

Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás

Geology, geochemistry and geochronology of the Boa Sorte Mesoarchean Granite, Água Azul do Norte Municipality, Pará state – Carajás Province

Daniel Silvestre Rodrigues¹, Davis Carvalho de Oliveira¹, Moacir José Buenano Macambira¹

¹Universidade Federal do Pará. Belém, Pará, Brasil

Resumo: O Granito Boa Sorte ocorre no Subdomínio de Transição entre o Domínio Rio Maria e a Bacia Carajás. É um batólito alongado na direção E-W, composto predominantemente por biotita-leucomonzogranitos com diferentes graus de deformação, com idade de 2857 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão). Faz contato a sul com o Granodiorito Água Limpa, é intrusivo em TTG e *greenstone belts*, além de ser intrudido por corpos de composição máfica a intermediária do Diopsídio-Norito Plum e por granitos da Suíte intrusiva Planalto. Geoquimicamente, mostra afinidade com granitos cálcio-alcálicos, levemente peraluminosos e do tipo I, identificando-se quatro grupos de rochas: 1) Alta La/Yb – caracterizado pelas altas razões $(La/Yb)_N$ e moderadas anomalias negativas de Eu; 2) Baixa La/Yb – baixas razões $(La/Yb)_N$ e fortes anomalias negativas de Eu; 3) Baixa Gd/Yb – empobrecido em elementos terras raras (ETR) leves, com razões $(Gd/Yb)_N$ próximas da unidade e anomalias negativas de Eu moderadas; e 4) Baixo ΣETR – baixo conteúdo total de ETR, com razões $(La/Yb)_N$ altas a moderadas. Tais grupos podem ser correlacionados aos corpos leucograníticos da região de Canaã dos Carajás, sugerindo que tanto esta quanto a área aqui estudada tenham sido afetadas por processos magmáticos similares durante a evolução mesoarqueana do Subdomínio de Transição.

Palavras-chave: Província Carajás. Mesoarqueano. Leucogranitos. ETR. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão.

Abstract: The Boa Sorte granite occurs in the Transition Subdomain between the Rio Maria domain and the Carajás basin. It is an E-W elongated batholith, mainly composed of biotite leucomonzogranites showing different degrees of deformation, whose emplacement occurred at least 2857 ± 2 Ma (zircon Pb-Pb). To the southern, it is in contact with the Água Limpa granodiorite, is intrusive into TTG and greenstone belts sequence, and is intruded by mafic to intermediate rocks akin to those of Plum Diopside-Norite and by plutons of the Planalto intrusive suite. Geochemically, they are calc-alkaline, weakly peraluminous, I-type granites, where four rock groups were identified: 1) High La/Yb – characterized by high $(La/Yb)_N$ ratios and moderate negative Eu anomalies; 2) Low La/Yb – low $(La/Yb)_N$ ratios and strong negative Eu anomalies; 3) Low Gd/Yb – depleted in light rare earth elements (REE) contents, with $(Gd/Yb)_N$ ratios close to unity, and moderate negative Eu anomalies; and 4) Low ΣREE – characterized by low total REE contents, with high to moderate $(La/Yb)_N$ ratios. Such groups could be correlated to the leucogranitic bodies of the Canaã dos Carajás area, suggesting that both regions were affected by similar magmatic processes during the Mesoarchean evolution of the Transition Subdomain.

Keywords: Carajás province. Mesoarchean. Leucogranites. REE. Pb-Pb and U-Pb Zircon Geochronology.

RODRIGUES, D. S., D. C. OLIVEIRA & M. J. B. MACAMBIRA, 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 9(3): 597-633.

Autor para correspondência: Daniel Silvestre Rodrigues. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Av. Augusto Corrêa, 1 – Guamá. Belém, PA, Brasil. CEP 66075-100 (danielsilvestre.geo@gmail.com).

Recebido em 20/04/2014

Aprovado em 05/11/2014

Responsabilidade editorial: Fernando Jacques Althoff



INTRODUÇÃO

Os terrenos arqueanos estão distribuídos por todo o globo terrestre (Martin, 1994) e plútons graníticos são responsáveis por cerca de 20% das rochas expostas nessas áreas (Condie, 1993). Segundo Sylvester (1994), esses plútons foram colocados quase que sincronicamente em grandes áreas de regiões cratônicas, sendo geralmente mais novos e formados em eventos magmáticos distintos dos que geraram as associações tonalito, trondhjemito e granodiorito (TTG) e as vulcânicas félsicas presentes nos *greenstone belts*. Muitos autores defendem que os granitos arqueanos foram gerados por fusão parcial de fontes ígneas ou sedimentares situadas na crosta inferior ou intermediária, o que sugere a existência de placas rígidas no éon Arqueano, quando já operaria uma tectônica de placas semelhante à moderna (Sylvester, 1994; Hawkesworth & Kemp, 2006). Os TTG são comumente admitidos como prováveis fontes dos magmas graníticos arqueanos (Sylvester, 1994; Champion & Sheraton, 1997; Moyen *et al.*, 2003), porém rochas máficas a intermediárias e granulitos empobrecidos são também propostos como fontes alternativas (Champion & Sheraton, 1997; Jayananda *et al.*, 2006; Feio & Dall'Agnol, 2012).

Apesar das suas restritas variações mineralógicas, os granitos arqueanos formam um grupo geoquímico complexo, com contrastes importantes no comportamento dos seus elementos-traço. Tais diferenças podem ser o reflexo de variações composicionais da fonte (Moyen, 2009) ou dos processos responsáveis pela origem dos magmas, como diferentes graus de fusão parcial, acumulação, magma *mixing* (Almeida *et al.*, 2010; Mikkola *et al.*, 2012) e/ou reequilíbrio sub-*solidus* através de fluidos deutéricos (Putnis *et al.*, 2007). Para fontes similares, mudanças na pressão reinante durante a fusão podem ser responsáveis por variações significativas na assinatura geoquímica do magma gerado (Chappell *et al.*, 2012; Feio & Dall'Agnol, 2012).

No denominado Subdomínio de Transição, posicionado entre a Bacia Carajás e o Domínio Rio Maria, ocorrem diversos corpos leucograníticos de idade mesoarqueana (Feio *et al.*, 2013), entre eles o batólito aqui chamado de Granito

Boa Sorte (GBS), localizado cerca de 15 km a norte-nordeste da cidade de Água Azul do Norte, Pará (Figura 1), e que, em trabalhos anteriores, foi correlacionado indiscriminadamente à Suíte Intrusiva Plaquê, de idade neoarqueana (Araújo *et al.*, 1988; Machado *et al.*, 1991). O presente artigo tem como objetivo a caracterização geológica, geoquímica e geocronológica do GBS, bem como a realização de um estudo comparativo com os demais granitoides arqueanos da Província Carajás, buscando, com isso, contribuir para a discussão sobre a evolução deste segmento crustal.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás está situada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), sendo o maior segmento arqueano identificado na região. É incluída na província Amazônia Central por Tassinari & Macambira (2004; Figura 1A), ou considerada uma província tectônica independente por Santos *et al.* (2006). Na Província Carajás existem ainda dois domínios tectônicos, separados por extensas zonas de cisalhamento de direção E-W, que apresentam diferenças na idade e natureza das sequências supracrustais, idade dos eventos magmáticos e deformacionais, bem como na natureza das séries de granitoides e ambientes tectônicos (Althoff *et al.*, 2000; Dall'Agnol *et al.*, 2000, 2006; Santos *et al.*, 2006; Vasquez *et al.*, 2008). O Domínio Rio Maria, a sul, representa um típico terreno granito-*greenstone*, com idades entre 3,0-2,86 Ga, enquanto o Domínio Carajás, a norte, possui um embasamento meso a neoarqueano (3,0-2,76 Ga) e sequências metavulcanossedimentares associadas à Bacia Carajás, com evolução essencialmente neoarqueana (Machado *et al.*, 1991; Macambira & Lafon, 1995; Barros *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2011; Feio & Dall'Agnol, 2012; Feio *et al.*, 2012, 2013). Segundo Dall'Agnol *et al.* (2006), a porção sul do Domínio Carajás poderia corresponder a um segmento do Domínio Rio Maria intensamente retrabalhado no Neoarqueano, durante a fase compressional da evolução tectônica da Bacia Carajás. Essa porção foi denominada de Subdomínio de Transição por Feio & Dall'Agnol (2012). A compartimentação da Província Carajás é mostrada na Figura 1B.

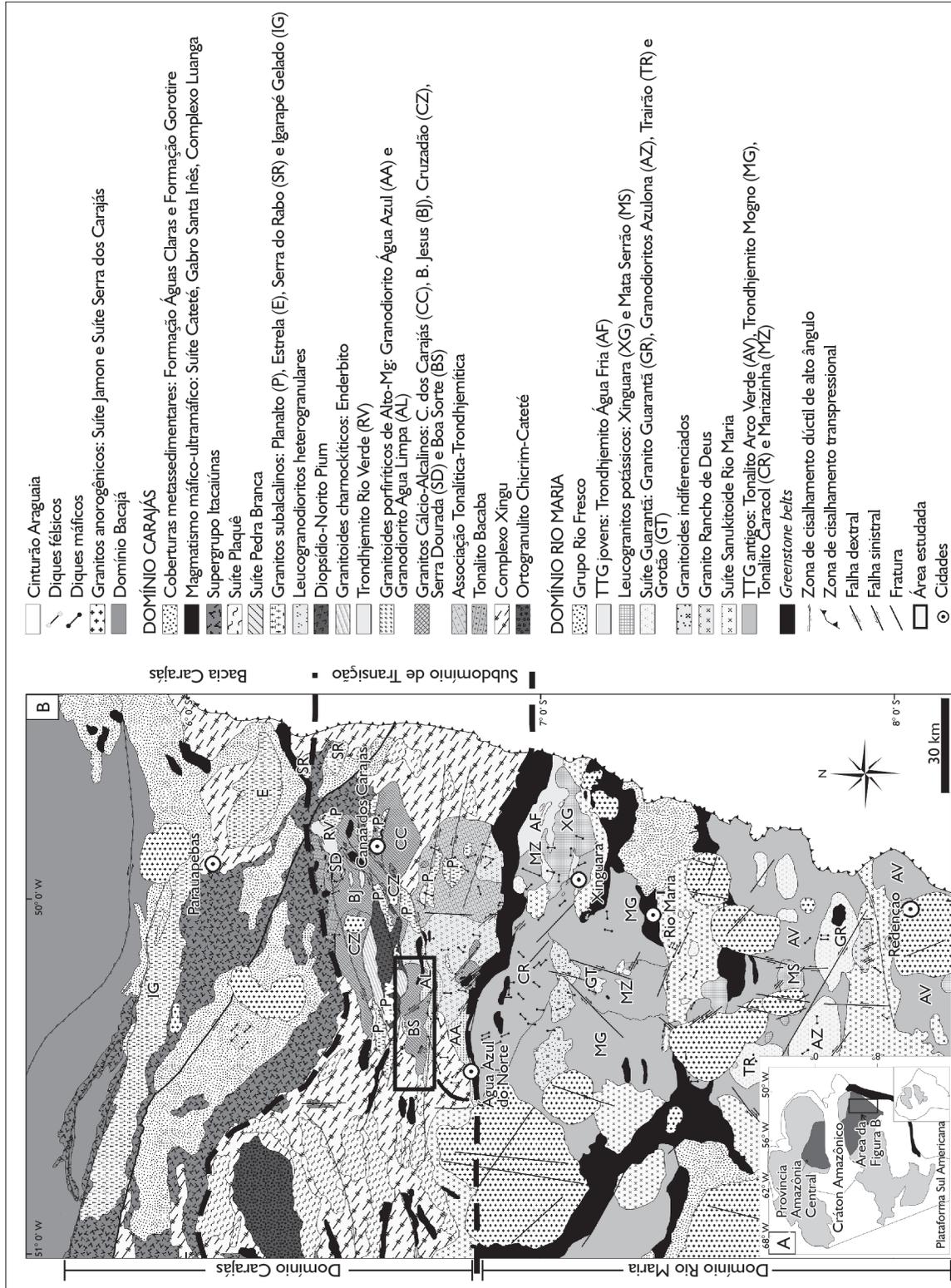


Figura 1. A) Mapa esquemático simplificado do Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (2004), com destaque para a Província Amazônica Central; B) mapa da Província Carajás mostrando a localização da área de estudo no Subdomínio de Transição, entre o Domínio Rio Maria e a Bacia Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Oliveira *et al.* (2011), Almeida *et al.* (2011) e Feio *et al.* (2013).

Com base no conhecimento atual sobre a geologia da região, o Subdomínio de Transição é formado pelas seguintes unidades: 1) pequenas ocorrências de metavulcânicas máficas afins dos *greenstone belts* (Oliveira *et al.*, 2011; Feio & Dall'Agnol, 2012; Marangoanha & Oliveira, 2014); 2) ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu, com idades variáveis de 2,97 a 2,85 Ga (DOCEGEO, 1988; Machado *et al.*, 1991; Avelar *et al.*, 1999); 3) Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.*, 2008), que, junto com o antigo Complexo Pium (Hirata *et al.*, 1982), datado em cerca de 3,0 Ga com metamorfismo em 2,85 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000), seriam representantes do embasamento granulítico. Porém, a natureza metamórfica do Complexo Pium foi contestada (Ricci & Carvalho, 2006), o que levou Vasquez *et al.* (2008) a considerarem o mesmo como sendo formado por uma associação charnockítica redenominada de Diopsídio-Norito Pium. Posteriormente, Santos *et al.* (2013b) apresentaram idades de cristalização de cerca de 2,74 Ga para o Diopsídio-Norito Pium, sugerindo a formação simultânea entre esta unidade e as suítes intrusivas neoarqueanas do Domínio Carajás. Com base nessas evidências, restaria apenas o Ortogranulito Chicrim-Cateté como representante do embasamento granulítico mesoarqueano; 4) granitoides de Alto-Mg, tipo Água Azul e Água Limpa, com idade de 2,88 Ga (Gabriel *et al.*, 2010a; Gabriel & Oliveira, 2014); 5) tonalitos e trondhjemitos mesoarqueanos com idades entre 2,96 e 2,85 Ga, que, ou são afins petrográfica e geoquimicamente das suítes TTG, como os trondhjemitos Rio Verde, Colorado e outra ocorrência a NE de Água Azul do Norte, ou são enriquecidos em MgO₂, Fe₂O₃ e anfibólio modal em relação aos típicos TTG arqueanos, como os tonalitos Bacaba, São Carlos e o complexo tonalítico Campina Verde (Gabriel, 2012; Feio *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2014); 6) biotita-leucogranitos (descritos em detalhe no próximo item).

As unidades mesoarqueanas foram intrudidas por granitoides neoarqueanos (~2,76 Ga): 1) Suíte intrusiva Plaquê, composta por granitos supostamente peraluminosos

e sin-colisionais (Araújo *et al.*, 1988; Avelar *et al.*, 1999); 2) Suíte Pedra Branca (Sardinha *et al.*, 2004; Gomes & Dall'Agnol, 2007; Feio *et al.*, 2012, 2013); 3) granitoides da série charnockítica associados ao Diopsídio-Norito Pium, como enderbitos e hiperstênio-quartzo-gabros (Gabriel *et al.*, 2010b; Feio *et al.*, 2012); 4) Suíte intrusiva Planalto (Huhn *et al.*, 1999; Gomes, 2003; Oliveira *et al.*, 2011), que foi interpretada por Feio *et al.* (2012) como composta de granitos hidratados da série charnockítica, devido às relações de coexistência (*magma mingling*) entre esses grupos de rochas (R. D. Santos *et al.*, 2013). Ocorrem ainda complexos máfico-ultramáficos estratificados da Suíte Cateté (Macambira & Vale, 1997; Lafon *et al.*, 2000), granitos anorogênicos paleoproterozoicos da Suíte intrusiva Serra dos Carajás (P. A. Santos *et al.*, 2013) e, por fim, enxames de diques de composição predominantemente máfica.

BIOTITA-LEUCOGRANITOS MESOARQUEANOS DA PROVÍNCIA CARAJÁS

São apresentadas a seguir as características mais relevantes a respeito dos corpos leucograníticos da Província Carajás, que foram utilizados no estudo comparativo com o GBS. Os principais dados geocronológicos estão resumidos na Tabela 1, onde se observam idades de cristalização por volta de 2,87 Ga e idades herdadas em torno de 3,00 Ga.

No Domínio Rio Maria, os dados referentes a essas intrusões foram sumarizados por Almeida *et al.* (2013), que distinguiram, com base em dados petrográficos e geoquímicos, um grupo de leucogranitos potássicos representado pelos plútons Xinguará (Leite *et al.*, 2004) e Mata Surrão (Duarte, 1992), além de pequenos *stocks* graníticos distribuídos por todo o Domínio. Esses corpos são alongados na direção E-W a WNW-ESE, concordantes com as estruturas dominantes nas unidades arqueanas. O Granito Xinguará é constituído por monzogranitos e sienogranitos com uma foliação também de direção E-W a WNW-ESE, marcada por estruturas de fluxo, bandamento magmático e xistosidade, mais intensas nas bordas do corpo, e com mergulhos subverticais.

