Geoquímica e geocronologia de granitóides tipo A da região de Cocalinho, leste do estado de Mato Grosso

Jamil Xavier dos Santos¹, Rubia Ribeiro Viana², Ana Cláudia Dantas da Costa², Amarildo Salina Ruiz³ & Gislaine Amorés Battilani²

Resumo Neste trabalho são apresentados resultados preliminares de estudos geoquímicos e geocronológicos de granitos deformados, denominados neste trabalho de Ortognaisse Itacaiú, que afloram na porção leste do Estado de Mato Grosso, a sul do Município de Cocalinho. Os dados geoquímicos de elementos maiores, menores e traços de 09 amostras analisadas, indicaram que essas rochas apresentam um magmatismo evoluído, de composição álcali-granítica, extremamente ácida e diferenciada. Os elevados valores nos conteúdos de Zr e K₂O evidenciam que essas rochas têm as mesmas características dos granitos tipo A. Observou-se enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos terras raras pesados (ETRP) e acentuada anomalia negativa de Eu, sendo esta última feição, indicativa da evolução por fracionamento de plagioclásio. Os dados geocronológicos mostraram valores aproximados de 815 e 667 Ma que podem ser interpretados, respectivamente, como produto de uma herança isotópica e como a idade de cristalização da rocha. Novos dados estão em processo de aquisição para tentar elucidar o posicionamento dessas rochas no contexto regional da área, principalmente em relação ao Arco Magmático de Goiás e a Faixa Paraguai, já que as mesmas estão inseridas entre estas duas unidades.

Palavras-chave: Geoquímica, Geocronologia, Ortognaisse Itacaiú, granito tipo A, Cocalinho, MT

Abstract *Geochemical and Geochronology of the A type granite of the Cocalinho region, east of the Mato Grosso State.* In this work are presented the preliminary dates of geochemical and geochronological studies of deformed granite, here named of Itacaiú Orthogneiss, that crop up in the east portion of the Mato Grosso State, the southern of Cocalinho city. Nine samples were analyzed in terms of major, minor and trace elements. The chemical information indicates evaluated magmatism and alkali-granite composition, extremely differentiated. The high values in the contents of Zr and K₂O shows that the protholit of this rocks is a type-A granite. Also is observed that there is an enrichment of the light earth rare elements in relation to hardy earth rare elements with a strong Eu anomaly. The strong Eu anomaly is typical from plagioclase fractionate. The geochronology dates by the U-Pb method show two consistent ages, one in 667 Ma, assigned as the crystallization age of rock and another around 815 Ma that could be related to an inheritance isotope, being therefore Neoproterozoic age. New dates to elucidate the questions about the geological context of these rocks and their relationship with those from the Arc magmatic of Goiás and Paraguai Belt are being performed, already that rocks are between these two units.

Keywords: Geochemical, geochronology, Itacaiú orthogneiss, type-A granite, Cocalinho, MT.

INTRODUÇÃO O arcabouço geológico da área é representado pelas rochas que compõem a Faixa Paraguai e o Arco Magmático de Goiás. A Faixa Paraguai é um cinturão curvilíneo situado ao sul do Cráton Amazônico e composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas dos Grupos Cuiabá, Alto Paraguai e Formações Puga, Bauxi, Araras e Diamantino (Almeida 1974, Figueiredo & Olivatti 1974). O Arco Magmático de Goiás, definido por Pimentel & Funk (1987) deu-se com a subducção de crosta oceânica e o envolvimento de um arco de ilhas imaturo acompanhado de um magmatismo mantélico que gerou corpos sin- a tardi-tec-

tônicos (granitóides calci-alcálicos, típicos de regiões orogênicas), além de corpos pós-tectônicos ricos em álcalis e típicos de estágios finais de eventos orogênicos.

Os dados apresentados são referentes aos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de rochas coletadas na porção leste do estado de Mato Grosso a sul do município de Cocalinho, próximo às margens do Rio Araguaia (Fig. 1). Estas rochas são pouco conhecidas e este é o primeiro artigo que aborda o significado tectônico desta unidade nova.

