
23	BP/25	Gr - Xisto	2,88	14,06	-0,37	0,12401	0,511878	-6,47	1,98
24	BP/26	Bt Xisto	7,81	38,71	-0,38	0,12196	0,511559	-12,47	2,48
25	BP/27	Bt Xisto	6,01	31,85	-0,42	0,11403	0,511945	-4,01	1,68
26	BP/29	Grafita Xisto	11,08	48,01	-0,29	0,13948	0,511824	-9,31	2,52
27	BP/30	Bt Xisto	13,13	82,45	-0,50	0,09748	0,511891	-3,15	1,51
28	BP/31	Bt Xisto	2,83	14,74	-0,41	0,11602	0,511418	-14,54	2,55
29	BP/32	St-Gr Xisto	4,60	22,71	-0,38	0,12237	0,511756	-8,67	2,15
30	BP/34	Bt Xisto	6,97	35,33	-0,39	0,11925	0,511912	-5,35	1,82
31	BP/36	Magnetita Filito	9,69	59,76	-0,50	0,09799	0,511999	-2,22	1,38
32	BP/37	Cl-Bt Xisto	6,00	29,77	-0,38	0,12183	0,511942	-4,97	1,83
33	BP/38	Filito	5,90	32,88	-0,45	0,10848	0,511942	-3,43	1,59
34	BP/39	Filito	9,43	43,93	-0,34	0,12973	0,511746	-9,71	2,37
35	BP/40	Ardósia	13,56	61,23	-0,31	0,13387	0,511859	-7,98	2,27
36	BP/41	Bt Xisto	4,90	24,96	-0,39	0,11862	0,511988	-3,70	1,69
37	BP/42	Qz-Bt Xisto	4,60	23,98	-0,41	0,11590	0,511998	-3,54	1,63
38	BP/43	Bt Xisto	19,91	98,09	-0,37	0,12274	0,511963	-4,66	1,81
39	SMD -33A/ 155,95 m	Metassilito	5,50	29,74	-0,43	0,11173	0,511929	-4,02	1,66
40	SMD -33B/ 275,9 m	Metassilito	6,86	35,20	-0,40	0,11782	0,511966	-4,01	1,71
41	SMD -8/ 530,9 m	Metassilito	7,06	36,68	-0,41	0,11640	0,511944	-4,02	1,72

razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR (De Paolo & Wasserburg 1976) e as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, encontrarem-se em torno do intervalo de valores considerados normais para as rochas analisadas. Esses intervalos de $f_{(\text{Sm}/\text{Nd})}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ são, respectivamente, -0,60 a -0,35 e 0,09 a 0,125 (Sato & Siga Jr. 2000) (Tab. 4).

O histograma de frequência das idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtidas nos diferentes tipos de rochas (Fig. 3) mostra distribuição bimodal com maior frequência de valores de idade modelo entre 1,4 e 2,1 Ga (aproximadamente 63%), com moda entre 1,6 e 1,7 Ga; o outro intervalo de idade modelo, bem menos frequente, se situa entre 2,4 e 2,7 Ga (aproximadamente 14%).

Os valores de ϵNd foram calculados para a idade de 900 Ma, que seria um valor aproximado de idade de formação da bacia Araguaia, estimado a partir de duas datações de referência: a primeira é a idade de rochas alcalinas de aproximadamente 1,0 Ga (Arcanjo & Moura 2000), que representaria a fase rifte do embaciamento do Cinturão Araguaia, e a idade máxima estimada para a deposição dos protólitos sedimentares; e a segunda, a idade de cerca de 0,88 Ga dos protólitos de metagabros (Barros *et al.* 2010) que se alojaram na sucessão sedimentar, antes do metamorfismo regional (0,55-0,53 Ga), e que marcaria a idade mínima dessa deposição. Essa interpretação é corroborada pela grande concentração de grãos de zircão com valores de idade entre 1,0 e 0,85 Ga em quartzito da região de Paraíso do Tocantins (amostra BP/33). Assim, os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(900)}$ calculados para as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia são essencialmente negativos entre -3,15 e -23,82 (Tab. 4).