É contemporâneo ao Trondhjemito Água Fria, intrusivo no Complexo Tonalítico Caracol e no Granodiorito Rio Maria, e contém xenólitos de rochas metamáficas correlacionados aos *greenstone belts* (Leite *et al.*, 2004). O Granito Mata Surrão, localizado na porção sul do Domínio Rio Maria, a NW de Redenção, é formado por monzogranitos fracamente deformados, intrusivo no Tonalito Arco Verde e cortado pelo granito anorogênico Bannach.

Tabela 1. Sumário dos dados geocronológicos disponíveis na literatura sobre os biotita-leucogranitos mesoarqueanos da Província Carajás. Legendas: Bt = biotita; a = cristal herdado; b = abertura do sistema isotópico; c = idade híbrida. Fonte dos dados: 1) Machado *et al.* (1991); 2) Lafon *et al.* (1994); 3) Leite *et al.* (2004); 4) Althoff *et al.* (2000); 5) Rolando & Macambira (2002); 6) Moreto *et al.* (2011); 7) Feio *et al.* (2013); 8) Almeida *et al.* (2013); 9) este trabalho.

	Unidade	Tipo de rocha	Método	Idade (Ma)	Fonte dos dados
Domínio Carajás	Granito Boa Sorte	Bt-leucogranito (DD-01)	Pb-Pb (evaporação)	2.857 ± 2	9
				2.895 ± 4	9
				~2,92 Ga ^c	9
				~3,00 Ga ^a	9
	Granito Serra Dourada	Bt-leucogranito (DDA-17)	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.885 ± 26	9
				2.964 ± 42 ^c	9
	Granito Serra Dourada	Bt-leucogranito	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.860 ± 22	6
		Leucomonzogranito	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.831 ± 6	7
	Granito Cruzadão	Bt-sienogranito	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.845 ± 15	7
				2.857 ± 8	7
				2.785 ± 16 ^b	7
				2.675 ± 26 ^b	7
	Granito Cruzadão	Bt-leucossienogranito	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.875 ± 12	7
				3.053 ± 8 ^a	7
	Granito Bom Jesus	Bt-leucossienogranito	U-Pb (SHRIMP)	2.833 ± 6	7
				3.017 ± 5 ^a	7
3.074 ± 6 ^a				7	
Granito Canaã dos Carajás	Bt-leucomonzogranito	Pb-Pb (evaporação)	2.928 ± 1	5	
	Bt-leucomonzogranito	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.959 ± 6	7	
			3.030 ± 15 ^a	7	
			2.864 ± 12 ^b	7	
Complexo Xingu	Leucossoma granítico	U-Pb	2.859 ± 2	1	
Domínio Rio Maria	Granito Xinguara	Bt-leucogranito	Pb-Pb (evaporação)	2.865 ± 1	3
	Granito Mata Surrão	Bt-granito	Pb-Pb em rocha total	2.872 ± 10	2
		Bt-leucogranito	Pb-Pb (evaporação)	2.875 ± 11	5
	Granito Garantã	Leucogranito	Pb-Pb (evaporação)	2.870 ± 5	4
		Bt-leucogranodiorito	Pb-Pb (evaporação)	2.864 ± 8	8
		Bt-leucogranodiorito	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.870 ± 16	8
	Granodiorito Trairão	Bt-leucogranodiorito	U-Pb (LA-ICP-MS)	2.869 ± 12	8
		Bt-leucogranodiorito	U-Pb (LA-ICP-MS)	3.010 ± 8 ^a	8



Esse grupo se assemelha aos biotita-granitos do Cráton Dharwar (Moyen *et al.*, 2003), ou aos granitos de baixo-Ca do Cráton Yilgam (Champion & Sheraton, 1997), e é comparado ao subgrupo CA2 de granitos cálcio-alcálicos arqueanos de Sylvester (1994).

Almeida *et al.* (2013) individualizaram ainda outro grupo no Domínio Rio Maria composto por leucogranodioritos-granitos de alto Ba e Sr (Suíte Guarantã), formado pelas intrusões do Granito Guarantã e dos granodioritos Azulona e Trairão (Almeida *et al.*, 2010), além de pequenas ocorrências identificadas na região de Bannach e Xinguara. São intrusivos no Tonalito Arco Verde e alongados segundo o *trend* regional dominante. Suas rochas apresentam uma foliação subvertical penetrativa, de direção WNW-ESE, associada a uma lineação de estiramento sub-horizontal (Althoff *et al.*, 2000) e textura porfiroclástica marcada por pórfiros grossos de feldspatos. As rochas dessa suíte foram interpretadas como produto de mistura, em diferentes proporções, de magmas de composição trondjemítica (TTG) e leucogranítica rica em Ba e Sr, derivadas de magmas sanukitoides (Almeida *et al.*, 2010). São relativamente enriquecidas em Ba e Sr, equivalentes aos TTG transicionais ou granitos de alto-Ca do Cráton Yilgam (Champion & Sheraton, 1997) e mais afins ao subgrupo CA1 de Sylvester (1994).

Na área de Canaã dos Carajás (Subdomínio de Transição; Figura 1), Feio & Dall'Agnol (2012) individualizaram quatro intrusões mesoarqueanas compostas por biotita-leucogranitos: 1) Granito Canaã dos Carajás, composto de rochas fortemente deformadas, dobradas e milonitizadas, exibindo foliação penetrativa de direção E-W e mergulho subvertical, fortemente afetadas por zonas de cisalhamentos E-W e NE-SW; 2) Granito Cruzadão, que ocorre em duas áreas distintas, uma nas proximidades da borda sul da Bacia Carajás e em contato com o Diopsídio-Norito Pium, onde é seccionado pelo granito anorogênico Rio Branco, e outra mais a sul, entre o Granito Bom Jesus e o Granito Canaã dos Carajás, mantendo contato tectônico com este último. Exibe foliação dominante na direção NW-SE a E-W,

sendo localmente afetado por zonas de cisalhamento. Os dados geocronológicos exibem grande variação de idades para este granito, provavelmente indicando que o mesmo teve uma complexa evolução durante sua história de cristalização (Feio *et al.*, 2012); 3) Granito gnáissico Bom Jesus, que consiste em monzogranitos e sienogranitos bandados e foliados, de orientação NE-SW a E-W e mergulhos fortes a verticalizados e afetados por zonas de cisalhamento que aparentemente controlam a orientação das estruturas maiores do batólito; 4) Granito Serra Dourada, representado por um *stock* subcircular intrusivo no Tonalito Bacaba (Moreto *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2012). É composto principalmente por leucomonzogranitos de granulação média a grossa e coloração rosada, com grande parte do *stock* apresentando rochas pouco deformadas, por vezes com foliação vertical não penetrativa de direção E-W. São encontrados remanescentes de *greenstone belts* envolvidos pelo granito, além de pequenos corpos de gabros aparentemente intrusivos.

Os granitos Canaã dos Carajás e Bom Jesus são geoquimicamente similares aos granitos cálcio-alcálicos dos tipos CA1 e CA2, respectivamente, e aos granitos de alto Ca do cráton Yilgam (Champion & Sheraton, 1997). O Granito Cruzadão apresenta uma variedade com alta razão $(La/Yb)_N$ de afinidade também cálcio-alcálica (CA2) e outras duas variedades com moderada e baixa razão $(La/Yb)_N$, semelhantes aos granitos alcálicos dos tipos ALK4 e ALK3, respectivamente, de Sylvester (1994). O Granito Serra Dourada possui padrões de ETR semelhantes aos dos granitos fortemente peraluminosos do tipo SP3 de Sylvester (1994) e, junto com o Granito Cruzadão, é mais semelhante, geoquimicamente, aos granitos de baixo Ca do cráton Yilgam (Champion & Sheraton, 1997). Ainda segundo Feio & Dall'Agnol (2012), todas as quatro intrusões mesoarqueanas apresentam características geoquímicas similares às do grupo de biotita-granitos do Cráton Dharwar (Moyen *et al.*, 2003), apesar de este último ser enriquecido em elementos de alto campo iônico (HFSE) e ETR pesados, em comparação aos granitos de Canaã dos Carajás.

MATERIAL E MÉTODOS

A cartografia geológica da área foi realizada em escala 1:50.000, com exame analógico e digital de imagens de satélite (Landsat 7 e TM; NASA, 2003), mosaicos de imagem *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e de cartas aerorradiométricas, de onde foram retirados os principais dados estruturais de escala regional e mapas de logística. Posteriormente, foram aplicadas técnicas clássicas de mapeamento, com levantamento de afloramentos e coleta sistemática de 151 amostras.

Para o estudo petrográfico, foram confeccionadas 58 lâminas delgadas, nas quais foram realizadas 43 análises modais (1.500 a 2.000 pontos por lâmina delgada), que possibilitaram classificar adequadamente as rochas estudadas de acordo com o esquema de classificação da Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da International Union of Geological Sciences (IUGS) (Le Maitre, 2002). A composição de cristais de plagioclásio foi estimada pelo método das clivagens ou extinções simétricas em cortes (100) (Michel-Levy).

Foram realizadas análises químicas de rocha total em 32 amostras do corpo estudado, previamente selecionadas no estudo petrográfico. As análises foram realizadas na Acme Analytical Laboratories Ltd., por Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry (ICP-ES) para os elementos maiores e menores, e por Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS) para os elementos-traço, incluindo os ETR. O limite de detecção para os elementos maiores e menores é de 0,01%, variando entre 0,01 e 1 ppm para os elementos-traço.

Os dados geocronológicos do GBS foram obtidos pelos métodos Pb-Pb por evaporação (Kober, 1986) e U-Pb por Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-MC-ICP-MS) em zircão. As análises por evaporação de Pb foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geologia/Universidade Federal do Pará (IG/UFGPA), colocado em rotina por Gaudette *et al.* (1998). As razões isotópicas foram medidas em um espectrômetro de

massa da marca Finnigan, modelo MAT 262, onde o Pb foi extraído em pelo menos três etapas de evaporação dos cristais, a temperaturas de 1.450, 1.500 e 1.550 °C. Os dados obtidos foram tratados estatisticamente segundo os seguintes critérios metodológicos: i) blocos com razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 são desprezados, para tornar mínima a correção de Pb não radiogênico; ii) são eliminados blocos com desvios superiores a 2σ em relação à média da idade do zircão analisado; iii) eliminação subjetiva, em que são desprezados blocos, etapas de evaporação ou cristais de zircão que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria dos cristais de zircão.

O método U-Pb por LA-MC-ICP-MS em zircão, por sua vez, foi utilizado o equipamento Thermo Finnigan Neptune multi-colletor do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, conforme rotina estabelecida por Bühn *et al.* (2009). O método se baseia em análises por espectrômetro de massa multicoletor, com ionização por plasma acoplada e ablação a laser, e utiliza feixe de laser de diâmetro de 30 micrômetros (*spot analyses*) para ionização da superfície de amostra. Para a exclusão de pontos do cálculo da idade, foram usados os seguintes critérios: i) conteúdo de Pb comum (a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ não pode ser menor que 1.000); ii) grau de discordância (este deve ser menor que 10%); iii) precisão analítica (não foram utilizados dados nos quais as razões isotópicas apresentavam erro maior que 3,2%). A localização das amostras estudadas pode ser vista na Figura 2.

O GRANITO BOA SORTE

ASPECTOS DE CAMPO

O GBS é representado por um batólito que compreende uma área de aproximadamente 220 km² e mostra alongamento na direção E-W, concordante com a estruturação regional dominante, medindo 37 km em seu eixo maior (Figura 2). Aflora na forma de blocos *in situ* ou rolados, com cotas variando entre 240 e 440 m (Figuras 3A, 3E).

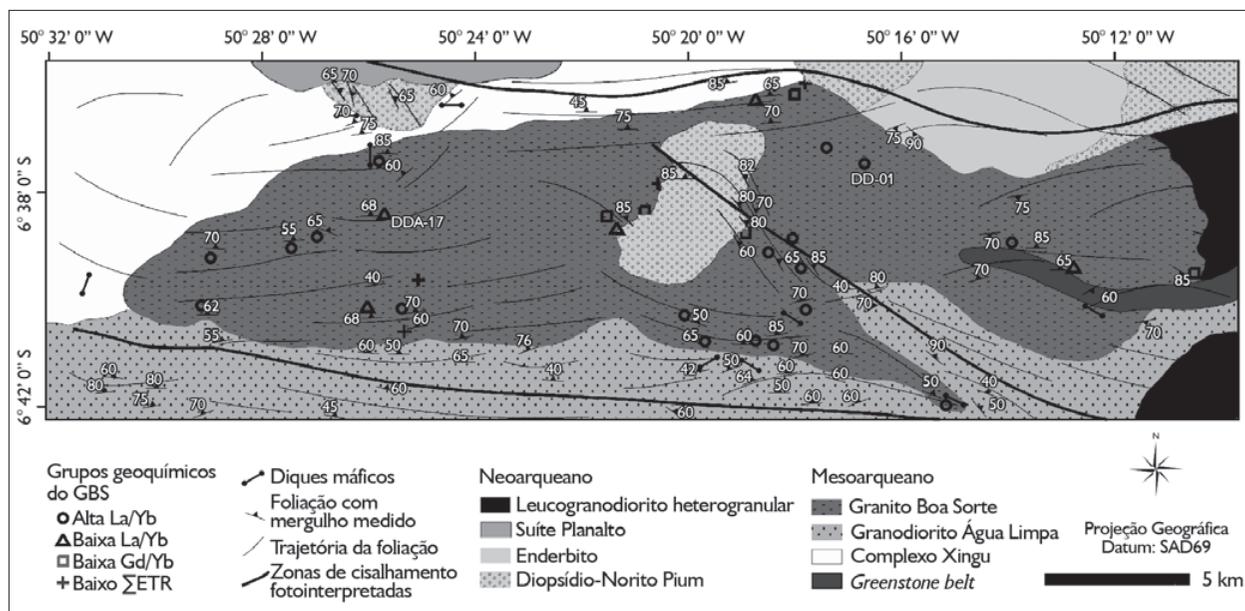


Figura 2. Mapa geológico da área de ocorrência do Granito Boa Sorte, apresentando a localização das amostras analisadas dos seus diferentes grupos geoquímicos, com destaque para aquelas utilizadas também no estudo geocronológico (DD-01 e DDA-17).

É delimitado e cortado por extensas zonas de cisalhamento dúcteis de direção E-W, ou NW-SE, e mergulhos entre 40° e 90°, em geral para norte, que imprimiram uma foliação milonítica e, localmente, um bandamento composicional centimétrico, onde ocorrem bandas quartzo-feldspáticas intercaladas com bandas enriquecidas em biotita e minerais acessórios. Uma cinemática sinistral é sugerida pela forma sigmoidal da trajetória da foliação na porção central do corpo. A distribuição da foliação no corpo (Figura 2) demonstra ainda a existência de porções nas quais a deformação dúctil foi menos intensa (áreas com baixa densidade de traços), onde ocorrem rochas que ainda preservam a textura magmática original.

Relações de contato com as demais unidades não são facilmente observadas em campo. Os raros enclaves encontrados no GBS são de dois tipos: (i) TTG bandados (Figura 3C), que foram observados com formas angulares e parcialmente digeridos, estando associados aos granitoides ainda indiferenciados do Complexo Xingu que ocorrem a noroeste da área (3,0-2,87 Ga; Oliveira *et al.*, 2011); e (ii) anfibolitos, em geral estirados segundo o plano da foliação

dúctil e correlacionados às sequências de *greenstone belts* (Oliveira *et al.*, 2011; Feio & Dall'Agnol, 2012; Marangoanha & Oliveira, 2014), como a que ocorre na porção leste da área de estudo do presente trabalho, em uma faixa relativamente estreita de direção geral E-W, e que pode representar um 'megaxenólito' ou uma lasca colocada tectonicamente no GBS (Figuras 2 e 3E).

Ao sul, o GBS faz contato com as rochas de alto-Mg do Granodiorito Água Limpa (2,88 Ga; Oliveira *et al.*, 2011; Gabriel & Oliveira, 2014), onde pode ser observada uma interdigitação entre as duas unidades, tanto em nível de afloramento (Figura 3D) quanto em mapa (Figura 2), o que sugere contemporaneidade.