Dados preliminares indicam que as rochas estudadas pertencem à suíte de rochas graníticas do tipo A.

1 - Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Programa de Pós Graduação em Geociências, Cuiabá (MT), Brasil.
E-mail: jamilsantos.jemil@bol.com.br

2 - Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Departamento de Recursos Minerais, Cuiabá (MT), Brasil.
E-mail: rubia@cpd.ufmt.br, acdcosta@cpd.ufmt.br, gislainexand@hotmail.com

3 - Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Departamento de Geologia Geral, Cuiabá (MT), Brasil. E-mail: aruiz@cpd.ufmt.br

Figura 1 - Esboço geológico da área de estudo entre a Faixa Paraguai e o Maciço de Goiás.

O termo granito do tipo A foi usado pela primeira vez por Loiselle & Wones (1979) para caracterizar granitóides anorogênicos, anídricos que ocorrem ao longo de zonas de riftes e no interior de blocos continentais estáveis, ou seja, uma definição que engloba termos de ambiente tectônico e características químicas. Eby (1992) subdividiu granitos tipo A em dois grupos quimicamente distintos, o primeiro denominado de A1 caracterizado por concentrações de elementos similares às aquelas observadas em basaltos de ilhas oceânicas, e o segundo grupo, A2, representado por concentrações de elementos químicos que variariam desde aquelas observadas em rochas da crosta continental até basaltos de arcos de ilhas. Para explicar as diferenças químicas observadas nos grupos A1 e A2, Eby (op. cit.) aventa a existência de dois tipos de fonte muito distintos, tanto química quanto tectonicamente. Bonin (2007) faz uma revisão sobre a evolução de granitos tipo A, no qual apresenta várias teorias e discussões apresentadas na literatura sobre o tema e deixa claro que estas rochas são alcalinas, enriquecidas em elementos traços incompatíveis e pobres em elementos traços compatíveis em magmas silicáticos máficos (Co, Sc, Cr, Ni) e feldspatos (Ba, Sr, Eu). Granitos do tipo A são localizados em diferentes localidades, ocorrendo desde a América do Norte até a América do Sul, tanto quanto nos continentes europeu, africano e Oceania e a idade de colocação vai do Arqueano até o recente. Qiu *et al.* (2005) definem que de acordo com as características químicas e mineralógicas, um granito tipo A pode ser subdividido em dois subgrupos, um aluminoso caracterizado pela presença de minerais ricos em alumínio (espessartita e muscovita rica em Mn) e outro peralcalino que contém riebeckita, arfvedsonita e aegirina. Ainda segundo esses autores, granitos aluminosos tipo A apresentam menores concentrações de Nb, Zr, Ga, elementos terras raras e valores mais baixos das razões FeO^*/MgO and Ga/Al que os granitos do subgrupo peralcalino.

O objetivo principal deste trabalho foi a caracterização das rochas de filiação granítica encontradas na área de estudo, além de procurar responder a questões essenciais para a melhor compreensão da geologia local: São estas rochas prolongamento do Arco Magmático de Goiás? São as rochas estudadas o embasamento das rochas da Faixa Paraguai na região? Ou são unidades mais jovens que estão intrudidas nas seqüências da Faixa Paraguai?

ARCABOUÇO GEOLÓGICO A área de estudo está inserida entre duas unidades geotectônicas de grande expressão pertencentes à Província Tocantins, a Faixa Paraguai a oeste e o Arco Magmático de Goiás a leste (Fig. 2).

Os primeiros pesquisadores a sugerirem a existência do Arco Magmático de Goiás, foram Pimentel e Funk (1987), cuja origem, segundo estes autores, deu-se a partir da convergência do Cráton Amazônico e de um possível conjunto de microplacas, representado pelo Maciço de Goiás, durante o Neoproterozóico. A formação deste arco se deu com a subducção de crosta oceânica e o envolvimento de um arco de ilhas imaturo acompanhado de um magmatismo derivado do manto

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,710$), gerando corpos sin- a tardi-tectônicos, similares a granitóides calci-alcalinos de regiões orogênicas, além de corpos pós-tectônicos ricos em álcalis típicos de estágios finais de eventos orogênicos. O Arco Magmático de Goiás foi dividido em duas seqüências: o Arco de Mara Rosa, situado a norte da Província Tocantins e o Arco de Arenópolis, situado no centro sul da Província Tocantins.