As idades T_{DM} (1,45-3,15 Ga) e os valores $\epsilon\text{Nd}_{(900)}$ obtidos sugerem que as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia podem armazenar contribuições de fontes de idades de residência crustal longa e curta e provavelmente representa uma mistura destas fontes em diferentes proporções.

DISCUSSÃO As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em grãos de zircão detrítico do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/08), representativa do setor norte do Cinturão Araguaia (região de Xambioá), mostram grande contribuição de terrenos Arqueanos (2,65-3,0 Ga) como aporte sedimentar para este domínio do Cinturão Araguaia, com menor contribuição de detritos do Paleoproterozoico e Mesoproterozoico (Fig. 4A). Por outro lado, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de quartzito da mesma unidade litoestratigráfica da região de Paraíso do Tocantins (amostra BP/33), representativa do setor Sul deste cinturão, se concentraram principalmente entre 1,0 e 1,20 Ga, sugerindo contribuição dominante de terrenos do Mesoproterozoico (Fig. 4B), além de terrenos do Paleoproterozoico (1,80-1,90 Ga) e Neoproterozoico que também serviram como fontes desses sedimentos.

A análise conjunta das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão obtidas nos quartzitos desses dois segmentos crustais do Cinturão Araguaia mostra grande diferença nos domínios de idades (Fig. 4C), sugerindo que estes dois setores

apresentam proveniências distintas e que os sedimentos do Cinturão Araguaia possuem natureza multifontes.

Apesar destes quartzitos apresentarem diferentes padrões de idades de grãos de zircão detrítico, de forma alguma alude ao diacronismo, já que a heterogeneidade dos valores de idade pode ser interpretada como uma questão de caráter genuinamente geográfico e de simples disponibilidade de sedimentos na área fonte. No entanto, a importante contribuição de fonte com idade do Mesoproterozoico e até mesmo Neoproterozoico enfraquece a hipótese de que a bacia deposicional destes sedimentos estaria associada ao rifteamento do embasamento Arqueano/Paleoproterozoico.

Levando em consideração as interpretações de Abreu (1978) sobre a sedimentação das rochas do Cinturão Araguaia que apontam para uma regeneração da área marginal do Cráton Amazônico, que tem como principal fonte as rochas arqueanas dessa unidade, e analisando isoladamente as idades de grãos de zircão detrítico dos quartzitos da região de Xambioá, observa-se a compatibilidade com as idades de terrenos arqueanos do Cráton Amazônico, notadamente da Província Mineral de Carajás com idades entre 3,04 e 2,8 Ga, além de terrenos paleoproterozoicos das províncias geocronológicas definidas por Tassinari & Macambira (1999) e Tassinari *et al.* (2000): Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga).

Estes dados, em princípio, apontariam o Cráton Amazônico como forte candidato à fonte dos sedimentos. No entanto, levando-se em consideração as idades dos grãos de zircão detrítico dos quartzitos da porção sul do Cinturão Araguaia, constata-se a grande contribuição de terrenos meso-neoproterozoicos (0,85-1,25 Ga) e do final do Paleoproterozoico (1,7-1,85 Ga).

Apesar das idades do quartzito de Xambioá serem correlacionáveis às dos terrenos do Cráton Amazônico, outros terrenos da plataforma Sul-Americana, como o Cráton São Francisco, o Maciço de Goiás, e os maciços São José do Campestre e Caldas Brandão na Província Borborema apresentam rochas do Mesoarqueano (3,2-2,8 Ga). Além destes, há ainda outros terrenos de expressão territorial mais restrita, registrados em várias partes do continente Sul-Americano (Brito Neves 1999), o que não se pode descartar como possibilidade de contribuições de aporte sedimentar de terrenos arqueanos situados a leste para a formação das supracrustais do Cinturão Araguaia.