Gabros e quartzo-dioritos formam um corpo intrusivo, alongado na direção NNE-SSW e exposto na porção central do GBS (Figura 2). Esta intrusão máfica exibe predomínio de rochas isotrópicas em sua porção centro-sul, de textura equigranular média, comumente apresentando autólitos máficos (Figura 3B), associados com pequenas ocorrências de granitos ricos em anfibólio do tipo Planalto. Em sua porção norte, este corpo intrusivo máfico

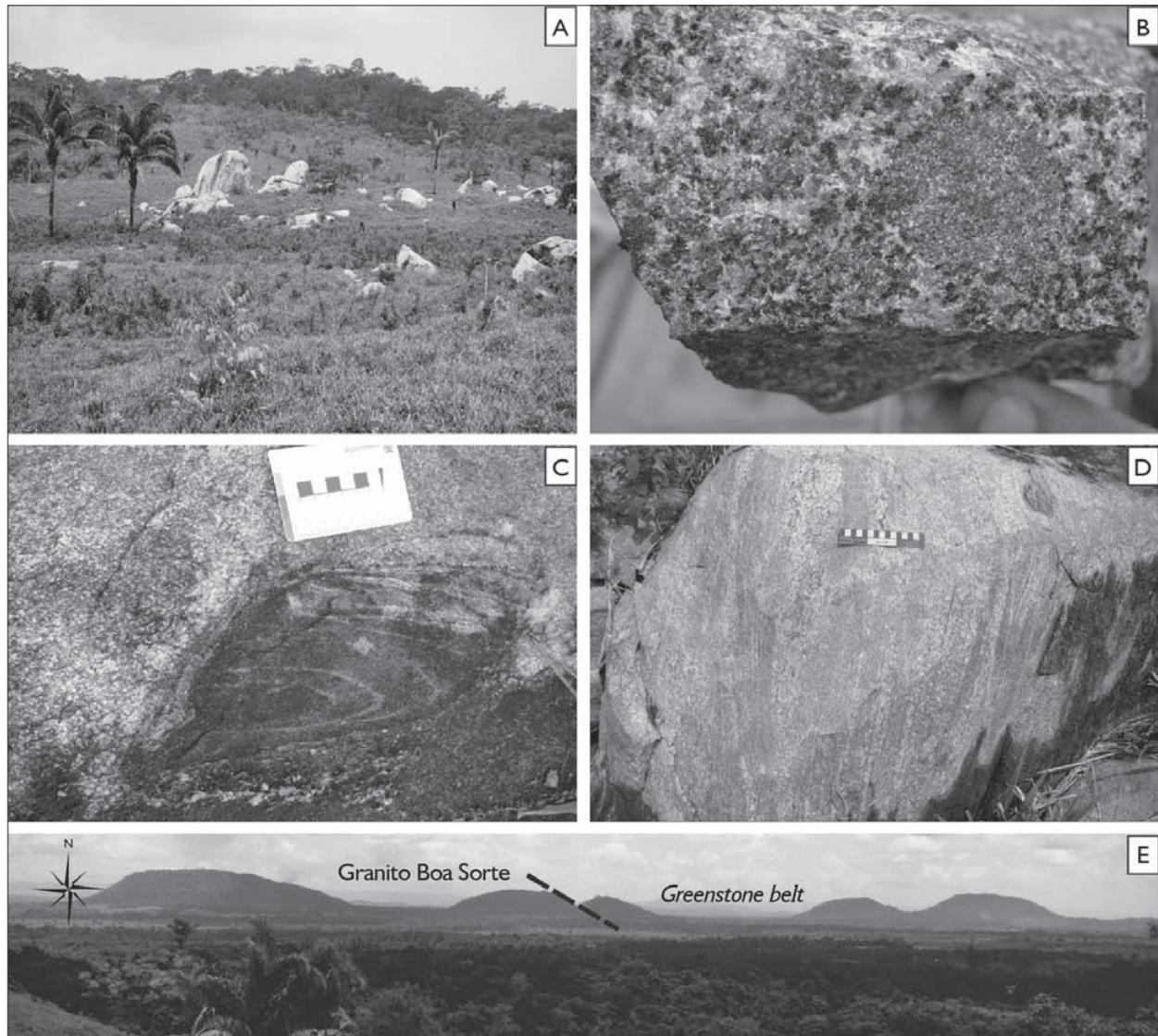


Figura 3. Modo de ocorrência e relações de campo do GBS. A) Afloramento na forma de grandes blocos de biotita-leucogranito; B) aspecto macroscópico da variedade litológica predominante no corpo máfico a intermediário intrusivo no GBS; C) enclave de biotita-tonalito bandado em biotita-granito pouco deformado; D) intercalações de biotita-leucogranito com tonalitos associados ao Granodiorito Água Limpa, próximo ao contato sul do GBS; E) vista panorâmica da porção leste da área de ocorrência do GBS, mostrando um conjunto de serras alinhadas na direção E-W e o contato (linha tracejada) com a sequência de *greenstone belt*.

segue o mesmo padrão deformacional do GBS, com uma foliação milonítica penetrativa, tendo ambos sido truncados pela mesma zona de cisalhamento de direção NW-SE e mergulho elevado para NE. Tais rochas máficas intrusivas no GBS são correlacionadas àquelas de idade neoarqueana da série charnockítica que formam o Diopsídio-Norito Pium

(~2,74 Ga; Feio *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2013b), cuja área-tipo se situa imediatamente a NE do GBS (Figura 1).

PETROGRAFIA

O GBS é constituído principalmente por monzogranitos, com granodioritos subordinados e raros sienogranitos

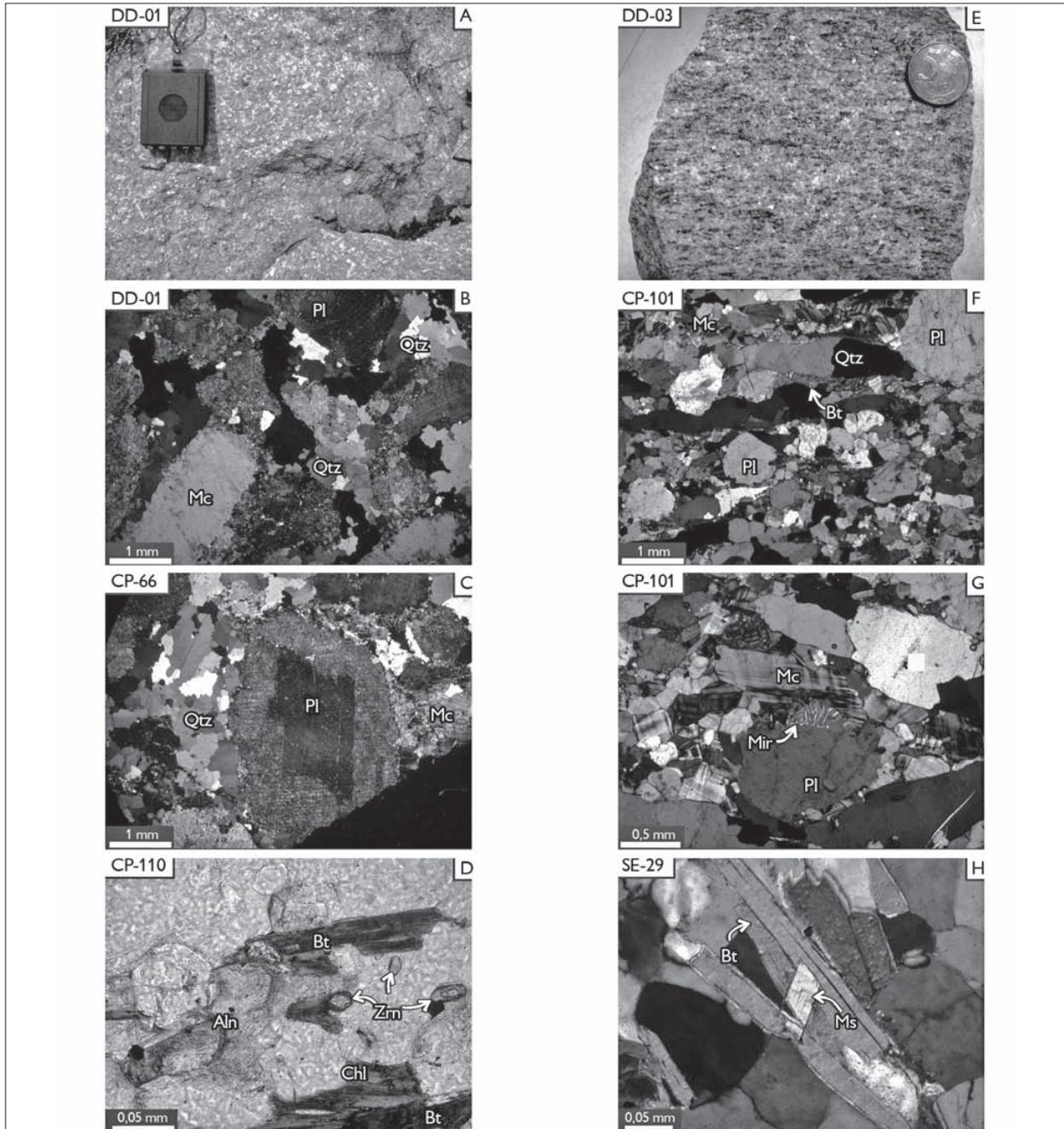


Figura 5. Aspectos texturais do Granito Boa Sorte. Rochas pouco deformadas: A) aspecto macroscópico; B, C e D) fotomicrografias em microscópio petrográfico em nicóis cruzados (B, C) ou paralelos (D). B) Notar o aspecto isotrópico, a forma subautomórfica da microclina (Mc), a intensa saussuritização do plagioclásio (Pl) e os subgrãos de quartzo (Qtz); C) cristal de plagioclásio intensamente saussuritizado; D) cristais de biotita (Bt) substituídos por clorita (Chl) e associados à allanita (Aln) e zircão (Zrn). Rochas foliadas: E) aspecto geral macroscópico; F, G e H) fotomicrografias em microscópio petrográfico em nicóis cruzados. F) Porfiroclastos de plagioclásio e microclina e *ribbons* de quartzo em meio aos agregados de neogrãos; G) mirmequita (Mir) em bulbo invadindo a microclina no contato com o plagioclásio. Notar os neogrãos poligonalizados de Mc na porção esquerda da fotomicrografia; H) cristais de biotita e muscovita (Ms) subautomórficos e sem sinais de deformação, em meio a subgrãos poligonalizados de feldspatos. Símbolos conforme Kretz (1983).

O quartzo ocorre ainda como inclusões xenomórficas, preenchendo fraturas nos feldspatos, ou alongado segundo os planos de geminação do plagioclásio. Os cristais neoformados de quartzo e feldspatos muitas vezes apresentam limites retos e junções tríplices (Figuras 5G-5H), o que evidencia a recristalização estática (Passchier & Trouw, 2005).

Os cristais de biotita, nas rochas menos deformadas, estão total a parcialmente substituídos por clorita, além de titanita e epidoto, que ocorrem ao longo de seus planos de clivagem. Apresentam inclusões de zircão e formam agregados máficos com opacos, titanita e allanita (Figura 5D). Já nas rochas foliadas, esses cristais ocorrem fracamente substituídos por clorita, exibem pleocroísmo forte a moderado (marrom-avermelhado a verde-oliva pálido). Orientam-se segundo o plano da foliação tectônica, podendo ocupar os interstícios ou preencher microfaturas nos feldspatos, ou associar-se aos subgrãos e neogrãos de feldspatos e quartzo, porém sem apresentar feições de deformação, sugerindo que os cristais de mica se formaram ou se reestabilizaram durante e após o evento deformacional (recristalização estática).

Os minerais acessórios, em geral, ocorrem associados aos agregados máficos, onde a magnetita apresenta formas subautomórficas a automórficas, além de granulação fina (< 1 mm), podendo ocorrer como inclusões em biotita, feldspatos e quartzo e, em geral, substituída parcial ou totalmente por hematita (martita); a allanita apresenta cristais subautomórficos, de granulação fina e intensamente metamictizados (Figura 5D); o zircão forma cristais automórficos e zonados (Figura 5D), inclusos em biotita, na qual desenvolvem halos pleocroicos, ou ainda em titanita, allanita e minerais opacos; os cristais de apatita são de granulação muito fina (< 0,5 mm), prismáticos, em geral com partição basal característica; e os cristais de titanita ocorrem com formas subautomórficas a xenomórficas, de granulação fina a média (0,2 a 1,5 mm), ou como produto de alteração da biotita.

Como fases secundárias ocorrem ainda clorita, sericita-muscovita, epidoto, martita e, por vezes, escapolita, carbonatos e minerais opacos. A muscovita possui ocorrência restrita às rochas mais deformadas, na forma de cristais finos (< 0,2 mm), normalmente associados à biotita e em meio aos agregados de neogrãos poligonalizados de feldspatos e quartzo e, assim como a biotita, não apresenta sinais de deformação devido à recristalização estática (Figura 5H); e os cristais de escapolita apresentam granulação fina, geralmente associados aos feldspatos, sendo observados de maneira mais expressiva em duas amostras (ADK-32 e EDC-38, Tabela 2).

GEOQUÍMICA

Com base nos dados geoquímicos, foi possível identificar quatro grupos de rochas no GBS. Para facilitar a discussão que segue, estes foram nomeados Alta La/Yb, Baixa La/Yb, Baixa Gd/Yb e Baixo Σ ETR (Tabela 3). A distribuição desses grupos geoquímicos no corpo pode ser observada na Figura 2.

Elementos maiores e menores

O conteúdo em sílica do conjunto de amostras varia entre 69 e 77%, sendo que, apesar da forte superposição, existe em média um aumento desse óxido entre os grupos Alta La/Yb (72,32%), Baixa La/Yb (73,82%) e Baixa Gd/Yb (74,79%). O grupo Baixo Σ ETR apresenta maior variação de SiO₂, que se superpõe amplamente com os demais grupos. As rochas do GBS possuem alto conteúdo de K₂O (apenas três amostras possuem conteúdo de K₂O inferior a 4%), moderado a alto de Al₂O₃ (12,5-15,9%), baixo conteúdo de elementos ferromagnesianos (FeO_t + MgO + MnO + TiO₂ entre 1,08 e 2,95%), moderados de CaO (0,53-2,34%) e Na₂O (2,74-4,84%). Excetuando três amostras, as razões K₂O/Na₂O são maiores que 1. As razões FeO_t/(FeO_t + MgO) se situam no intervalo entre 0,76 e 0,86, com apenas duas amostras apresentando valores superiores a 0,90 (Tabela 3).

Tabela 2. Composições modais de amostras representativas das diferentes variedades do Granito Boa Sorte. Legendas: * = amostras de rochas pouco deformadas; tr = mineral com contagem modal < 0,1%; - = mineral não observado. O número de pontos por lâmina variou entre 1.500 e 2.000.
(Continua)

Grupo geoquímico	Alta La/Yb																	
	SE-29	DD-01*	DD-05	SE-25	DDA-22	ADK-81	DDA-20	CP-66*	DD-12	ADK-32*	EDC-24	DD-06	DDA-21	DD-04	CP-108*	SE-23	DDA-10	EDC-45
Quartzo	29,3	30,1	27,9	27,1	36,8	36	26,5	31,1	37,8	37,4	31,5	31	29,3	26,2	27,8	33,1	31,2	27,5
Microclina	26,1	15,3	25,5	37,1	34	19,1	30,3	38,7	25,9	31,9	30,5	28	34,6	21,6	39,8	34,7	32,4	43,8
Plagioclásio	37,2	49,9	40,2	31	26,1	31,5	38,2	27,4	29,1	24,3	32,4	32,9	32,1	45,7	29,9	28,6	28,6	23,9
Biotita	6,7	0,3	5,8	3,6	3	10,5	4,4	-	6,4	tr	4,1	7,9	3,9	5,6	0,9	2,5	5,9	4,3
Opacos	0,1	-	0,1	0,1	0,1	1,1	0,3	0,1	0,4	0,2	0,6	0,2	tr	0,4	0,1	0,1	0,7	0,3
Zircão	tr	tr	tr	0,2	tr	0,1	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	tr	-	-	tr	-	tr	-	-	tr	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-
Allanita	0,3	0,1	0,4	0,2	-	0,3	0,1	0,1	tr	0,2	tr	tr	0,1	0,1	tr	tr	-	0,1
Titanita	-	-	tr	tr	-	tr	-	-	0,1	tr	-	tr	-	-	tr	-	-	-
Muscovita	0,2	-	-	0,5	tr	1,4	0,1	-	0,3	tr	0,7	tr	-	tr	tr	0,2	1,2	0,1
Clorita	tr	3,2	tr	0,2	tr	tr	tr	2	tr	2	0,2	tr	-	0,4	1,5	0,3	-	tr
Epidoto	tr	0,6	0,1	tr	tr	tr	-	0,4	tr	2,2	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	-
Clinzoisita	tr	0,3	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	-	-	-	-	tr	-	-	-
Escapolita	0,1	0,2	-	-	-	tr	-	0,2	tr	1,8	-	-	-	-	-	0,5	-	-
Máficos	7,1	3,6	6,3	4,3	3,1	12,0	4,9	2,2	6,9	2,4	4,9	8,1	4,0	6,5	2,5	2,9	6,6	4,7
A + P	63,3	65,2	65,7	68,1	60,1	50,6	68,5	66,1	55	56,2	62,9	60,9	66,7	67,3	69,7	63,3	61	67,7



(Conclusão)

Grupo geoquímico	Baixa La/Yb					Baixa Gd/Yb					Baixo ΣETR			
	CP-101	DDA-01*	DDA-17	ADK-34	EDC-55	CP-68B	DDA-03	DD-03	EDC-38*	ADK-41*	EDC-36A	CMD-03	EDC-46A	EDC-43
Quartzo	25,9	34,2	28,8	30,8	34,3	25,3	26,8	34,6	37,2	30,9	36,4	29,2	46,2	30,6
Microclina	32,2	24,5	43,9	30,7	38,1	40,8	12,6	25,3	4,9	16,4	22,9	30,3	38,6	40,7
Plagioclásio	34,8	39,2	22,9	33,9	24,1	28,9	57,3	34,9	48,3	51,3	39,3	35,4	14,2	25,7
Biotita	5,3	0,7	3,9	3,9	2,2	4,9	2,7	3,7	6,6	0,5	0,9	4,9	0,2	2,9
Opacos	0,4	0,3	0,5	tr	0,4	0,1	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	-	0,1
Zircão	tr	tr	tr	0,1	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-
Allanita	0,1	tr	-	0,2	tr	tr	-	tr	0,1	-	-	tr	-	tr
Titanita	0,4	-	-	tr	-	tr	-	0,1	-	tr	-	-	-	tr
Muscovita	0,3	-	tr	0,1	-	tr	tr	1	tr	0,7	0,3	tr	-	-
Clorita	0,6	1	-	0,1	0,9	tr	-	tr	-	tr	0,1	tr	0,8	-
Epidoto	-	-	tr	0,2	-	tr	-	tr	tr	0,1	tr	tr	-	tr
Clinozoisita	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-
Escapolita	-	0,1	-	-	-	-	-	0,3	2,8	tr	-	-	-	-
Máficos	6,8	2,0	4,4	4,3	3,5	5,0	3,3	3,9	6,8	0,6	1,1	5,1	1,0	3,0
A + P	67	63,7	66,8	64,6	62,2	69,7	69,9	60,2	53,2	67,7	62,2	65,7	52,8	66,4



Tabela 3. Composições químicas de amostras representativas dos diferentes grupos do Granito Boa Sorte. FeO_t = ferro total recalculado como FeO ; PF = perda ao fogo; A/CNK = razão molecular $Al/(Ca + Na + K)$; #Mg = razão molecular $Mg/(Mg + Fe)$; N = ETR normalizado segundo Evensen et al. (1978); $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) \times 0,5]$.