O Arco de Mara Rosa foi primeiramente considerado como uma seqüência *greenstone-belt* do Arqueano (Almeida 1984, Schobbenhaus *et al.* 1984), entretanto Ribeiro Filho (1981) definiu-o como uma seqüência do neoproterozóico e demonstrou a ocorrência de uma discordância entre o Arco de Mara Rosa e a faixa Arqueana de Pilar e correlacionou-o com as seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Indianópolis e Juscelândia, pertencentes ao Neoproterozóico. Kuyumjian (1994) destacou que a seqüência Mara Rosa sofreu um processo de cavalgamento por meio da falha de empurrão Rio dos Bois, sobrepondo-a aos terrenos granito-*greenstone* de Pilar de Goiás-Hidrolina, corroborando com a sugestão de Ribeiro Filho (1981). Pimentel *et al.* (1993) datou os gnaisses tonalíticos dessa unidade e as rochas metavulcânicas pelo método U-Pb, cujos resultados foram de 856 ± 13 Ma e 862 ± 8 Ma, respectivamente, evidenciando a idade neoproterozóica para esta seqüência. O metamorfismo da fácies xisto verde alto a anfibolito desta seqüência tem idade de 632 ± 4 Ma.

Viana *et al.* (1995), propõem cinco grupos distintos para as unidades litológicas de Mara Rosa: ortognaisses, rochas metavulcânicas máficas, rochas metas-sedimentares, granitos deformados e corpos intrusivos de composição gabróica e granítica. Portanto, essas interpretações a respeito das rochas que ocorrem na região de Mara Rosa modificaram o papel que elas exerciam de um ambiente *greenstone* para um ambiente de arco de ilhas. As unidades vulcanossedimentar, gnáissica e os corpos intrusivos, que antes eram interpretadas separadamente, passaram a ser considerados como uma continuidade dentro do processo evolutivo de um ambiente de arco de ilhas.

O arco de Arenópolis é formado essencialmente por ortognaisses e seqüências vulcano-sedimentares do Neoproterozóico e granitóides pós-orogênicos do Paleozóico Inferior, que intrudem a crosta juvenil neoproterozóica (Pimentel & Fuck 1992, Rodrigues 1996, Gioia *et al.* 1997). Os ortognaisses apresentam granulação média, com presença de hornblenda e biotita na sua composição mineralógica, que varia de tonalítica a granítica. Os conteúdos de elementos traços destes ortognaisses apresentam feições típicas de granitóides calci-alcalinos. Os dados U-Pb e Rb-Sr mostram idades entre 900 e 640 Ma para a cristalização e 632 Ma para o último evento tectono- metamórfico a que foram submetidas essas rochas.

A Faixa Paraguai é um cinturão curvilíneo com mais de 1500 km, situada ao sul do Cráton Amazônico, circundando a borda SE desse craton, é composta por rochas metassedimentares dos grupos Cuiabá, Alto Paraguai e formações Puga, Bauxi, Araras e Diamantino

Figura 02 - Mapa Geológico da Província Tocantins e localização da área de estudo. Modificado de Fuck et al. 1994.

(Almeida 1974, Figueiredo & Olivatti 1974).

Pinho (1990) subdividiu o Grupo Cuiabá, individualizando uma sequência meta-vulcanossedimentar, que denominou de Nova Xavantina e que foi renomeada por Martinelli & Batista (2003) como Sequência Araés, que definiram da base para o topo três associações: 1) Meta-Vulcânica, com meta-basalto e meta-tufo na base, seguida por xistos, meta-andesito e lapili-tufo; 2) Química, com formações ferríferas bandadas, filitos carbonáticos e metacherts; 3) Clástica, com meta-silti-

tos, meta-argilitos e quartzitos.