Terrenos de idades entre 1,0 e 1,25 Ga não são bem registrados no continente Sul-Americano, sendo somente detectados em algumas porções do sudoeste do Cráton Amazônico e na porção sul da Província Borborema. No entanto, os dados obtidos neste estudo evidenciam a possibilidade da existência de terrenos do Mesoproterozoico a sul-sudeste do Cinturão Araguaia. Um indicativo para esta hipótese seria a existência desses terrenos no Cráton São Francisco. Valeriano *et al.* (2004), sugerem a possibilidade de existirem estes terrenos abaixo do Grupo Bambuí, que cobre grande parte da porção sul do Cráton São Francisco. Esta hipótese se baseia em

estudos realizados por Braun *et al.* (1993) e Teixeira *et al.* (1993) que usando dados sísmicos reconheceram feições compatíveis com estruturas rifte pré-Bambuí, com a possível ocorrência de magmatismo anorogênico do Mesoproterozoico. Segundo ainda Valeriano *et al.* (2004), também há a possibilidade de terrenos desse período estarem localizados na margem oeste do Cráton São Francisco, envolvidos por terrenos alóctones, implicando, conseqüentemente, que o lócus do quebraimento continental neoproterozoico teria ocorrido, preferencialmente, ao longo de sistemas riftes do Mesoproterozoico.

Baseado nessas considerações, uma das possibilidades de fonte a ser considerada para os sedimentos do Cinturão Araguaia seria o Cráton São Francisco. Outra possibilidade seria a vasta extensão de embasamento escondido abaixo da Bacia do Parnaíba, cujos resultados deste estudo apontam para a possível existência de terrenos do Mesoproterozoico de idades semelhantes às obtidas neste estudo. Não se pode desconsiderar, ainda, como fonte para esses sedimentos, o Maciço de Goiás, cuja diversidade geológica aponta: terrenos granito-*greenstone* arqueanos da região de Crixás (3,09-2,9 Ga - Pimentel *et al.* 2003); terrenos granito-gnáissicos e sequências vulcano-sedimentares paleoproterozoicos da região Almas-Conceição (2,45 a 2,2 Ga - Cruz & Kuyumjian 1998) e de Porto Nacional (2,14-2,0 Ga - Gorayeb *et al.* 2000); complexos máfico-ultramáficos mesoproterozoicos e neoproterozoicos e sequências vulcano-sedimentares associadas (complexos Barro Alto, Niquelândia, Cana Brava, Palmeirópolis) e complexos granulíticos de Anápolis-Itaçu. Adicionalmente, outra contribuição viria do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 2000) que compreende uma extensa área de ortognaisses, granitoides e sequências vulcano-sedimentares juvenis do Neoproterozoico com idades entre 0,9 e 0,6 Ga.

As idades-modelo Sm-Nd dos diferentes litotipos estudados, apresentam uma distribuição bimodal com maior frequência de valores de idade entre 2,1 e 1,4 Ga (aproximadamente 63%), com moda entre 1,7 e 1,6 Ga, e outro intervalo de idade, bem menos frequente, que se situa entre 2,7 e 2,4 Ga (aproximadamente 14%) (Fig. 3), sugerindo que a contribuição mais significativa é fruto da mistura de fontes de idade paleoproterozoica com fontes mais jovens, provavelmente, meso-neoproterozoicas ou, alternativamente, com contribuição de fontes arqueanas, porém, de modo restrito.

A distribuição das idades modelo Sm-Nd são apresentadas nos diagramas de evolução do Nd na figura 5. No primeiro diagrama (Fig. 5A) foram plotados as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, as amostras do embasamento arqueano do Cráton Amazônico, os gnaisses paleoproterozoicos do domínio Ceará-Central da Província Borborema e do Arco Magmático Santa Quitéria. No segundo diagrama (Fig. 5B), foram incluídas, além das rochas metassedimentares anteriores e da plotagem dos campos de idades do Cráton Amazônico, amostras do terreno paleoproterozoico do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 1999).