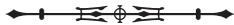
(Continua)

Grupo	Alta La/Yb																			
	SE-29	DD-01	DD-05	SE-25	DDA-22	ADK-81	DDA-20	CP-66	DD-12	ADK-32	EDC-24	DD-06	DDA-21	DD-04	CP-108	SE-23	DDA-10	EDC-45	Média	
Classificação P-Q	MzG	MzG	SG	SG	MzG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	SG	Média
SO ₂ (%)	69,01	69,87	70,74	71,38	71,79	71,92	72,06	72,35	72,68	72,87	72,89	72,97	73,24	73,30	73,33	73,61	73,82	73,94	73,32	72,32
TiO ₂	0,17	0,20	0,18	0,21	0,21	0,25	0,25	0,17	0,15	0,11	0,15	0,14	0,16	0,16	0,15	0,09	0,13	0,15	0,17	0,17
Al ₂ O ₃	15,86	15,35	14,53	14,10	14,65	13,97	14,46	14,08	14,03	13,89	14,40	13,78	13,89	13,80	13,74	13,56	14,06	13,83	14,22	14,22
FeO _t	1,91	2,19	2,11	2,05	1,66	2,06	1,76	1,73	1,74	1,24	1,47	1,62	1,32	1,53	1,37	1,40	1,36	1,42	1,66	1,66
MnO	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
MgO	0,61	0,48	0,64	0,41	0,51	0,45	0,37	0,42	0,46	0,27	0,37	0,38	0,27	0,26	0,27	0,26	0,28	0,26	0,39	0,39
CaO	1,79	1,97	1,63	1,45	1,68	1,27	1,28	1,46	1,41	1,07	1,10	1,40	1,13	1,21	1,02	1,12	1,22	1,06	1,34	1,34
Na ₂ O	4,15	4,11	3,50	3,30	3,75	3,12	3,58	3,49	3,44	3,32	3,66	3,36	3,29	3,43	3,18	3,01	3,48	3,46	3,48	3,48
K ₂ O	4,96	4,25	5,22	5,49	4,56	5,60	5,34	4,90	4,94	5,73	5,11	5,09	5,47	5,25	5,73	5,69	4,92	5,34	5,20	5,20
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,08	0,06	0,06	0,08	0,01	0,06	0,06	0,03	0,06	0,06	0,03	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05
PF	0,90	1,00	0,90	1,00	0,60	0,70	0,40	0,90	0,60	1,10	0,40	0,70	0,80	0,60	0,80	0,80	0,30	0,20	0,71	0,71
Total	99,47	99,49	99,55	99,48	99,48	99,44	99,55	99,57	99,53	99,64	99,62	99,52	99,63	99,63	99,65	99,61	99,62	99,64	99,56	99,56
Ba (ppm)	1,236,0	1,141,0	945,0	1,001,0	1,730,0	1,609,0	894,0	1,502,0	1,236,0	1,802,0	990,0	988,0	785,0	930,0	910,0	1,157,0	1,034,0	798,0	1,149,3	1,149,3
Sr	457,6	341,3	364,1	208,2	324,2	217,6	219,0	295,8	335,7	260,2	196,5	221,9	189,9	169,2	164,3	329,5	211,8	127,9	257,5	257,5
Rb	150,5	116,4	161,1	143,2	109,0	141,5	175,1	125,9	104,2	113,4	161,1	110,9	201,2	202,3	172,8	134,3	153,8	243,3	151,1	151,1
Zr	251,4	162,3	216,1	203,1	193,6	259,9	213,3	157,4	217,9	156,3	178,7	206,1	159,2	173,1	154,8	164,4	157,7	158,6	188,0	188,0
Y	8,9	4,7	5,3	4,7	3,7	4,9	13,6	4,5	2,8	5,9	4,7	6,9	8,2	5,9	7,2	6,1	7,2	11,5	6,5	6,5
Nb	3,1	6,4	5,0	3,4	3,1	2,5	8,5	5,4	2,4	2,4	3,1	2,2	7,1	6,7	6,0	3,3	7,0	5,2	4,6	4,6
Hf	7,1	4,5	6,1	5,5	5,4	8,1	6,9	4,7	5,9	5,2	5,5	6,4	4,7	5,3	4,8	5,1	4,1	5,0	5,6	5,6
Ta	0,2	2,0	0,6	0,3	0,2	2,6	1,0	0,4	0,2	0,3	0,3	< 0,1	0,8	0,9	0,5	0,3	0,7	0,4	0,7	0,7
Ni	6,5	5,3	10,4	5,8	5,9	5,6	3,1	6,5	5,2	3,9	3,4	5,2	2,7	2,7	2,9	5,0	2,9	3,4	4,8	4,8
Cu	60,0	57,2	65,1	8,4	8,1	12,7	8,5	33,3	15,8	9,3	5,0	14,5	5,0	9,8	14,9	5,5	3,1	8,2	19,1	19,1
U	1,1	3,1	3,9	1,4	1,1	1,9	9,6	3,5	1,1	4,0	1,9	1,6	9,0	3,5	7,5	2,1	4,7	5,9	3,7	3,7



(Continua)

Grupo	Alta La/Yb																		
	SE-29	DD-01	DD-05	SE-25	DDA-22	ADK-81	DDA-20	CP-66	DD-12	ADK-32	EDC-24	DD-06	DDA-21	DD-04	CP-108	SE-23	DDA-10	EDC-45	Média
Classificação P-Q	MzG	MzG	SG	SG	MzG	SG													
Th	30,5	32,7	39,3	36,3	35,8	39,2	85,9	39,6	19,0	43,2	51,2	29,7	41,3	23,1	43,0	39,1	47,7	34,2	39,5
Pb	8,0	16,6	12,1	10,2	9,7	7,9	25,3	17,3	6,5	5,1	17,2	8,1	15,5	14,2	16,4	12,5	12,8	11,7	12,6
Ga	17,3	17,4	16,1	15,6	15,7	14,9	15,5	14,2	15,1	14,2	15,5	14,8	14,4	15,9	15,5	13,8	15,9	16,1	15,4
La (ppm)	132,00	57,70	54,80	67,90	63,20	117,60	172,70	61,70	60,40	65,50	64,60	229,10	55,70	54,90	71,80	68,30	52,50	95,80	85,90
Ce	221,70	110,30	114,70	140,60	110,70	179,40	171,50	113,20	118,00	106,20	121,60	206,60	95,00	110,20	146,90	115,60	101,80	151,30	135,29
Pr	22,86	10,90	11,20	13,52	10,73	20,83	29,65	11,57	11,24	12,64	11,50	42,88	8,94	11,10	14,74	12,49	9,70	16,75	15,74
Nd	72,10	35,40	35,90	45,20	32,70	66,30	88,20	36,70	36,60	41,80	35,60	134,60	27,80	34,90	48,70	41,00	26,90	53,30	49,65
Sm	7,40	4,12	4,56	5,51	4,31	6,93	11,07	4,53	3,73	4,79	4,61	12,60	3,98	4,96	6,51	4,49	4,49	7,14	5,87
Eu	0,79	0,59	0,51	0,55	0,52	0,80	1,02	0,63	0,58	0,61	0,43	1,51	0,42	0,60	0,57	0,50	0,48	0,58	0,65
Gd	3,42	2,16	2,30	2,73	2,85	3,11	5,70	2,25	1,86	2,40	3,17	5,15	3,01	2,89	3,88	2,49	3,11	5,17	3,20
Tb	0,38	0,25	0,27	0,31	0,26	0,31	0,58	0,24	0,17	0,23	0,26	0,49	0,36	0,35	0,42	0,27	0,38	0,56	0,34
Dy	1,50	1,00	1,08	1,21	0,94	1,12	2,46	0,97	0,60	0,91	0,78	1,82	1,54	1,30	1,70	0,94	1,56	2,36	1,32
Ho	0,26	0,15	0,19	0,18	0,13	0,14	0,43	0,15	0,11	0,13	0,10	0,26	0,30	0,20	0,24	0,18	0,28	0,44	0,22
Er	0,69	0,42	0,52	0,45	0,36	0,42	1,12	0,36	0,27	0,34	0,37	0,63	0,66	0,53	0,60	0,51	0,77	0,95	0,55
Tm	0,10	0,06	0,08	0,07	0,04	0,08	0,18	0,05	0,04	0,05	0,04	0,09	0,12	0,08	0,08	0,08	0,10	0,13	0,08
Yb	0,56	0,37	0,50	0,44	0,37	0,45	1,01	0,33	0,28	0,32	0,39	0,59	0,77	0,40	0,55	0,49	0,83	0,78	0,52
Lu	0,10	0,06	0,08	0,08	0,05	0,08	0,19	0,06	0,06	0,06	0,07	0,10	0,13	0,07	0,09	0,08	0,13	0,15	0,09
ΣETR	463,86	223,48	226,69	278,75	227,16	397,57	485,81	232,74	233,94	235,98	243,52	636,42	198,73	222,48	296,78	247,42	203,03	335,41	299,43
A/CNK	1,03	1,03	1,01	1,01	1,04	1,04	1,03	1,03	1,03	1,02	1,06	1,02	1,04	1,02	1,03	1,03	1,06	1,05	1,03
K ₂ O/Na ₂ O	1,20	1,03	1,49	1,66	1,22	1,79	1,49	1,40	1,44	1,73	1,40	1,51	1,66	1,53	1,80	1,89	1,41	1,54	1,51
#Mg	0,36	0,28	0,35	0,26	0,36	0,28	0,27	0,30	0,32	0,28	0,31	0,30	0,27	0,23	0,26	0,25	0,27	0,25	0,29
FeO _t +MgO+MnO+TiO ₂	2,71	2,88	2,95	2,70	2,39	2,78	2,42	2,33	2,37	1,63	2,00	2,16	1,78	1,99	1,81	1,77	1,79	1,86	2,24
FeO/(FeO _t +MgO)	0,76	0,82	0,77	0,83	0,76	0,82	0,83	0,80	0,79	0,82	0,80	0,81	0,83	0,85	0,84	0,84	0,83	0,85	0,81



(Continua)

Tabela 3.

Grupo	Baixa La/Yb						Baixa Gd/Yb						Baixo Σ ETR				
	CP-101	DDA-01	DDA-17	ADK-34	EDC-55	Média	CP-68B	DDA-03	DD-03	EDC-38	ADK-41	Média	EDC-36A	CMD-03	EDC-46A	EDC-43	Média
Classificação P-Q	MzG	MzG	SG	SG	SG		SG	Grd	MzG	MzG	MzG		Ton	MzG	SG	Grd	
Rb	172,5	199,8	226,9	236,5	283,5	223,8	308,0	208,7	324,8	164,3	133,3	227,8	95,6	139,2	151,1	111,6	124,4
Zr	191,5	138,8	160,7	157,6	130,7	155,9	109,3	93,3	94,6	60,4	50,3	81,6	92,6	128,1	36,4	88,5	86,4
Y	22,1	16,4	13,3	26,5	19,4	19,5	14,0	15,6	14,7	14,4	20,3	15,8	5,7	2,8	2,4	4,5	3,9
Nb	12,4	14,2	9,9	13,8	17,9	13,6	9,8	10,4	17,2	7,8	5,7	10,2	6,1	2,1	1,9	4,4	3,6
Hf	5,1	4,6	4,9	5,4	5,5	5,1	3,3	2,8	3,4	2,2	1,7	2,7	3,0	4,1	1,2	3,6	3,0
Ta	2,2	2,5	1,0	3,0	0,9	1,9	0,8	1,4	2,5	1,3	0,5	1,3	1,1	0,1	0,3	0,3	0,5
Ni	5,6	4,4	3,0	3,7	4,7	4,3	2,0	6,1	4,4	2,4	4,8	3,9	8,6	4,3	2,1	4,4	4,9
Cu	21,8	19,0	12,6	6,5	6,5	13,3	1,7	10,9	9,7	14,1	34,5	14,2	10,7	9,7	4,2	9,2	8,5
U	4,7	14,3	9,2	25,9	6,9	12,2	9,0	10,6	9,6	4,8	35,7	13,9	1,1	2,3	2,7	7,0	3,3
Th	18,1	50,8	44,2	42,0	61,8	43,4	29,2	16,3	29,0	13,8	16,0	20,9	5,9	27,5	39,6	44,7	29,4
Pb	8,9	23,9	10,4	14,2	28,5	17,2	8,3	10,8	15,1	8,2	16,5	11,8	4,1	6,5	12,5	10,0	8,3
Ga	17,1	19,5	15,8	14,8	17,7	17,0	18,0	18,0	17,2	14,3	14,6	16,4	18,7	15,2	12,5	16,0	15,6
La (ppm)	53,40	61,10	66,10	43,00	119,90	68,70	37,70	27,00	31,60	13,10	36,40	29,16	17,00	34,60	10,40	26,40	22,10
Ce	104,00	115,30	108,60	140,40	206,40	134,94	66,90	51,20	66,30	26,60	80,30	58,26	32,40	74,00	19,10	42,00	41,88
Pr	10,63	11,91	11,41	10,83	18,77	12,71	6,65	5,31	6,78	2,88	8,45	6,01	3,29	6,47	1,89	5,08	4,18
Nd	37,10	33,30	35,90	40,60	54,30	40,24	22,30	19,70	21,70	9,00	29,80	20,50	12,10	21,20	4,80	16,10	13,55
Sm	6,53	6,32	5,31	8,72	7,99	6,97	2,84	3,13	3,77	2,16	5,51	3,48	1,68	2,68	1,18	2,30	1,96
Eu	0,86	0,51	0,44	0,60	0,36	0,55	0,45	0,45	0,30	0,33	1,08	0,52	0,36	0,57	0,35	0,44	0,43
Gd	5,33	4,82	4,02	7,03	6,32	5,50	2,07	2,83	2,90	2,23	4,18	2,84	1,35	1,34	0,77	1,61	1,27
Tb	0,88	0,66	0,54	1,15	0,81	0,81	0,36	0,45	0,48	0,40	0,77	0,49	0,19	0,15	0,10	0,17	0,15
Dy	4,40	2,81	2,63	6,13	3,91	3,98	2,02	2,59	2,59	2,28	4,16	2,73	0,98	0,71	0,52	0,76	0,74
Ho	0,79	0,60	0,45	1,02	0,74	0,72	0,40	0,60	0,44	0,48	0,79	0,54	0,19	0,08	0,11	0,15	0,13
Er	2,01	1,41	1,50	2,62	1,96	1,90	1,11	1,51	1,35	1,54	2,27	1,56	0,52	0,34	0,23	0,39	0,37
Tm	0,27	0,25	0,18	0,41	0,31	0,28	0,19	0,25	0,22	0,26	0,39	0,26	0,08	0,06	0,02	0,05	0,05



Tabela 3. (Conclusão)

Grupo	Baixa La/Yb						Baixa Gd/Yb						Baixo ΣETR				
	CP. 101	DDA- 01	DDA- 17	ADK- 34	EDC- 55	Média	CP. 68B	DDA- 03	DD- 03	EDC- 38	ADK- 41	Média	EDC- 36A	CMD- 03	EDC- 46A	EDC- 43	Média
Classificação P-Q	MzG	MzG	SG	SG	SG		SG	Grd	MzG	MzG	MzG		Ton	MzG	SG	Grd	
Yb	1,51	1,77	1,37	2,23	1,90	1,76	1,15	1,93	1,39	1,56	2,43	1,69	0,42	0,32	0,25	0,37	0,34
Lu	0,17	0,26	0,19	0,28	0,27	0,23	0,16	0,28	0,20	0,22	0,38	0,25	0,08	0,04	0,03	0,06	0,05
ΣETR	227,88	241,02	238,64	265,02	423,94	279,30	144,30	117,23	140,02	63,04	176,91	128,30	70,64	142,56	39,75	95,88	87,21
AVCNK	1,02	1,06	1,05	1,04	1,02	1,04	1,04	1,06	1,04	1,03	1,07	1,05	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03
K ₂ O/Na ₂ O	1,21	1,34	1,64	1,78	1,71	1,54	1,91	0,63	1,08	1,10	1,24	1,19	0,47	1,28	2,22	0,77	1,18
#Mg	0,31	0,26	0,27	0,30	0,20	0,27	0,29	0,26	0,23	0,17	0,12	0,21	0,36	0,30	0,23	0,29	0,29
FeO _i +MgO+ MnO+TiO ₂	2,48	1,82	1,85	1,72	1,82	1,94	1,32	1,86	1,40	1,08	1,14	1,36	2,45	1,73	1,09	1,26	1,63
FeO/ (FeO _i +MgO)	0,80	0,83	0,83	0,80	0,88	0,83	0,81	0,83	0,86	0,90	0,93	0,87	0,76	0,81	0,86	0,81	0,81
Rb/Sr	0,54	1,19	1,14	1,12	3,90	1,58	1,78	1,46	3,01	2,07	1,41	1,95	0,28	0,48	0,57	0,68	0,50
Sr/Y	14,57	10,26	14,98	7,96	3,75	10,30	12,36	9,16	7,33	5,51	4,67	7,81	60,39	104,07	110,04	36,53	77,76
Eu/Eu*	0,43	0,27	0,28	0,23	0,15	0,27	0,54	0,45	0,27	0,46	0,66	0,48	0,71	0,82	1,06	0,66	0,81
(La/Yb) _N	23,90	23,33	32,60	13,03	42,64	27,10	22,15	9,45	15,36	5,67	10,12	12,55	27,35	73,07	28,11	48,22	44,19
(Gd/Yb) _N	2,86	2,21	2,38	2,55	2,70	2,54	1,46	1,19	1,69	1,16	1,39	1,38	2,61	3,39	2,50	3,53	3,01



Em diagramas de Harker (Figura 6), os grupos Alta e Baixa La/Yb tendem a se alinhar em *trends* bem definidos, onde são observadas correlações negativas para CaO, Na₂O, Al₂O₃ e FeO_t, e positivas para K₂O e razões K₂O/Na₂O e FeO_t/(FeO_t + MgO). O grupo Baixa Gd/Yb, além de mostrar-se em geral mais enriquecido em SiO₂, tende a desviar-se dos *trends* descritos, por apresentar, para valores correspondentes de SiO₂, teores mais baixos de K₂O e mais altos de Na₂O. Já o grupo Baixo ΣETR, apesar de possuir duas amostras (EDC-46A e EDC-43) com conteúdos de SiO₂ coincidentes com aqueles das amostras do grupo Baixa Gd/Yb, apresenta, sobretudo, valores de seus óxidos muito dispersos ao longo do *trend* principal definido pelas amostras dos grupos de Alta e Baixa La/Yb.