A Faixa Paraguai foi subdividida por Lacerda Filho et al. (2001) em dois domínios principais, um de Margem Passiva, apresentando rochas remanescentes de crosta oceânica e o outro domínio correspondente a uma sequência típica de Bacia de Ante-País. Segundo esses autores, o domínio de Margem Passiva é marcado por uma sequência de rochas sedimentares, na qual, a base apresenta sedimentos químicos e camadas de filitos carbonosos, indicando ambiente redutor profundo,

sugerindo uma posição de talude e distal da margem da plataforma. Esse domínio corresponde ao Grupo Cuiabá. O domínio de Bacia de Ante-País é representado por uma sequência siliciclástica, na base, que encobre a plataforma carbonática. As rochas desta sequência foram associadas ao Grupo Alto Paraguai e são constituídas predominantemente por arenitos com estratificação cruzada e arcósios finos a grosseiros (correspondente a Formação Raizama) e por folhelhos vermelhos, siltitos e arcósios, correspondentes a Formação Diamantino. Datação radiométrica Rb-Sr das rochas deste domínio forneceram idade de 568 ± 20 Ma que foi interpretada como a idade da diagênese (Bonhomme *et al.* 1982).

Segundo Pinho *et al.* (2003), as rochas da Faixa Paraguai sofreram deformação entre 500-560 Ma (Orogênese Brasileira) e foram afetadas por magmatismo granítico pós orogenético (Suíte São Vicente) de idade 504 ± 5 Ma. Alvarenga & Trompette (1993), usando os índices de cristalinidade da illita determinaram a evolução metamórfica, identificando quatro episódios sucessivos de deformação progressiva para a faixa, sendo que as três primeiras fases são quase co-axiais com direção NE-SW e o quarto episódio apresenta direção NW-SE.

Sousa (1997) descreve uma associação de rochas de caráter predominantemente alcalino, denominado de Complexo Ponta do Morro, que são rochas de composição granítica e sienítica levemente supersaturada e classificadas no diagrama QAP, como álcali-feldspato granito, quartzo álcali-feldspato sienito, álcali-feldspato sienito, quartzo sienito e sienito; correspondentes aos granitos peralcalinos e às séries alcalina sódica e aluminopotássica. Esta associação de rochas apresentam características de ambientes intra-placas segundo classificação proposta por Bowden *et al.* (1984). Os estudos petrográficos e geoquímicos evidenciaram que o Complexo Ponta do Morro é constituído por uma típica associação de granitóides alcalinos, anorogênicos do tipo A.

MATERIAIS E MÉTODOS Para o desenvolvimento deste trabalho foram realizadas atividades de campo que envolveram mapeamento e coleta de amostras, estudos petrográficos e geoquímicos de 9 amostras previamente selecionadas e estudos geocronológicos. As análises geoquímicas foram desenvolvidas no Laboratório ACMELAB pelo método de fluorescência de Raios-X (WDS) para elementos maiores e por ICP-MS para elementos traços e terras raras. As análises geocronológicas foram realizadas em um aparelho modelo Thermo-Finnigan Neptune pelo método MC-ICP-MS (Lasers Ablation (Multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry) acoplado com um sistema laser NewWave de 213 nm: para obtenção de isótopos U-Pb em cristais de zircão.

PETROGRAFIA E METAMORFISMO DO ORTOGNAISSE ITACAIU Os estudos de campo permitiram identificar pequenos afloramentos de corpos graníticos que ocorrem na forma de lajeados ou blocos soltos em meio a uma área pediplanizada, o que impede que se definam as relações de contato dessas rochas

com outras seqüências que ocorrem na área.

As rochas estudadas são corpos deformados, foliados a isotrópicos, apresentam cor cinza escuro a cinza claro, sendo que a cor é dependente da quantidade de minerais máficos (principalmente, biotita) presentes na rocha. A textura quando preservada é, predominantemente, porfírica inequigranular de granulometria média a grossa, embora em poucos locais tenha sido identificada textura equigranular de granulometria média. Estas rochas apresentam foliação ao longo da qual ocorre uma lineação de estiramento mineral.