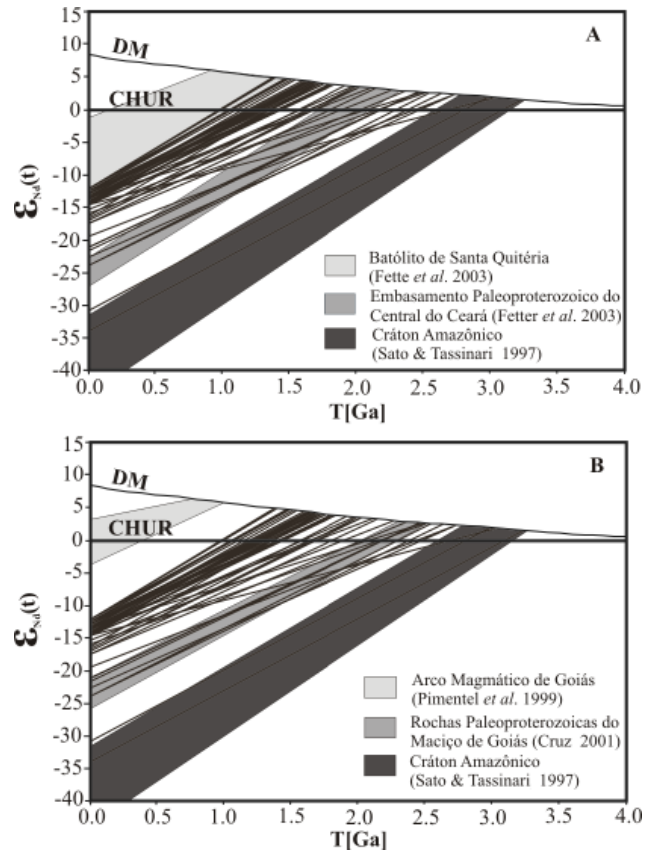


Figura 5 - Diagrama de evolução de Nd: A) comparação dos resultados das amostras datadas com os campos das idades modelo do Cráton Amazônico, do embasamento paleoproterozoico do NW da Província Borborema (Domínio Ceará-Central, Complexo Santa Quitéria), B) comparação dos resultados das amostras datadas com os campos das idades modelo do Cráton Amazônico, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás.

As idades modelo Sm-Nd, como se pode observar nas figuras 2 e 3, apesar de se apresentarem em diferentes espectros de idade ao longo das áreas estudadas, mostram que as rochas metassedimentares pertencentes ao Cinturão Araguaia possuem assinaturas isotópicas semelhantes, apresentando um aparente decréscimo das idades modelo de norte para sul, sugerindo maior contribuição de terrenos mais jovens (mesoproterozoicos e/ou neoproterozoicos) para esta porção do Cinturão Araguaia.

A predominância de rochas metassedimentares com idades-modelo Sm-Nd paleoproterozoicas sugere que as fontes destas rochas seriam segmentos crustais situados a leste da área atual do Cinturão Araguaia, depositados provavelmente em bacias oceânicas associadas a estes segmentos, que foram em seguida, tectonicamente transportados sobre a margem oriental do Cráton Amazônico durante a tectônica principal que estruturou o Cinturão Araguaia, resultante da amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental.

A ocorrência de cristais de zircão detrítico do Arqueano observada no quartzito de Xambioá não

implica necessariamente que a área fonte seja o Cráton Amazônico, uma vez que também, há registros de rochas arqueanas em segmentos crustais a sul e leste do Cinturão Araguaia. Ademais, estes cristais arqueanos podem ter sido reciclados por processos sedimentares e incorporados em terrenos mais novos. Esta hipótese também poderia explicar a presença de cristais de zircão do Paleoproterozoico (2,0 Ga) identificados por Gorayeb *et al.* (2002) em basaltos almofadados localizados sobre sequências metassedimentares.