Elementos-traço

Em relação aos elementos-traço, são observados conteúdos moderados a altos de Ba (259-1.802 ppm) e Rb (95-325 ppm), moderados de Sr (72-458 ppm) e muito variáveis da razão Rb/Sr (0,28-3,90). Apresentam ainda conteúdos baixos de elementos HFSE (Tabela 3), como Hf (1,2-8,1 ppm), Y (2,4-26,5 ppm) e Nb (1,9-17,9 ppm), com exceção de Zr, cujos teores são moderados (36,4-259,9 ppm).

Apesar da grande dispersão, os valores de Ba, Sr, Zr e Hf em geral diminuem, enquanto os de Rb, Y, Nb e da razão Rb/Sr aumentam paralelamente ao aumento do teor de sílica (Figuras 7A-7H). Nesse sentido, os conteúdos de Y e Nb tendem a acompanhar o comportamento dos ETR pesados, sendo, em média, nitidamente mais elevados para os grupos Baixa La/Yb (19,5 e 13,6 ppm) e Baixa Gd/Yb (15,8 e 10,2 ppm), e menores para os grupos Alta La/Yb (6,48 e 4,6 ppm) e Baixo ΣETR (3,8 e 3,6 ppm; Tabela 3). Além disso, o grupo Baixa Gd/Yb se diferencia dos demais pelos valores, em média, mais altos da razão Rb/Sr (1,95) e mais baixos de Ba (703 ppm), Zr (81,6 ppm) e Hf (2,7 ppm; Figuras 7A, 7E-7F, 9D). Já o grupo Baixo ΣETR apresenta comportamento similar àquele do grupo Baixa Gd/Yb

para esses elementos, divergindo claramente no que diz respeito à razão Rb/Sr, pois os valores de Sr (266,0 ppm) são mais elevados e os de Rb (124,4 ppm), mais baixos nos primeiros (Figuras 7B-7D).

Os grupos distinguidos mostram diferenças expressivas no comportamento dos ETR (Tabela 3 e Figura 8): (i) o grupo Alta La/Yb possui ΣETR variando entre 198 e 636 ppm, é caracterizado pelas altas razões (La/Yb)_N, que variam entre 42,74 e 262,40, elevado fracionamento entre os ETR pesados [(Gd/Yb)_N = 3,04-7,07], com forma côncava no padrão dos mesmos, e por uma moderada a forte anomalia negativa de Eu, com Eu/Eu* variando entre 0,28 a 0,60; (ii) o grupo Baixa La/Yb possui ΣETR variando entre 227 e 424 ppm e se diferencia por apresentar baixas razões (La/Yb)_N (13,03-42,64) devido ao seu maior conteúdo em ETR pesados em relação ao grupo anterior, com um fracionamento moderado entre os últimos [(Gd/Yb)_N = 2,21-2,86], além de acentuadas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,15-0,43); (iii) as rochas do grupo Baixa Gd/Yb mostram ΣETR entre 63 e 177 e são caracterizadas por apresentar menores conteúdos de ETR leves, baixas razões (La/Yb)_N, entre 5,67 e 22,15, padrões horizontalizados dos ETR pesados [(Gd/Yb)_N = 1,16-1,69], além de anomalias negativas de Eu moderadas a fortes (Eu/Eu* = 0,27-0,66); e (iv) o grupo Baixo ΣETR é caracterizado pelo menor conteúdo de ETR (39-143 ppm), com razões (La/Yb)_N moderadas a altas (27,35-73,07) e anomalias de Eu fracas (Eu/Eu* = 0,66-1,06).

Nos diagramas binários das Figuras 9A-9C, que confrontam variáveis que indicam o grau de fracionamento e o conteúdo dos ETR, os quatro grupos tendem a ocupar campos claramente distintos. No diagrama Yb_N versus (Gd/Yb)_N (Figura 9A), os grupos mais empobrecidos em ETR pesados (Alta La/Yb e Baixo ΣETR) apresentam os menores valores de Yb_N, com o grupo Alta La/Yb mostrando razão (Gd/Yb)_N ligeiramente mais elevada, enquanto os grupos com maiores conteúdos de ETR pesados (Baixa La/Yb e Baixa Gd/Yb) possuem valores similares de Yb_N, com o último apresentando os menores valores da razão Gd/Yb.

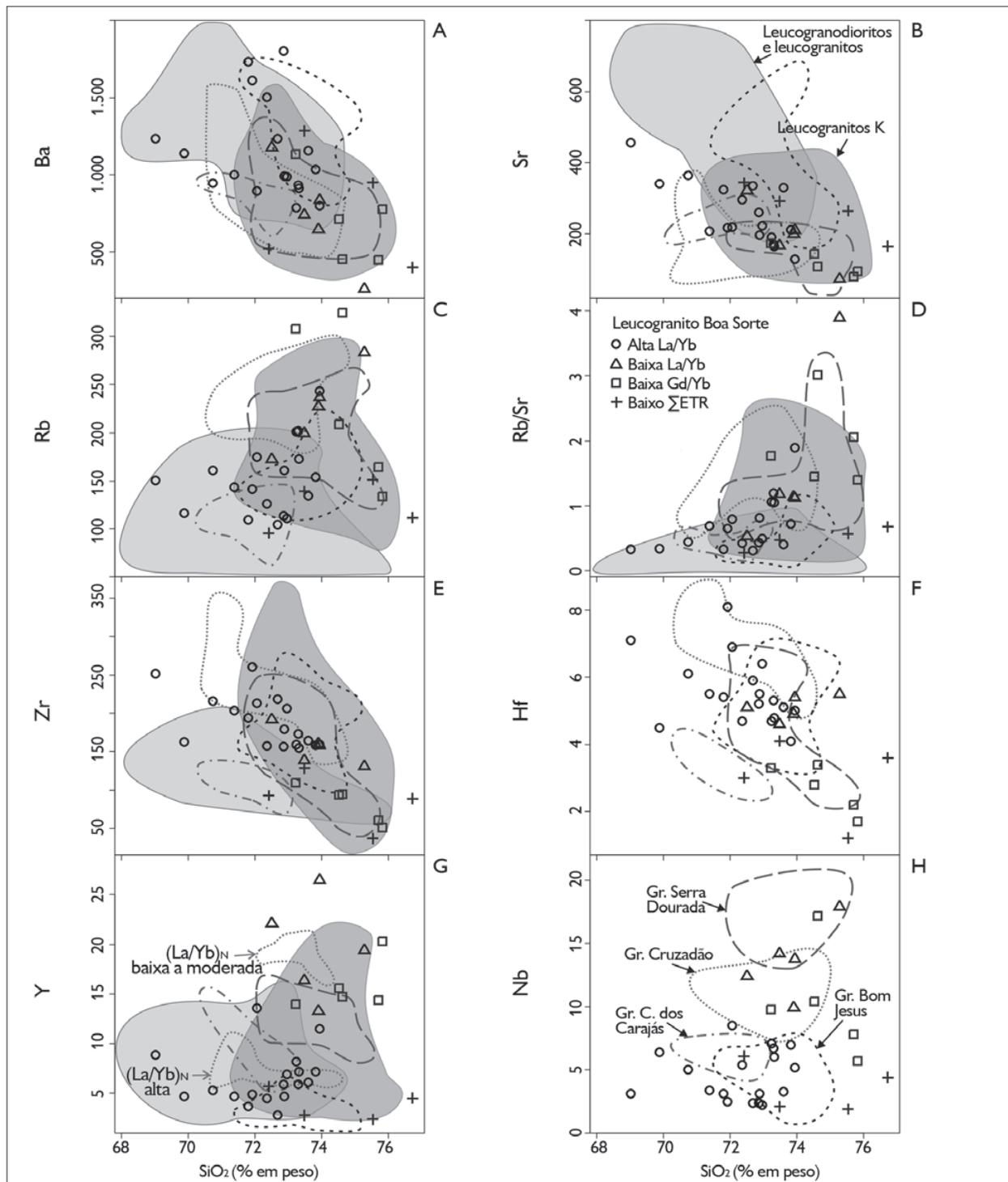


Figura 7. Diagramas de Harker para os elementos-traço (ppm) do Granito Boa Sorte. São apresentados para comparação os campos dos grupos de leucogranitos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2013) e dos corpos leucograníticos do Subdomínio de Transição (região de Canaã dos Carajás; Feio & Dall'Agnol, 2012).



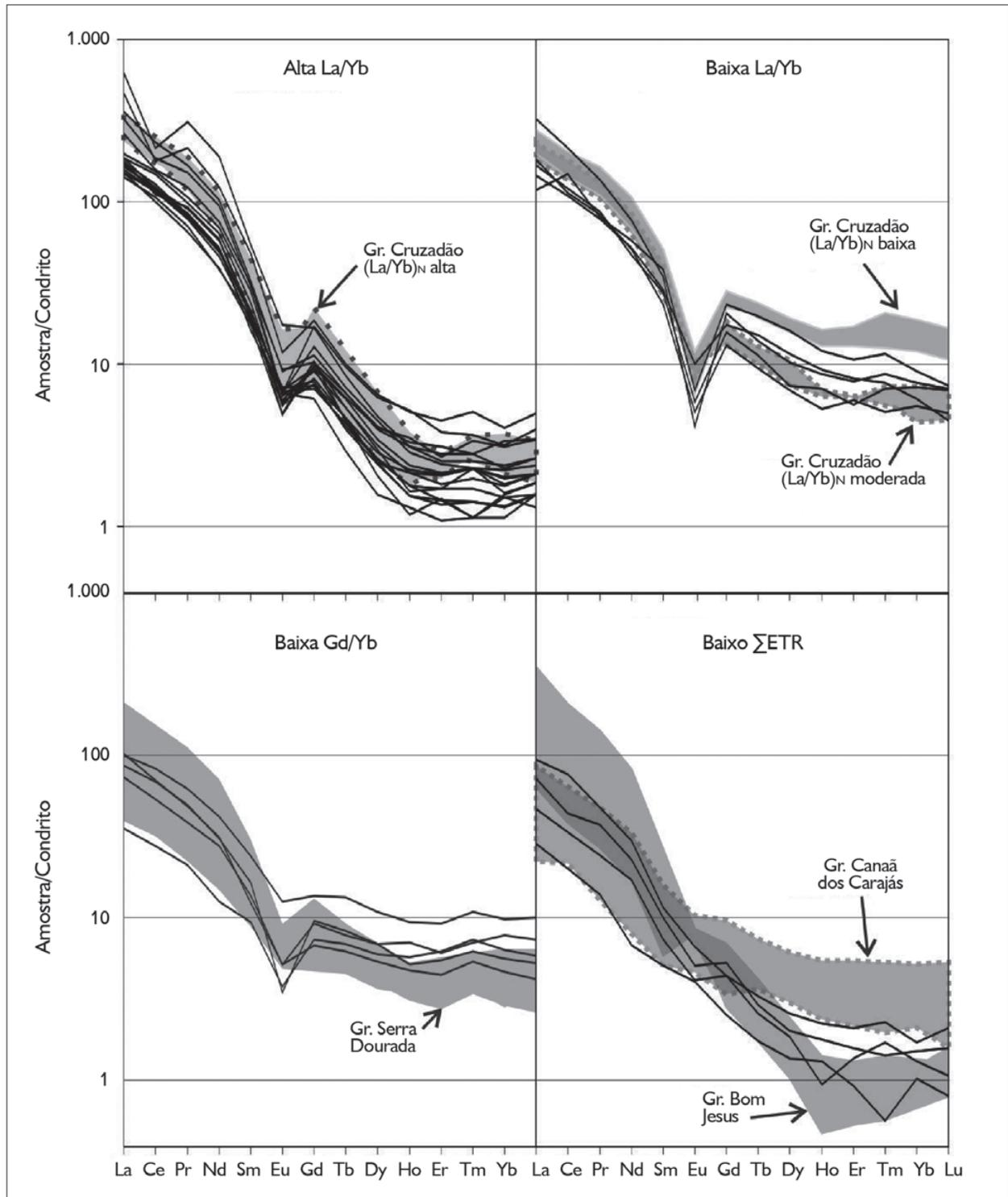


Figura 8. Padrões de elementos terras raras (ppm) do Granito Boa Sorte. São apresentados para comparação os campos referentes aos padrões dos corpos leucograníticos da região de Canaã dos Carajás (Feio & Dall'Agnol, 2012). Condrito conforme Evensen *et al.* (1978).

tempo, os menores valores para essas duas variáveis, o que as afasta do *trend* definido pelos demais grupos.

Classificação e série magmática

No diagrama P-Q (Figura 10A), são observadas composições monzograníticas e sienograníticas para os grupos Alta e Baixa La/Yb, os quais definem um *trend* intermediário entre os típicos *trends* cálcio-alcálico e subalcálico. Por outro lado, as amostras dos grupos Baixa Gd/Yb e Baixo Σ ETR não seguem qualquer dos padrões indicados no gráfico. Já no diagrama K/Na versus A/CNK (Figura 10B), utilizado para distinguir os granitoides nearqueanos do Cráton Dharwar, a maioria das amostras do GBS plotam no campo dos granitos originados a partir da fusão de crosta TTG.

O diagrama $100(\text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$ versus $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeO}_t + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Figura 10C) mostra que parte das amostras com conteúdos de SiO_2 mais baixos plotam no campo cálcio-alcálico e fortemente peraluminoso, com três delas caindo muito próximas ou no interior do campo alcálico, e evoluem, de acordo com o aumento da SiO_2 , para o campo de convergência de rochas alcálicas e cálcio-alcálicas fortemente fracionadas. Isto, aliado ao baixo ou moderado conteúdo de HFSE, como Zr, Hf, Y e Nb, sugere que o leucogranito estudado não possui características de um granito tipo A ou alcálico (Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1992; Sylvester, 1994). Tal hipótese é reforçada pelo fato de os granitos estudados diferirem em termos geoquímicos dos granitos da Suíte Planalto, que apresentam afinidade com granitos tipo A (Feio *et al.*, 2012).

As rochas do GBS são levemente peraluminosas, com razões A/CNK variando entre 1,007 e 1,073 (Tabela 3; Figura 10D). Apesar da presença ocasional de pequenas quantidades modais de muscovita (Tabela 2), a ausência de outros minerais aluminosos de origem magmática, como alumino-silicatos, granada e/ou cordierita nessas rochas, indica que o GBS não é tampouco um granito tipo S ou fortemente peraluminoso (Chappell & White, 1974; Miller, 1985; Sylvester, 1994). Nesse sentido,

Chappell *et al.* (2012) mostraram que muitos granitos tipo I são levemente peraluminosos, apesar de possuírem fontes tipicamente metaluminosas. Isso estaria relacionado ao fato de o processo de fusão parcial por desidratação da fonte geradora do magma se situar em pressões abaixo do campo de estabilidade da granada. Nessas condições, rochas metaígneas contendo biotita e anfíbólio fundiriam incongruentemente gerando piroxênio e um líquido félsico peraluminoso. Em temperaturas mais elevadas, Ca e outros componentes do clinopiroxênio seriam adicionados ao líquido, que eventualmente se tornaria metaluminoso (Chappell *et al.*, 2012).