A principal feição estrutural observada em campo é uma foliação bem marcada que varia de baixo a alto ângulo com mergulho para sudeste, com atitudes em torno de 140/20 a 120/70 e contido nesta foliação observou-se também lineações de estiramento mineral, cujas atitudes variam entre 185/10 a 203/11. Essas feições estruturais quando comparadas com as rochas do Grupo Cuiabá, na porção nordeste e noroeste de Cocalinho, apresentam o mesmo padrão de foliação, o que permite inferir que essas duas unidades foram afetadas por um mesmo evento deformacional, provavelmente em uma segunda fase de metamorfismo do Arco Magmático de Goiás entre 610-600 Ma, o que, segundo Junges *et al.* 2002, marca o fechamento da bacia oceânica existente entre os crátons Amazônico e São Francisco. Ao se comparar os valores de atitudes que representam a lineação de estiramento mineral com os da foliação dos Ortognaisses Itacaiú foi possível definir que o movimento que gerou essa deformação foi um movimento oblíquo.

Os estudos microscópicos permitiram identificar como principais minerais constituintes feldspato alcalino (microclina), plagioclásio (oligoclásio) (Fig. 3), quartzo e biotita, enquanto que piroxênio sódico (aegerina), anfibólio (riebeckita) e zircão são os principais minerais acessórios. A percentagem de quartzo varia de 25 a 30% da rocha, sendo que a maioria dos cristais mostra-se recristalizados, com extinção ondulante e alguns cristais estão fraturados e estirados, o tamanho dos grãos varia de 0.25mm a 1.66mm. O feldspato alcalino é do tipo microclina (Fig. 3) e a percentagem deste mineral varia de 40 a 60%, alguns grãos exibem intercrescimento peritítico e mesoperitítico (Fig. 3). A percentagem de oligoclásio varia de 10 a 15%. A biotita (2 a 8 %) é intersticial, apresenta hábitos tabular e algumas palhetas estão deformadas. Os piroxênios (aegirina), anfibólios (riebeckita) (Fig. 3), opacos, zircão, titanita, representam a assembléia de minerais acessórios, enquanto que sericita, minerais do grupo do epidoto (epidoto, zoizita e clinozoizita) e clorita são produto de alteração do feldspato e da biotita.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Estudos Geoquímicos Na tabela 1 são apresentados os resultados das análises geoquímicas para elementos maiores, menores e traços de nove amostras de ortognaisses.

As análises são caracterizadas por variação moderada na composição em peso de SiO_2 e $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, cuja concentração média, no caso do primeiro, ou seja, do

Figura 3 - Fotomicrografias de: (A) Feldspato Alcalino do tipo microclina; (B) Plagioclásio do tipo oligoclásio; (C) Piroxênio (aegirina) de cor verde mostrando uma clivagem perfeita de 90 graus, associada a cristais de biotita; (D) Anfibólio do tipo riebeckita com cor azul característica.

SiO₂ é de 77%, sendo o mínimo de 72,64 e máxima de 78,34% (Tab. 1), que correspondem às amostras I-4 e I-9A, respectivamente, enquanto a soma de álcalis variam de 8,27 a 8,9 %. Os demais óxidos, incluindo os álcalis, apresentam pequena variação em suas concentrações, assim como a perda ao fogo, exceto para uma das amostras que apresenta uma baixa concentração de SiO₂, quando comparadas com as demais. A alta saturação em sílica reflete um magma de natureza evoluída com composição granítica extremamente ácida e diferenciada.

A composição dessas rochas gnáissicas, em relação a concentração dos elementos maiores e menores, mostrado na tabela 1 e figura 4 ($R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$) reflete os aspectos petrogenéticos desses gnaisses, que imprimem a eles uma assinatura de granito tipo A e de composição de um álcali granito. Essa composição, também é observada pelas baixas concentrações de CaO e MgO e altas concentrações de álcalis e razões TiO₂/MgO de acordo com dados de literatura (Collins *et al.* 1982, Wallens *et al.* 1987, Anderson & Bender 1989, Eby 1992, Patino Douce 1997, Bonin 2007).