As idades entre 1,0 e 0,85 Ga obtidas em grãos de zircão do quartzito da região de Paraíso do Tocantins podem ser consideradas como representantes do limite superior para a sedimentação do Cinturão Araguaia. Estes dados são compatíveis com as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão entre 0,88 a 0,80 Ga obtidas em metagabros da Suíte Gabroica Xambica obtidos por Gorayeb *et al.* (2004) e Barros *et al.* (2010), que demonstraram que o alojamento destes gabros se deu após a sedimentação e anteriormente ao metamorfismo regional deste cinturão.

Análises litoestruturais e cinemáticas do Cinturão Araguaia apontaram transporte de massas de SE para NW (Costa *et al.* 1988, Abreu *et al.* 1994, Gorayeb & Alves 2003, Gorayeb *et al.* 2008) nos estágios finais de inversão da bacia Araguaia, indicando colisão oblíqua entre esta grande massa continental, em razão da interação do Cráton São Francisco (incluindo o microcontinente Maciço de Goiás), com o Cráton Amazônico.

Portanto, baseado nas considerações acima, descarta-se a possibilidade de fonte dos sedimentos do Cinturão Araguaia, das rochas do Cráton Amazônico, devendo este representar um dos substratos da bacia Araguaia. A grande contribuição como fonte deverá ser buscada a sudeste do Cinturão Araguaia, envolvendo terrenos do Cráton São Francisco, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás. Por outro lado, possíveis terrenos com idades compatíveis encobertos pela Bacia do Parnaíba, além de um possível arco magmático do Neoproterozoico ainda não exposto no próprio Cinturão Araguaia podem ser considerados, bem como de terrenos com idades compatíveis no oeste da Província Borborema (Cinturão Noroeste do Ceará, Arco Magmático de Santa Quitéria, Cinturão Gurupi).

CONCLUSÕES As datações em grãos detriticos de zircão de quartzitos da Formação Morro do Campo apontaram idades arqueanas (3,0-2,65 Ga) para o

domínio norte (região de Xambioá), enquanto para o domínio sul (região de Paraíso do Tocantins) revelaram idades meso-neoproterozoicas (1,25-0,85 Ga) e, secundariamente, paleoproterozoicas (1,85-1,70 Ga). Isto sugere a existência de áreas fontes distintas para a formação dos sedimentos de cada um desses domínios e que a sedimentação do Cinturão Araguaia possui natureza multifonte, o que levou a interpretações preliminares de fonte para a porção norte do Cinturão Araguaia ter grande contribuição das rochas do Cráton Amazônico.

Por outro lado, como as idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtidas em metapelitos (ardósias, filitos, micaxistos) dos grupos Estrondo e Tocantins apresentaram distribuição bimodal com maior frequência de idades entre 2,1 e 1,4 Ga, com moda entre 1,7 e 1,6 Ga, e outras menos frequente entre 2,7 e 2,4 Ga, a interpretação é de mistura de fontes de rochas de idade paleoproterozoica, ou até com contribuição restrita arqueana, com fontes mais jovens, provavelmente do Meso-Neoproterozoico. Esses dados restringem, consideravelmente, a hipótese do Cráton Amazônico ser a principal fonte destes sedimentos.

As considerações acima permitem apresentar como importante contribuição de fonte para a formação da bacia Araguaia os segmentos crustais situados a leste-sudeste da área atual do Cinturão Araguaia. A sedimentação ocorreu em bacias oceânicas associadas a estes segmentos, que foram em seguida, tectonicamente transportados em direção à margem oriental do Cráton Amazônico durante a tectônica principal que estruturou o Cinturão Araguaia, resultante da amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental.

Neste caso, os principais candidatos a fonte para as rochas do Cinturão Araguaia seriam os terrenos pertencentes ao Cráton São Francisco, ao Maciço de Goiás e ao Arco Magmático de Goiás, além de possíveis terrenos com idades compatíveis encobertos pela Bacia do Parnaíba, bem como de algum arco magmático Neoproterozoico ainda não exposto no próprio Cinturão Araguaia.