Portanto, em termos dos elementos maiores, o GBS apresenta características transicionais entre cálcio-alcálico e levemente alcálico e, embora os elementos-traço também não mostrem caráter alcálico típico, a diminuição das razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ e o aumento de Nb, Y e Yb do grupo Alta La/Yb para o grupo Baixa La/Yb revelam uma tendência no aumento da alcalinidade.

GEOCRONOLOGIA Pb-Pb E U-Pb EM ZIRCÃO

Os cristais de zircão das amostras analisadas são prismáticos, com formas alongadas (razões comprimento/largura entre 1,5:1 e 3:1) e muitas vezes com faces bem formadas (Figura 11). Em imagens por catodoluminescência, os mesmos mostram um zoneamento oscilatório, com coloração cinza-escuro (Figura 12B), algumas vezes apresentando núcleos com formas arredondadas ou irregulares e com feições de reabsorção, que se destacam pela coloração mais clara em relação às bordas (núcleos herdados; Figura 12A). A presença desses núcleos é uma limitação para datações pelo método Pb-Pb por evaporação, pois ocasionou grande dispersão dos resultados devido a idades híbridas fornecidas por análises com contribuições parciais do núcleo e da borda dos cristais. Daí a importância do método U-Pb por LA-MC-ICP-MS, que, com a análise pontual, pode tornar nula a influência dos núcleos herdados sobre o resultado analítico, além de poder indicar histórias magmáticas e/ou metamórficas em um mesmo cristal.

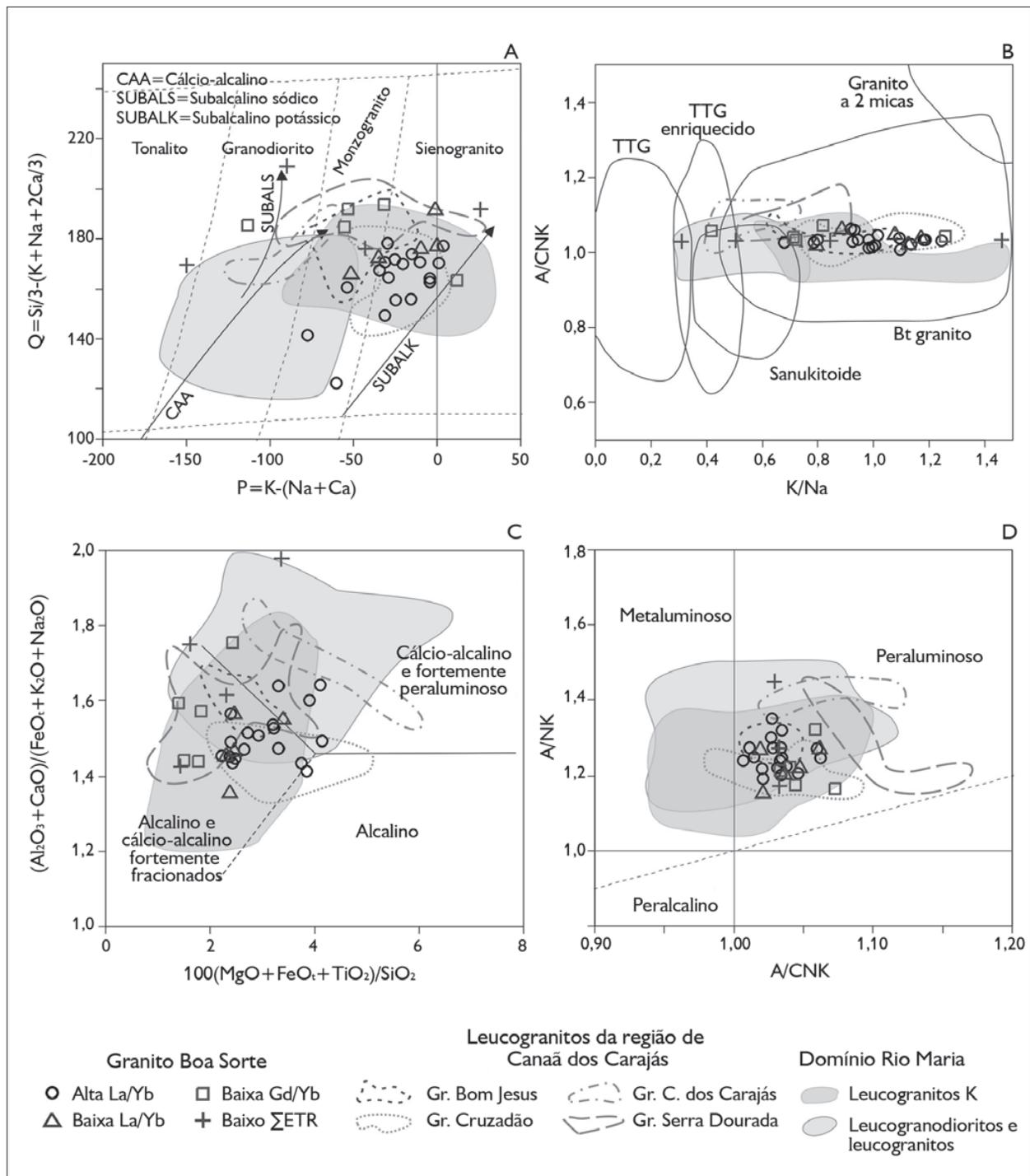


Figura 10. Diagramas de classificação geoquímica para o Granito Boa Sorte: A) P-Q (Debon & Le Fort, 1988); B) K/Na versus A/CNK (campos de Moyen *et al.*, 2003); C) $100(MgO + FeO + TiO_2)/SiO_2$ versus $(Al_2O_3 + CaO)/(FeO + Na_2O + K_2O)$ (Sylvester, 1989); D) A/CNK versus A/NK (Shand, 1950). São indicados os campos dos grupos de leucogranitos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2013) e dos corpos leucograníticos do subdomínio de transição (região de Canaã dos Carajás, Feio & Dall'Agnol, 2012) para comparação. Legenda: Bt = biotita.

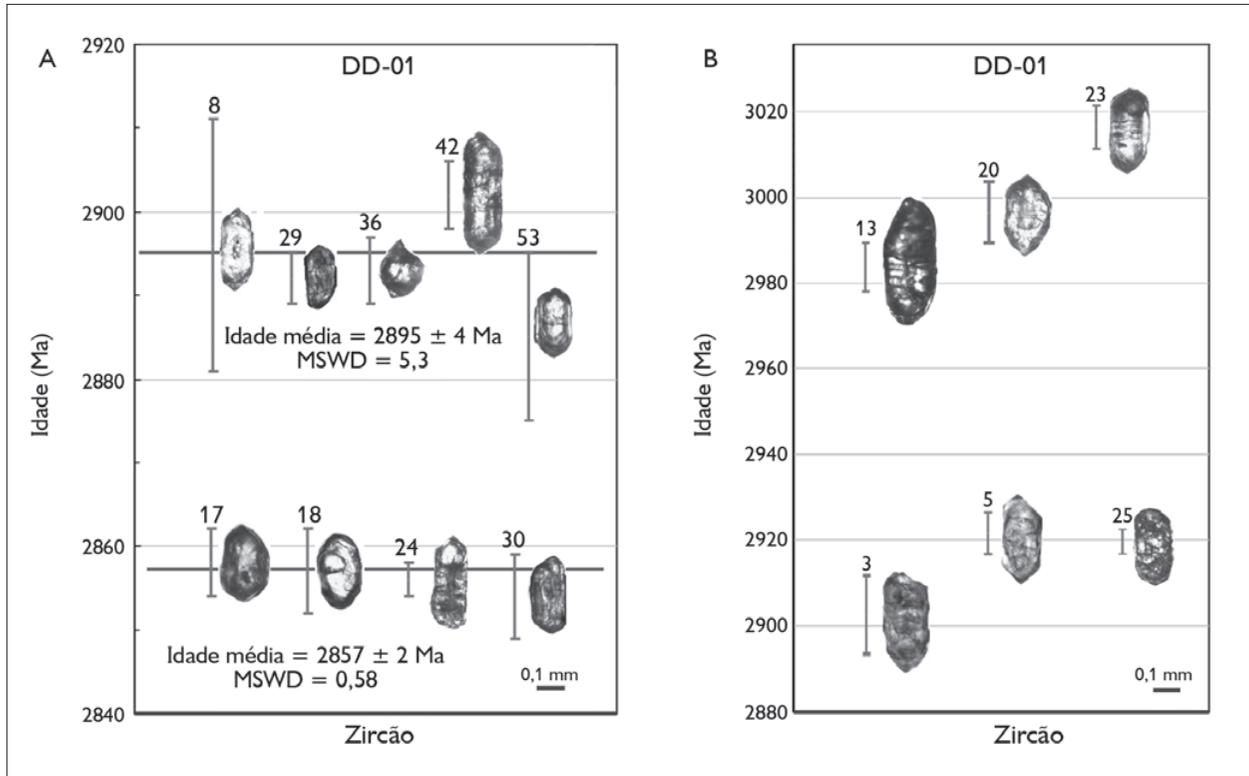


Figura 11. Diagramas de idade por evaporação de Pb em zircão da amostra DD-01: A) idades calculadas a partir das etapas de mais alta temperatura, representadas pelas linhas horizontais mais grossas; B) patamares de idade cujo cálculo não foi possível. As linhas verticais representam o erro analítico para cada cristal. Legenda: MSWD = Mean Squares of the Weighted Deviated.

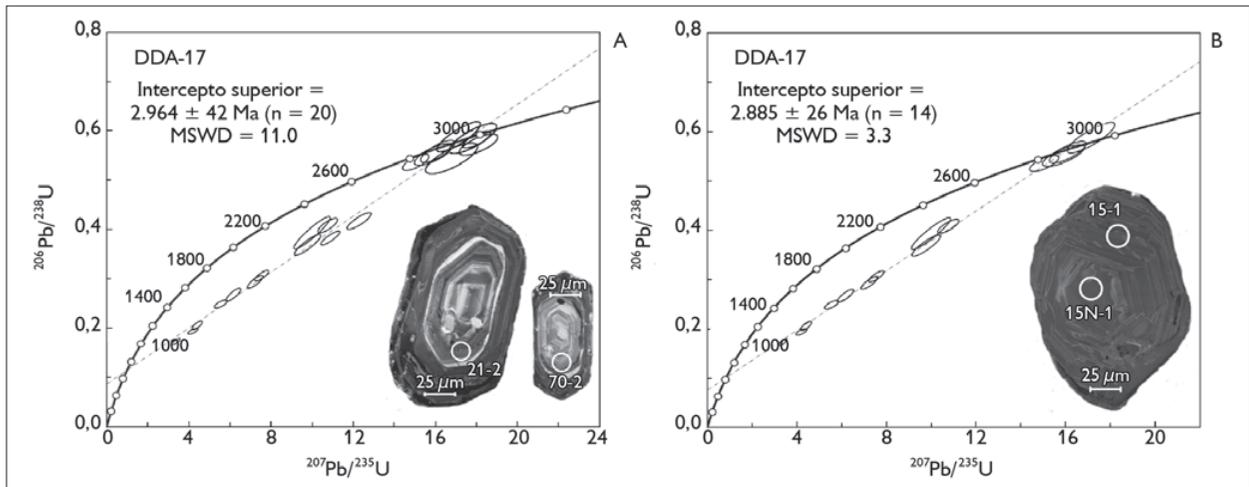


Figura 12. Diagramas concórdia U-Pb por LA-MC-ICP-MS da amostra DDA-17: A) discórdia obtida a partir das vinte análises apresentadas na Tabela 5. As imagens mostram cristais de zircão com núcleos herdados onde foram feitos os pontos 21-2 e 70-2; B) discórdia obtida a partir das mesmas análises, excetuando seis análises de núcleos interpretados como sendo herdados. A imagem mostra um cristal sem núcleo herçado, onde foram efetuados dois pontos de mesma idade: 15N-1, na porção central, e 15-1, na borda do cristal. Legenda: MSWD = Mean Squares of the Weighted Deviated.

Resultados Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão

Por esse método foram analisados 56 cristais da amostra DD-01 (monzogranito do grupo Alta La/Yb; Tabelas 2 e 3), sendo que apenas 15 foram considerados adequados para a interpretação dos resultados. Dessa forma, foram observados quatro patamares de idades, onde os cristais 17, 18, 24 e 30 apresentaram uma idade média de 2.857 ± 2 Ma (Mean Squares of the Weighted Deviated – MSWD = 0,58), e os cristais 8, 29, 36, 42 e 53 uma idade de 2.895 ± 4 Ma (MSWD = 5,3). Para os outros dois patamares não foram calculadas idades médias, pois estas resultariam em valores de MSWD muito elevados, sendo um deles definido pelos cristais 3, 5 e 25, com idades próximas de 2,92 Ga, e o outro pelos cristais

13, 20 e 23, com idades de aproximadamente 3,0 Ga (Tabela 4; Figura 11).

Resultados U-Pb por LA-MC-ICP-MS em zircão

Foram realizadas 30 análises pontuais em 26 cristais de zircão da amostra DDA-17 (sienogranito do grupo Baixa La/Yb; Tabelas 2 e 3). De acordo com os critérios utilizados, 20 pontos definem uma linha discórdia (MSWD = 11) com intercepto superior em 2.964 ± 42 Ma (Figura 12A), que é derivada tanto de cristais desprovidos de núcleos, quanto daqueles que apresentam núcleos e bordas bem definidos. Com a exclusão de seis pontos referentes a análises obtidas em núcleos de cristais, que foram interpretados como sendo herdados (Tabela 5), tem-se uma linha discórdia (MSWD = 3,3) com intercepto superior em 2.885 ± 26 Ma (Figura 12B).

Tabela 4. Resumo dos dados isotópicos por evaporação de Pb em zircão do Granito Boa Sorte. Legendas: * = razões corrigidas do Pb comum; MSWD = Mean Squares of the Weighted Deviated.

Amostra	Cristal	Número de razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2s	Idade (Ma)
DD-01	17	38/42	0,000144	0,000025	0,10774	0,01303	0,20393	0,00044	2.858 ± 4
	18	16/68	0,00037	0,000024	0,09788	0,00314	0,20378	0,00063	2.857 ± 5
	24	44/60	0,00041	0,000004	0,04349	0,00094	0,2037	0,00026	2.856 ± 2
	30	30/30	0,00054	0,000013	0,06029	0,00148	0,2034	0,00062	2.854 ± 5
	Média	128/200							2.857 ± 2
									(MSWD = 0,58)
DD-01	8	38/76	0,000335	0,000027	0,05674	0,00065	0,20877	0,00188	2.896 ± 15
	29	38/70	0,000125	0,000015	0,07732	0,00058	0,20824	0,00037	2.892 ± 3
	36	32/48	0,000241	0,000012	0,07867	0,00089	0,20837	0,00057	2.893 ± 4
	42	38/86	0,000145	0,000006	0,06242	0,0002	0,20947	0,0005	2.902 ± 4
	53	32/46	0,00012	0,000015	0,06257	0,00162	0,20735	0,00133	2.885 ± 10
	Média	178/326							2.895 ± 4
								(MSWD = 5,3)	
DD-01	3	16/16	0,000062	0,00001	0,04726	0,0004	0,20956	0,00119	2.903 ± 9
	5	30/44	0,000314	0,000023	0,10052	0,00125	0,21209	0,00069	2.922 ± 5
	25	18/18	0,000369	0,000006	0,04613	0,00042	0,21178	0,00035	2.920 ± 3
DD-01	13	12/12	0,000162	0,000027	0,15026	0,00112	0,22032	0,00088	2.984 ± 6
	20	30/32	0,000104	0,000004	0,16015	0,001	0,22212	0,00094	2.997 ± 7
	23	34/38	0,000337	0,000019	0,15334	0,00453	0,22493	0,00074	3.017 ± 5



Tabela 5. Resumo dos resultados U-Pb por LA-ICP-MS para os cristais de zircão da amostra DDA-17. Legendas: -1 = cristal homogêneo; -2 = núcleo; -3 = borda; * = pontos excluídos na concórdia da Figura 12B; Conc. (%) = grau de concordância.