Agradecimentos Ao Programa de Pós-graduação de Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências/UFPA, ao CNPq pelo auxílio processo nº 478395/2004-3, ao Instituto de Geociências da Amazônia, através dos projetos GEOCIAM-MCT/CNPq e PRONEX/CNPq, pelo apoio financeiro e oportunidade de desenvolver esse trabalho, e pelo CNPq pela concessão de bolsa de mestrado.

Referências

- Abreu F.A.M. 1978. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 90 p.
- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. *In: SBG/Grupo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Anais*, p. 1-4.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, FINEP, p 183-193.
- Arcanjo S.H.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S. 2000. Rio do Coco Group: a 2.6 exotic terrain in the paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brazil. *In: SBG, International Geological Congress, 31, Anais*, 1 CD-Rom.

- Arcanjo S.H.S., Moura C.A.V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):665-670.
- Barreira C.F., Dardenne M.A. 1981. Seqüência vulcano-sedimentar e do Rio de Coco. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, *Atas*, p. 241-264.
- Barros G.S., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Nascimento R.S. 2010. Petrografia e Geocronologia dos Escapolita Metagranitos e Anfibólitos do Cinturão Araguaia na Região de Xambioá-Araguanã. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, *Anais*, 1 CD-Rom.
- Braun O.P., Martins M., Oliveira W.J. 1993. Continuidade das seqüências rifteanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, *Anais*, p. 164-166.
- Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: Quatro Fusões, Quatro Fissões e o Processo Acrescionário Andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3):379-392.
- Brito Neves B.B., Schmus W.R.V., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África - Nordeste do Brasil (Província Borborema): ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP. Série Científica*, **1**:59-78.
- Chaves C.L. 2003. *Caracterização geológica, petrográfica, geoquímica e geocronológica do magmatismo granítico da Região de Porto Nacional-TO*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 150 p.
- Chaves C.L., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(2): 366-378.
- Cordani U. G., D'Agrella-filho M.S., Brito-Neves B.B., Trindade R.I.F. 2003. Tearing up rodinia: the neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**:350-359.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bemergury R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B., Lemos R.L. 1983. *Projeto Paraíso do Norte*. Belém, DNPM/UFPA, Relatório Final, 125 p.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Gorayeb P.S.S. 1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte - Gurupi, GO. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*, p. 720-728.
- Costi H.T., Dall'agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil. *International Geology Review*, **42**(9):832-849.
- Dall'Agno R., Teixeira N.P., Macambira J.B., Kotschoubey B., Gorayeb P.S.S., Santos M.D. 1988. *Geologia da Folha SC-22. Tocantins*. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL, 196 p.
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**(B11):10.470-10.488.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry - in introduction*. Heidelberg, Springer-Verlag, 187 p.
- Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Neto J.A.N., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, **6**(2):265-273.
- Goldstein S.L. & Jacobsen S.B. 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implication for crustal evolution. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **87**:249-265.
- Goldstein S.L., Arndt N.T., Stallard R.F. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircon from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin sediments. *Chemical Geology*, **139**:271-286.
- Gorayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema- Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:51- 62.
- Gorayeb P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução estrutural das rochas de alto grau de Porto Nacional - TO*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 258 p.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Arcanjo S.H.S. 2000a. Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas-Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: SBG, International Geological Congress, 31, *Anais*, 1 CD-Rom.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M., Kotschoubey B. 2002. Idades Paleoproterozóicas em zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) - Município de Sapucaia - PA. In: SBG/Grupo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Anais*, 1 CD-Rom.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, *Anais*, p. 35.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2008. Investigation of magmatic events in the Tocantins Province-Northern Brazil using Sm-Nd T_{DM} ages and Pb-evaporation zircon ages of granitic rocks. In: INGEIS/CIG, South American Symposium on Isotope Geology, 6, *Book of Abstracts*, 1 CD-Rom.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e Região Adjacente. In: Gorayeb P.S.S. (ed.) *Parque Martírios - Andorinhas: Conhecimento, História e Preservação*. Belém, EDUFPA, p. 54-75.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemergury E.L. 1984b. Geologia do Pré-Cambriano da região de Paraíso do Norte de Goiás - GO. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p. 2.220-2.230.
- Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga, Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, *Anais*, p. 2.659-2.667.
- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2008. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. In: Pankhurst