Ponto	Razões isotópicas									Idades (Ma)						
	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (%)	Conc. (%)
43-1	0,507	4835	0,1412	1,70	3,3656	2,39	0,1729	1,68	0,83	2242	29,1	1496	18,6	1028	16,0	45,8
58-3	0,481	20904	0,1570	1,95	4,1949	2,41	0,1938	1,42	0,75	2423	33,1	1673	19,8	1142	14,8	47,1
04-1	0,624	1412	0,1553	1,46	4,4014	2,38	0,2056	1,86	0,78	2405	24,6	1713	19,5	1205	20,7	50,1
14-1	0,448	38436	0,1615	1,93	5,5429	2,36	0,2489	1,36	0,72	2472	32,5	1907	20,3	1433	17,5	58,0
31-1	0,629	6154	0,1670	1,32	6,1638	2,38	0,2677	1,98	0,83	2528	22,0	1999	20,6	1529	26,9	60,5
36-1	0,418	56196	0,1784	1,18	7,2302	2,15	0,2940	1,80	0,83	2638	19,6	2140	19,2	1661	26,4	63,0
26-1	0,796	8760	0,1783	1,07	7,5402	1,81	0,3067	1,46	0,80	2637	17,6	2178	16,1	1724	22,1	65,4
24-1	0,516	45011	0,1921	1,24	9,7751	2,65	0,3690	2,35	0,88	2761	20,3	2414	24,4	2025	40,8	73,3
30-1	0,286	5121	0,1841	1,33	9,9850	3,63	0,3933	3,37	0,93	2690	21,8	2433	33,0	2138	61,2	79,5
45-1	0,336	9587	0,1910	1,11	10,7513	1,81	0,4081	1,43	0,78	2751	18,2	2502	16,8	2206	26,7	80,2
42-2*	0,371	6279	0,2066	0,85	10,8878	1,75	0,3823	1,53	0,87	2879	13,7	2514	16,1	2087	27,2	72,5
25-2*	0,105	17643	0,2133	1,02	12,2801	1,97	0,4176	1,68	0,85	2931	16,5	2626	18,5	2249	32,0	76,8
32-1	0,346	674818	0,2034	1,20	15,0403	1,75	0,5362	1,27	0,71	2854	19,6	2818	16,6	2768	28,5	97,0
15N-1	0,327	241283	0,2089	1,73	15,9032	2,39	0,5520	1,66	0,76	2897	28,0	2871	22,9	2834	38,0	97,8
15-1	0,348	230799	0,2091	1,31	16,1016	2,11	0,5585	1,65	0,78	2899	21,3	2883	20,1	2860	38,0	98,7
03-2*	0,304	16435	0,2238	1,98	16,7818	3,07	0,5438	2,35	0,76	3008	31,8	2922	29,5	2799	53,5	93,1
08-1	0,354	94444	0,2113	1,34	17,1325	2,53	0,5879	2,15	0,85	2916	21,7	2942	24,3	2981	51,3	102,2
22-2*	0,324	429622	0,2212	1,63	17,8277	2,67	0,5844	2,12	0,79	2990	26,2	2980	25,7	2967	50,5	99,2
70-2*	0,529	92668	0,2240	0,99	17,9969	1,55	0,5828	1,20	0,76	3009	15,8	2990	14,9	2960	28,4	98,4
21-2*	0,637	18776	0,2297	1,46	18,1100	2,12	0,5719	1,53	0,72	3050	23,4	2996	20,4	2916	35,9	95,6

DISCUSSÕES

INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os resultados obtidos por evaporação de Pb são de difícil interpretação, indicando uma origem complexa para as rochas do GBS. Os cristais com idades mais antigas, cerca de 3,00 Ga, seriam provenientes de rochas contemporâneas ao ortogranulito félsico datado por Pidgeon *et al.* (2000) em 3.002 ± 14 Ma (SHRIMP) e correlacionadas ao Ortogranulito Chicrim-Cateté. Os resultados em torno de 2,92 Ga e aquele de 2.895 ± 4 Ma podem originar-se de diferentes contribuições do núcleo e da borda dos

cristais e, portanto, não teriam significado geológico. Já o resultado de 2.857 ± 2 Ma poderia ser correlacionado ao obtido por Machado *et al.* (1991; 2.859 ± 2 Ma; Tabela 1), para o que eles interpretaram como sendo um leucossoma granítico pertencente ao Complexo Xingu da região da Serra Leste, porção norte do Domínio Carajás. Porém, com base em dados texturais e estruturais, Barros *et al.* (2010) reinterpretaram aquele resultado e o atribuíram à idade de cristalização de biotita-granitos até então não individualizados do Complexo Xingu e não à migmatização desse complexo.

O resultado de 2.885 ± 26 Ma (LA-MC-ICP-MS), obtido na análise de cristais sem núcleos herdados, ou

das bordas de cristais que os apresentam (Tabela 5), é considerado como a idade de cristalização do GBS. Porém, esta possui um erro analítico alto, que acaba superpondo os valores obtido por evaporação de Pb (2.857 ± 2 e 2.895 ± 4 Ma). A correspondência desse resultado com os de outras unidades geológicas já mapeadas na porção sul do Domínio Carajás, como aqueles obtidos por Gabriel *et al.* (2010a) para os granodioritos Água Azul e Água Limpa (2.880 ± 1 Ma; Pb-Pb em zircão), reforça a interpretação de que tal resultado corresponda à idade de formação do GBS.

Outra interpretação seria considerar o resultado 2.895 ± 4 Ma (Pb-Pb) como a idade de cristalização, com o mais novo sendo o resultado de perda de Pb. Dessa forma, o resultado de 2.857 ± 2 Ma (Pb-Pb) é interpretado como idade mínima de cristalização para o GBS.

Esta se aproxima daqueles resultados obtidos para os leucogranitos potássicos do Domínio Rio Maria, exemplificados pelos granitos Xinguara e Mata Surrão, de aproximadamente 2,87 Ga (Tabela 1). No Subdomínio de Transição, superpõe-se aos resultados obtidos para os granitos Cruzadão (2.857 ± 8 Ma) e Serra Dourada (2.860 ± 22 Ma), sendo também marcante a presença de cristais herdados com idades mais antigas que 3,00 Ga nos granitos Cruzadão, Bom Jesus e Canaã dos Carajás. Este último mostra ainda idades interpretadas como sendo de cristalização (2.928 ± 1 e 2.959 ± 6 Ma), similares àquelas aqui interpretadas como híbridas (mistura entre os núcleos herdados e as bordas dos cristais) para o GBS ($\sim 2,92$ Ga e 2.964 ± 42 Ma, Tabela 1).

COMPARAÇÕES COM OUTROS GRANITOIDES DA PROVÍNCIA CARAJÁS

As composições modais apresentadas neste trabalho (Figura 4; Tabela 2), permitem distinguir o GBS dos seguintes granitoides que ocorrem na Província Carajás: (i) das associações TTG e demais grupos de tonalitos-trondhjemitos, pelo baixo conteúdo modal de álcali feldspato; (ii) dos tipos sanukitoides, por apresentarem composições granodioríticas dominantes e conteúdos expressivos de minerais máficos, com destaque

para anfibólio e epidoto magmático (Oliveira *et al.*, 2011; Gabriel & Oliveira, 2014); e (iii) da Suíte intrusiva Planalto, formada por rochas monzograníticas a sienograníticas, devido ao conteúdo elevado de minerais ferromagnesianos e presença expressiva de anfibólio (Feio *et al.*, 2012). Por outro lado, como a mineralogia e as proporções relativas de cada fase do GBS são muito similares àquelas identificadas nos grupos de leucogranitos individualizados no Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2013) e na região de Canaã dos Carajás (Feio *et al.*, 2013), torna-se evidente a importância de aprofundar a comparação utilizando dados geoquímicos.

Domínio Rio Maria

Em relação aos dois grupos individualizados por Almeida *et al.* (2013) no Domínio Rio Maria (leucogranitos potássicos e leucogranodioritos-granitos de alto Ba-Sr), o GBS apresenta semelhanças com o grupo de leucogranitos potássicos, em especial as amostras dos grupos Alta e Baixa La/Yb com teor de SiO₂ superior a 71,5%, já que aqueles do Domínio Rio Maria apresentam menor variação no conteúdo deste óxido, e os grupos Baixa Gd/Yb e Baixo Σ ETR mostram uma considerável dispersão de suas amostras (Figuras 6-7). Essa afinidade também é observada no diagrama de classificação P-Q (Figura 10A).

Por outro lado, o GBS se diferencia do grupo de leucogranodioritos-granitos do Domínio Rio Maria por apresentar um caráter mais evoluído, com maior enriquecimento em SiO₂ e também conteúdos significativamente menores de Al₂O₃, CaO, Na₂O, Ba, Sr (Figuras 6A-6B, 6E, 7A-7B), relação $(Sr/Y)/(La/Yb)_N < 1$ (Figura 9C) e valores mais elevados de K₂O, Rb e das razões FeO_t/(FeO_i + MgO) e Rb/Sr (Figuras 6D, 6F, 7C-7D), assim como anomalias negativas de Eu mais acentuadas ($Eu/Eu^* < 0,6$; Figura 9B). Entretanto, o grupo Baixo Σ ETR mostra certas afinidades com o grupo de leucogranodioritos-granitos, principalmente no que diz respeito à relação $(Sr/Y)/(La/Yb)_N > 1$ e as fracas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* > 0,6$) de suas amostras (Figuras 9B-9C). Por fim, o GBS se distingue dos grupos

de leucogranitos do Domínio Rio Maria por apresentar um caráter essencialmente peraluminoso, enquanto os últimos possuem um comportamento transicional de metaluminosos a peraluminosos (Figura 10D).

Região de Canaã dos Carajás/Domínio Carajás

Nos diagramas de variação (Figuras 6-7), nota-se forte superposição entre os campos definidos pelas amostras do GBS com aqueles das intrusões leucograníticas individualizados por Feio & Dall'Agnol (2012). Dentro desse contexto, as amostras dos grupos Alta e Baixa La/Yb mostram afinidades com os campos do Granito Cruzadão em termos de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Ba e Y (Figuras 6A, 6E-6F, 7A, 7G). Porém, o Granito Cruzadão tende a ser mais pobre em CaO e Sr (Figuras 6B, 7B) e enriquecido em Rb, Zr e Hf (Figuras 7C, 7E-7F, 9D), o que lhe confere um caráter transicional entre cálcio-alcálico a alcálico (Feio & Dall'Agnol, 2012), enquanto aqueles grupos do GBS apresentam afinidades com granitos cálcio-alcálicos, transicionando para granitos alcálicos de modo menos acentuado. Observando-se os padrões de ETR, existe ainda uma boa correspondência entre os grupos Alta e Baixa La/Yb com aqueles de alta razão $(La/Yb)_N$ e moderada a baixa razão $(La/Yb)_N$, respectivamente, do Granito Cruzadão (Figuras 8, 9B).

O grupo Baixa Gd/Yb se assemelha ao Granito Serra Dourada devido aos baixos conteúdos em K_2O , Zr e Hf, moderados em Y e altos em Na_2O e nas razões Rb/Sr (Figuras 6E-6F, 7D-7G, 9D), bem como às moderadas anomalias negativas de Eu e ao baixo conteúdo de ETR leves apresentados pelo Granito Serra Dourada, que por sua vez possui razões $(Gd/Yb)_N$ levemente maiores que o grupo Baixa Gd/Yb (Figuras 8, 9B).

O grupo Baixo Σ ETR, apesar dos valores mais elevados de SiO_2 , tende a mostrar algumas semelhanças com o Granito Canaã dos Carajás, como baixas razões Rb/Sr, também baixos K_2O , Zr e Hf, razões $(Sr/Y)/(La/Yb)_N > 1$ (Figura 9C) e padrões de ETR, apesar de o Granito Canaã dos Carajás ser mais enriquecido em ETR pesados. Já o

Granito Bom Jesus se diferencia dos demais pelos valores mais elevados de Ba e Sr (Figuras 7A-7B), apresentando ainda elevado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves, similar ao grupo Alta La/Yb, porém com razões $(La/Yb)_N$ maiores (Figura 9C) e anomalias negativas de Eu pouco evidentes (Figura 9B).

Nos diagramas P-Q (Figura 10A) e $100(MgO + FeO_t + TiO_2)/SiO_2$ versus $(Al_2O_3 + CaO)/(FeO_t + Na_2O + K_2O)$ (Figura 10C), a maioria das amostras dos grupos Alta e Baixa La/Yb, principalmente as mais enriquecidas em SiO_2 , plota no campo definido pelo Granito Cruzadão, e as do grupo Baixa Gd/Yb, no campo do Granito Serra Dourada. Já o diagrama de Shand (1950; Figura 10D) mostra que, similarmente às amostras do GBS, os leucogranitos de Canaã dos Carajás são essencialmente peraluminosos, onde as amostras do GBS ocupam principalmente os campos dos granitos Bom Jesus e Cruzadão, uma vez que os granitos Serra Dourada e Canaã dos Carajás possuem valores de A/CNK levemente superiores.

BREVES CONSIDERAÇÕES SOBRE MICROTTECTÔNICA

No que tange às condições de temperatura atuantes durante a deformação das rochas do GBS, os feldspatos se comportam ductilmente, desenvolvendo feições como extinção ondulante, *kink bands* e neogrãos, em condições de médio grau e temperaturas entre 450 e 600 °C (Passchier & Trouw, 2005). Segundo esses mesmos autores, se a temperatura continua relativamente elevada ao fim da deformação, mecanismos de recuperação, recristalização e redução de limites de grãos podem continuar atuando no sentido de reduzir a energia interna do sistema. A combinação desses processos é conhecida como recristalização estática (Evans *et al.*, 2001). Nas rochas estudadas há evidências desse processo, conforme indicado pelos agregados de neogrãos poligonalizados de feldspatos e quartzo associados às micas orientadas (Figura 5H), cujas formas são resultantes dos diferentes graus de anisotropia em relação à energia nos limites

dos cristais (Vernon, 1976). Já com relação às condições de pressão exercida durante a deformação de granitos, os limites são menos precisos, porém, segundo Scholz (1988), os feldspatos assumem um comportamento dúctil a profundidades de 15 a 21 km, sob pressão de 6 ± 1 kbar.

A presença nas rochas foliadas de cristais de muscovita com faces definidas e em contato reto com a biotita poderia, a princípio, sugerir uma origem primária para aquele mineral e uma possível afinidade dessas rochas com os granitos peraluminosos e do tipo S, ou a duas micas. Porém, tais cristais são aqui interpretados como produtos da deformação, e as características geoquímicas dessas rochas apontam para uma afinidade cálcio-alcalina e do tipo I, assemelhando-se ainda aos biotita-granitos do Cráton Dharwar (Moyen *et al.*, 2003).

GEOQUÍMICA E IMPLICAÇÕES PETROLÓGICAS

Os quatro grupos geoquímicos do GBS, distinguidos, sobretudo, pelas variações nas razões $(La/Yb)_N$ e na amplitude da anomalia negativa de Eu, podem ser sumarizados da seguinte forma:

(i) os grupos Alta La/Yb e Baixo Σ ETR mostram um acentuado fracionamento de ETR pesados, com padrão côncavo dos mesmos e anomalias negativas de Eu acentuadas no caso do primeiro, enquanto que o segundo exibe anomalias de Eu discretas ou inexpressivas. Esses padrões sugerem que fases com alta afinidade por ETR pesados, como anfibólio e, eventualmente, granada, foram fracionadas, podendo ter sido retidas no resíduo da fusão. Além disso, o plagioclásio deve ter sido uma importante fase fracionante durante a evolução magmática das rochas do grupo Alta La/Yb, dada a intensidade das anomalias negativas de Eu (Ragland, 1989; Rollinson, 1993; Feio & Dall'Agnol, 2012), enquanto que teria tido participação limitada entre as fases fracionantes no grupo Baixo Σ ETR. Adicionalmente, os processos deformacionais podem ajudar a explicar o baixo conteúdo em ETR e as anomalias de Eu nulas ou discretas do grupo Baixo Σ ETR. Esse grupo é composto exclusivamente por rochas intensamente deformadas, com

algumas delas apresentando composições modais e químicas contraditórias, como a EDC-36A e a EDC-43, que são monzogranitos no diagrama Q-A-P e tonalito e granodiorito, respectivamente, no diagrama geoquímico P-Q, e ainda pela EDC-46A, que apresenta conteúdo elevado de quartzo (46,2%) e baixo de plagioclásio (14,2%), todas com conteúdo desprezível de minerais acessórios e, em geral, também de biotita (Tabela 2). Tais aspectos sugerem que a deformação pode ter atuado na segregação de minerais com competências diferentes, empobrecendo as rochas do grupo Baixo Σ ETR em minerais máficos e acessórios, o que refletiria em alguns aspectos no comportamento dos elementos-traço, como nos teores baixos em Zr, Hf, Y e ETR pesados, que possuem alta afinidade com zircão, e ETR leves, de alta afinidade com allanita (Rollinson, 1993).

(ii) Os grupos Baixa La/Yb e Baixa Gd/Yb apresentam um discreto fracionamento de ETR pesados, indicando ausência de anfibólio e granada no resíduo da fusão. Já o plagioclásio foi intensamente fracionado durante a geração dessas rochas, podendo ter sido retido no resíduo da fusão e/ou separado durante a evolução magmática, resultando nas suas acentuadas anomalias negativas de Eu. Vários autores atribuem a presença ou ausência desses minerais no resíduo a diferentes condições de pressão atuantes durante a fusão de protólitos crustais (Rapp *et al.*, 1991; Rapp & Watson, 1995; Almeida *et al.*, 2010; Chappell *et al.*, 2012). Para o grupo Baixa Gd/Yb, processos mais complexos, que ainda carecem de mais estudos para serem esclarecidos, parecem ter atuado na modificação da composição química primária. No mapa geológico da área (Figura 2), a distribuição das amostras do grupo Baixa Gd/Yb sugere uma relação espacial entre este e as rochas máficas do Diopsídio-Norito Pium, com uma das amostras ocorrendo nas proximidades da sequência de *greentone belts*. Este fato, aliado à escapolitização observada da amostra EDC-38, leva a pensar em possíveis efeitos de um metassomatismo sódico, já conhecido na região do Subdomínio de Transição (Sousa, 2007), que pode ter refletido nos conteúdos elevados de Na_2O e plagioclásio modal para este grupo (Tabelas 2 e 3).

Dessa forma, os grupos Alta La/Yb e Baixa La/Yb correspondem às amostras que mais se aproximam das composições químicas primárias. Estas tendem a mostrar as melhores correlações em diagramas de Harker, em que a diminuição nos conteúdos de CaO, Na₂O, Al₂O₃, FeO₁, Ba, Sr, Zr e Hf e aumento em K₂O e Rb são condizentes com um aumento na razão microclínio/plagioclásio e fracionamento de minerais máficos, incluindo acessórios como zircão e allanita, durante a evolução magmática (Rollinson, 1993).