- R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. London, Geological Society Special Publications, p. 137-151.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for 207Pb/206Pb age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**:482-490.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for 207Pb/206Pb investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Miner. Petrol.*, **96**:63-71.
- Kotschoubey B., Hier Onimus B., Rodrigues O.B., Amaral R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, *Atas*, p. 25-28.
- Lafon J.M., Macambira J.B., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Gaudette H.E., Souza A.C.C. 1990. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, p. 2.550-2.563.
- Macambira J.B. 1983. *Geologia e Ocorrências Minerais do Braquianticlinal do Lontra (Go)*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 108 p.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**:253-288.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia belt, Brazil. In: Sinha A.K. (ed.) *Basement tectonics*. New York, Kluwer Academic Publishers, p. 155-178.
- Moura C.A.V., Souza C.S. 2002. Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no granito Santa Luzia: Implicações para a determinação da idade da Granitogênese Brasileira Tardi-Tectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 4, *Anais*, p. 500.
- Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Armstrong R. 2008. U-Pb Shrimp zircon age of the Santa Luzia Granite: constraints on the age of metamorphism of the Araguaia belt, Brazil. In: INGEIS/CIG, South American Symposium on Isotope Geology, 6, *Book of Abstracts*, 1 CD-Rom.
- Moura C.A.V., Aline C.M.P., Gorayeb P.S.S., Chemale Jr. F. 2009. Estudo de Proveniência de Arenitos do Grupo Tucuruí com Base em Idades-Modelo Sm/Nd e Datação de Zircão. In: SBG/Grupo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 10, *Anais*, 1 CD-Rom.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Fischel D.P. 1999. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):271-276.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira-Filho C.F., De Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, FINEP, p. 195-229.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A., Armstrong R.A., Dantas E.L., Potrel A. 2003. Neoproterozoic Anatexis of 2.9 Ga Old Granitoids in the Goiás-Crixás Archean Block, Central Brazil: Evidence From New SHRIMP U-Pb Data and Sm-Nd Isotopes. *Geologia USP. Série Científica*, **3**:1-12.
- Pimentel M.M., Ferreira F.C.F., Armstrong R.A. 2004. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd Ages of the Niquelândia Layered Complex: Meso- (1.25Ga) and Neoproterozoic (0,79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, **132**:133-153.
- Pinheiro B.L.S. 2003. *Estudo de proveniência em arenitos das Formações Igarapé de Areia e Viseu, nordeste do Pará, com base em datações de monocristais de zircão por evaporação de chumbo*. Monografia (TCC), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 52 p.
- Sachett C.R. 1996. *Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região do Monte do Carmo-TO*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 92 p.
- Sato K., Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.S., Angélica R.S. (coord.) *Contribuição à geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/Núcleo Norte, p. 91-142.
- Sato K. & Siga Jr. O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:126-129.
- Souza D.J.L., Moura C.A.V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso Tocantins (TO). In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 5, *Atas*, 1 CD-Rom.
- Souza S.H.P. de. 1996. *Geologia e Geocronologia da Região de Paraíso Tocantins*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 127 p.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two stage model. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **26**:207-221.
- Strieder A.J., Suita M.T.F. 1999. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics*, **28**:67-289.
- Teixeira L.B., Martins M., Braun O.P. 1993. Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, *Atas*, p. 179-181.
- Unrug R., 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*, **19**:11-20.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, **130**:27-55.

Manuscrito ID 17078

Submetido em 22 de março de 2010

Aceito em 04 de outubro de 2011