CONCLUSÕES

Os dados de campo e petrográficos mostram que o GBS é composto predominantemente por biotita-leucomonzogranitos, mostrando diferentes níveis de recristalização de seus minerais essenciais, como resposta à deformação neoarqueana relacionada à inversão da Bacia Carajás (Pinheiro & Holdsworth, 1997). Esse corpo é intrusivo em TTG e sequências *greenstone belt*, e intrudido por corpos máficos relacionados ao Diopsídio-Norito Pium, mantendo ainda relações de contemporaneidade em seu limite sul com granodioritos relacionados àqueles de alto-Mg.

Os grupos geoquímicos do GBS se assemelham sob diversos aspectos aos diferentes corpos de biotita-leucogranitos mesoarqueanos da região de Canaã dos Carajás, identificados por Feio & Dall'Agnol (2012). Os grupos Alta La/Yb e Baixa La/Yb possuem maior afinidade com as variedades distinguidas no Granito Cruzadão, enquanto o grupo Baixo Σ ETR se aproxima das rochas do Granito Canaã dos Carajás e o grupo Baixa Gd/Yb, daquelas formadoras do Granito Serra Dourada. Entre as rochas do Domínio Rio Maria, o GBS possui maior afinidade geoquímica com os leucogranitos potássicos, sendo claramente distinguidos daqueles leucogranodioritos-granitos de alto Ba-Sr.

As características petrográficas e geoquímicas dessas rochas apontam para uma afinidade cálcio-alcálica, na classificação de Sylvester (1989), assemelhando-se ainda aos biotita-granitos do Cráton Dharwar (Moyen *et al.*, 2003), aos granitos de baixo Ca do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton, 1997), bem como aos subgrupos

CA2 (Alta La/Yb e Baixo Σ ETR) e CA1 (Baixa Gd/Yb e Baixa La/Yb) de granitos cálcio-alcálicos de Sylvester (1994) e dos tipo I peraluminosos do *Lachlan Fold Belt* (Chappell *et al.*, 2012).

Entre os quatro grupos geoquímicos distinguidos no GBS, os grupos Alta La/Yb e Baixa La/Yb correspondem às amostras que não tiveram suas composições químicas alteradas significativamente por processos metassomáticos ou deformacionais. Os padrões de ETR desses grupos sugerem que a rocha fonte dos magmas formadores do grupo Alta La/Yb pode ter fundido no campo de estabilidade da granada, muito provavelmente com a presença de anfibólio no resíduo, o que resultou no forte fracionamento de ETR pesados e um padrão côncavo dos mesmos. Já para o grupo Baixa La/Yb, é possível que a rocha fonte tenha sido fundida no campo de estabilidade do plagioclásio, devido ao baixo fracionamento de ETR pesados e às fortes anomalias negativas de Eu. Além disso, plagioclásio teria sido fracionado durante a cristalização das rochas de ambos os grupos, sendo responsável pelas anomalias negativas de Eu moderadas no grupo Alta La/Yb e mais acentuadas no grupo Baixa La/Yb. A cristalização fracionada de biotita, zircão e allanita, além do aumento na razão microclínio/plagioclásio durante a cristalização, são suficientes para explicar os *trends* observados nos diagramas de Harker.

De acordo com os dados geocronológicos apresentados, a formação do GBS se deu no Mesoarqueano, há pelo menos 2.857 ± 2 Ma, com diferentes patamares de idades, de até $\sim 3,00$ Ga, devido aos núcleos de cristais herdados presentes nos cristais de zircão analisados. Esses resultados se assemelham àqueles apresentados para os leucogranitos da região de Canaã dos Carajás. A correlação dos diferentes grupos geoquímicos e dos dados geocronológicos do GBS com esses corpos graníticos sugere que toda a região localizada desde as proximidades da cidade de Canaã dos Carajás até o norte-nordeste do município de Água Azul do Norte (Figura 1) tenha experimentado a atuação de processos magmáticos similares durante a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de mestrado ao primeiro autor e de produtividade em pesquisa ao segundo autor. Os autores agradecem ainda pela assistência de J. A. C. Almeida na etapa de campo; de M. A. Galarza Toro, na obtenção dos dados Pb-Pb por evaporação; de C. N. Lamarão, na obtenção das imagens de catodoluminescência; e de E. L. Dantas, nas análises por LA-MC-ICP-MS. Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (IG/UFGA), pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; aos revisores, pelas críticas que levaram ao aperfeiçoamento do artigo; ao IG/UFGA, pelo suporte técnico. Por fim à Fundação Amazônia Paraense de Amparo à Pesquisa (FAPESPA, Processo nº 133/2008 0); ao convênio Vale-FAPESPA (Edital 001/2010 – Instrumento de Concessão e Aceitação de Apoio Financeiro – ICAAF 053/2011); e Programa Institutos Nacionais de Ciência e Tecnologia (INCT) de Geociências da Amazônia (GEOCIAM, Processo nº 573733/2008-2), pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS

ALLING, H. L., 1938. Plutonic perthites. **The Journal of Geology** 46(2): 142-195.

ALMEIDA, F. F. M., Y. HASUI, B. B. B. NEVES & R. A. FUCK, 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews** 17(1-2): 1-29.

ALMEIDA, J. A. C., R. DALL'AGNOL, S. B. DIAS & F. J. ALTHOFF, 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. **Lithos** 120(3-4): 235-257.

ALMEIDA, J. A. C., R. DALL'AGNOL, M. A. OLIVEIRA, M. J. B. MACAMBIRA, M. M. PIMENTEL, O. T. RÄMÖ, F. V. GUIMARÃES & A. A. S. LEITE, 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. **Precambrian Research** 187(1-2): 201-221.

ALMEIDA, J. A. C., R. DALL'AGNOL & A. A. S. LEITE, 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 42: 103-126.

ALTHOFF, F. J., P. BARBEY & A. M. BOULLIER, 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). **Precambrian Research** 104(3-4): 187-206.

ARAÚJO, O. J. B., R. G. N. MAIA, X. S. JORGE JOÃO & J. B. S. COSTA, 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. **Anais do Congresso Latino-Americano de Geologia** 7: 324-338.

AVELAR, V. G., J. M. LAFON, F. C. CORREIA JR. & E. M. B. MACAMBIRA, 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. **Revista Brasileira de Geociências** 29(4): 453-460.

BARROS, C. E. M., P. BARBEY & A. M. BOULLIER, 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). **Tectonophysics** 343(1-2): 93-109.

BARROS, C. E. M., V. M. NASCIMENTO & C. A. MEDEIROS FILHO, 2010. Revisão da estratigrafia das rochas da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências** 40(2): 167-174.

BÜHN, B., M. M. PIMENTEL, M. MATTEINI & E. L. DANTAS, 2009. 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** 81(1): 99-114.

CHAMPION, D. C. & J. W. SHERATON, 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. **Precambrian Research** 83(1-3): 109-132.

CHAPPELL, B. W. & A. J. R. WHITE, 1974. Two contrasting granite types. **Pacific Geology** 8: 173-174.

CHAPPELL, B. W., C. J. BRYANT & D. WYBORN, 2012. Peraluminous I-type granites. **Lithos** 153: 142-153.

CONDIE, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. **Chemical Geology** 104(1-4): 1-37.

DALL'AGNOL, R., J. M. LAFON, L. M. FRAGA, J. SCANDOLARA & C. E. M. BARROS, 2000. The precambrian evolution of the Amazonian craton: one of the last unknown precambrian terranes in the world. **Abstracts of the International Geological Congress** 31: 1 CD-ROM.

DALL'AGNOL, R., M. A. OLIVEIRA, J. A. C. ALMEIDA, F. J. ALTHOFF, A. A. S. LEITE, D. C. OLIVEIRA & C. E. M. BARROS, 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. **Abstracts of the Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton** 1: 99-150.

DEBON, F. & P. LE FORT, 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. **Bulletin de Minéralogie** 111: 493-510.



- DUARTE, K. D., 1992. **Mapeamento e petrologia do granito Mata Surrão**: um exemplo de granito "stricto sensu" arqueano: 1-217. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- EBY, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. **Geology** 20(7): 641-644.
- EVANS, B., J. RENNER & G. HIRTH, 2001. A few remarks on the kinetics of static grain growth in rocks. **International Journal of Earth Sciences** 90(1): 88-103.
- EVENSEN, N. M., P. T. HAMILTON & R. K. O'NIONS, 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 42(8): 1199-1212.
- FEIO, G. R. L. & R. DALL'AGNOL, 2012. Geochemistry and petrogenesis of the granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. **Lithos** 154: 33-52.
- FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, A. C. B. GOMES, A. S. SARDINHA, D. C. OLIVEIRA, R. D. SANTOS & P. A. SANTOS, 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? **Lithos** 151: 57-73.
- FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, J. O. S. SANTOS, F. J. ALTHOFF & J. E. B. SOARES, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research** 227: 157-185.
- GABRIEL, E. O., 2012. **Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitoides arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás**: 1-117. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- GABRIEL, E. O., D. C. OLIVEIRA & M. A. GALARZA, 2010a. Petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.
- GABRIEL E. O., D. C. OLIVEIRA & M. J. B. MACAMBIRA, 2010b. Caracterização geológica, petrográfica e geocronológica de ortopiroxênio-trondhjemitos (leucoenderbitos) da Região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.
- GABRIEL, E. O. & D. C. OLIVEIRA, 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 9(3): 533-564.
- GAUDETTE, H. E., J. M. LAFON, M. J. B. MACAMBIRA, C. A. V. MOURA & T. SCHELLER, 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 11(4): 351-363.
- GOMES, A. C. B., 2003. **Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do estado do Pará**. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/233/diss_alan_gomes.pdf?sequence=1>. Acesso em: 20 setembro 2013.
- GOMES, A. C. B. & R. DALL'AGNOL, 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica neoproterozoica na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. **Revista Brasileira de Geociências** 37(1): 182-193.
- HAWKESWORTH, C. J. & A. I. S. KEMP, 2006. Evolution of the continental crust. **Nature** 443: 811-817.
- HIRATA, W. K., J. C. RIGON, A. A. C. CORDEIRO & E. M. MEIRELES, 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 1: 100-110.
- HUHN, S. B., M. J. B. MACAMBIRA & R. DALL'AGNOL, 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 6(1): 463-466.
- JAYANANDA, M., D. CHARDON, J.-J. PEUCAT & R. CAPDEVILA, 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints. **Precambrian Research** 150(1-2): 1-26.
- KOBER, B., 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 93(4): 482-490.
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist** 68: 277-279.
- LAFON, J. M., E. RODRIGUES & K. D. DUARTE, 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). **Comptes Rendus de l'Académie de Sciences. Serie 2. Sciences de la Terre et des Planètes** 318(5): 643-649.
- LAFON, J. M., M. J. B. MACAMBIRA & R. T. PIDGEON, 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). **Abstracts of the International Geological Congress** 31: 1 CD-ROM.
- LEITE, A. A. S., R. DALL'AGNOL, M. J. B. MACAMBIRA & F. J. ALTHOFF, 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências** 34(4): 447-458.
- LE MAITRE, R. W. (Ed.), 2002. **Igneous rocks: a classification and glossary of terms**: 1-193. Cambridge University Press, London.

- MACAMBIRA, M. J. B. & J. M. LAFON, 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra** 7: 263-288.
- MACAMBIRA, E. M. B. & A. G. VALE, 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará: 1-384. DNP/CPRM, Brasília.
- MACHADO, N., Z. G. LINDENMAYER, T. E. KROGH & D. LINDENMAYER, 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. **Precambrian Research** 49(3-4): 329-354.
- MARANGOANHA, B. & D. C. OLIVEIRA, 2014. Diabásios e anfíbolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 9(3): 565-596.
- MARTIN, H., 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: K. C. CONDIE (Ed.): **Archean crustal evolution**: 205-259. Elsevier (Developments in Precambrian Geology, 11), Amsterdam.
- MIKKOLA, P., L. S. LAURI & A. KÄPYAHO, 2012. Neorchean leucogranitoids of the Kianta Complex, Karelian Province, Finland: source characteristics and processes responsible for the observed heterogeneity. **Precambrian Research** 206-207: 72-86.
- MILLER, C. F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? **The Journal of Geology** 93(6): 673-689.
- MORETO, C. P. N., L. V. S. MONTEIRO, R. P. XAVIER, W. S. AMARAL, T. J. S. SANTOS, C. JULIANI & C. R. SOUZA FILHO, 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. **Mineralium Deposita** 46(7): 789-811.
- MOYEN, J. F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". **Lithos** 112(3-4): 556-574.
- MOYEN, J. F., H. MARTIN, M. JAYANANDA & B. AUVRAY, 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). **Precambrian Research** 127(1-3): 103-123.
- NASA LANDSAT PROGRAM (NASA), 2003. **Landsat ETM+ scene L71008058_05820031026, SLC-Off**. USGS, Sioux Falls.
- OLIVEIRA, D. C., M. J. B. MACAMBIRA, P. J. L. SANTOS, E. O. GABRIEL, D. S. RODRIGUES, A. C. SILVA, M. L. T. SILVA, S. D. SOUSA, R. D. SANTOS & M. A. T. GALARZA, 2011. Archean granitoids of the Transition Domain – Carajás Province (Brazil): geological, geochemical and geochronological aspects. **Abstracts of the Colloquium of African Geology** 23(1): 320.
- PASSCHIER, C. W. & R. A. J. TROUW, 2005. **Microtectonics**: 1-366. Springer-Verlag, Berlin.
- PIDGEON, R. T., M. J. B. MACAMBIRA & J. M. LAFON, 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. **Chemical Geology** 166(1-2): 159-171.
- PINHEIRO, R. V. L. & R. E. HOLDSWORTH, 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. **Journal of the Geological Society** 154: 99-103.
- PUTNIS, A., R. HINRICHS, C. V. PUTNIS, U. GOLLA-SCHINDLER & L. G. COLLINS, 2007. Hematite in porous red-clouded feldspars: evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction. **Lithos** 95(1-2): 10-18.
- RAGLAND, P. C., 1989. **Basic analytical petrology**: 1-384. Oxford University Press, Oxford.
- RAPP, R. P., E. B. WATSON & C. F. MILLER, 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. **Precambrian Research** 51(1-4): 1-25.
- RAPP, R. P. & E. B. WATSON, 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. **Journal of Petrology** 36(4): 891-931.
- RICCI, P. S. F. & M. A. CARVALHO, 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – a deep seated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. **Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 8: 1 CD-ROM.
- RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S.A. (DOCEGEO), 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 35: 10-54.
- ROLANDO, A. P. & M. J. B. MACAMBIRA, 2002. Geocronologia dos granitoides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 41: 525.
- ROLLINSON, H. R., 1993. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**: 1-352. Longman Scientific & Technical, Essex.
- SANTOS, J. O. S., L. A. HARTMANN, S. R. RIKER, M. M. SOUZA, M. E. ALMEIDA & N. J. MCNAUGHTON, 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. **Resumo Expandido do Simpósio de Geologia da Amazônia**. 9: 1 CD-ROM.
- SANTOS, P. A., G. R. L. FEIO, R. DALL'AGNOL, H. T. COSTI, C. N. LAMARÃO & M. A. GALARZA, 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. **Brazilian Journal of Geology** 43(1): 2-15.
- SANTOS, R. D., M. A. GALARZA & D. C. OLIVEIRA, 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 8(3): 355-382.

- SARDINHA, A. S., R. DALL'AGNOL, A. C. B. GOMES, M. J. B. MACAMBIRA & M. A. GALARZA, 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 42: 1 CD-ROM.
- SCHOLZ, C. H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. **Geologische Rundschau** 77(1): 319-328.
- SHAND, S. J., 1950. **Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits**: 1-488. Thomas Murby, London.
- SILVA, A. C., R. DALL'AGNOL, F.V. GUIMARÃES & D. C. OLIVEIRA, 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemiticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 9(1): 13-45.
- SOUSA, F. D. S., 2007. **Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitoides e máficas da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- SYLVESTER, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. **The Journal of Geology** 97(3): 261-280.
- SYLVESTER, P.J., 1994. Archaean granite plutons. In: K. CONDIE (Ed.): **Archean crustal evolution**: 261-314. Elsevier, Amsterdam.
- TASSINARI, C. C. G. & M. J. B. MACAMBIRA, 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C. D. R. CARNEIRO & B. B. BRITO NEVES (Orgs.): **Geologia do continente sul americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: 471-486. BECA, São Paulo.
- VASQUEZ, M. L., L. T. ROSA-COSTA, C. G. SILVA, P. F. RICCI, J. O. BARBOSA, E. L. KLEIN, E. S. LOPES, E. B. MACAMBIRA, C. L. CHAVES, J. M. CARVALHO, J. G. OLIVEIRA, G. C. ANJOS & H. R. SILVA, 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. In: M. L. VASQUEZ & L. T. ROSA-COSTA (Orgs.): **Escala 1:1.000.000**: 1-329. CPRM, Belém.
- VERNON, R. H., 1976. **Metamorphic processes**: 1-247. George Allen & Unwin, London.
- WHALEN, J. B., K. L. CURRIE & B. W. CHAPPEL, 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 95(4): 407-419.