No caso dos elementos traços, exceto a composição do Rb, Ga, Hf e Sn que exibem pequena variação, os demais, especialmente Sr, Y, Ba, Zr, Zn, Cr, W e Au

mostram uma ampla variação entre as amostras (Tab. 1). O protólito de granitos tipo-A para essas rochas, também é confirmado pela razão $10000 \times Ga/Al > 2,6$ (Whalen *et al.* 1987).

Utilizando a sílica como índice de diferenciação, em diagramas de variação binários Harker (Fig. 4), pode-se observar o comportamento dos elementos maiores na evolução magmática dessas rochas. A correlação entre SiO₂ versus Al₂O₃ não é muito clara e parece ter duas tendências. As melhores tendências negativas estão evidenciadas entre SiO₂ e TiO₂, CaO, Fe₂O₃, MnO, MgO, (Fig. 4). Os diagramas que correlacionam P₂O₅ e Na₂O (Fig. 4), não evidenciam um padrão de evolução bem definido, observando um relativo paralelismo entre os pontos que as representam, resultante da maior mobilidade apresentada por estes elementos durante a atuação de processos pós-magmáticos. O único elemento que apresenta uma correlação positiva com a sílica é o K₂O o que corrobora a hipótese de uma cristalização mais tardia de biotita e k-feldspato (Fig. 5), que pode estar relacionada com a grande quantidade de k-feldspato nas rochas. A correlação negativa entre conteúdos de CaO, Fe₂O₃, MnO, MgO, TiO₂ e P₂O₅, quando se contrasta com a concentração de SiO₂, pode estar relacionado à redução de minerais como plagioclase.

Tabela 1 - Resultados das análises químicas para elementos maiores (% peso) e elementos menores (ppm) dos ortognaisses Itacaíu.

(% peso)	I5A	I5B	I7B	I8A	I9A	I4	I5	I8	I9
SiO ₂	77,45	77,79	77,58	77,18	78,34	72,64	75,84	75,19	76,3
TiO ₂	0,14	0,13	0,12	0,14	0,13	0,45	0,11	0,16	0,12
Al ₂ O ₃	11,17	11,09	11,52	11,6	11	11,34	11,12	11,12	11,02
Fe ₂ O ₃	2	1,79	1,78	1,72	1,68	6,29	4,46	4,6	4,31
MgO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,17	0,01	0,03	0,01
CaO	0,22	0,23	0,09	0,21	0,11	0,66	0,14	0,23	0,16
Na ₂ O	3,82	3,87	3,62	3,86	3,6	3,72	3,67	3,86	3,72
K ₂ O	4,63	4,53	4,7	4,83	4,56	4,49	4,67	4,55	4,52
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,08	0,03	0,02	0,03
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,09	0,04	0,05	0,05
LOI	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	0,4
Total	99,68	99,68	99,9	99,91	99,77	99,63	99,79	99,91	99,83
(ppm)									
Ba	142	148	189	179	148	269	122	208	141
Rb	113	110	88	112	108	139	107	102	103
Sr	7	6	12	7	4	30	5	7	3
Y	213	205	162	182	167	338	109	239	126
Zr	973	660	475	516	563	1142	551	532	388
Nb	73	43	31	35	37	58	39	36	25
Th	15	8	6	7	8	19	8	8	6
Pb	17	17	13	23	8	22	11	16	12
Ga	26	26	25	27	25	31	26	24	26
Zn	171	164	101	81	39	144	123	83	64
Cu	1	3	1	3	2	4	3	4	11
Ni	7	10	nd	nd	10	nd	nd	nd	8
Cr	479	445	411	479	445	3	3	3	3
Hf	40	23	18	20	19	27	18	17	12
Cs	2	2	nd	1	1	2	1	1	1
Sc	nd	nd	nd	nd	nd	4	nd	nd	nd
Ta	4	3	2	3	3	3	2	2	1
Co	99	94	78	69	60	92	58	46	39
Be	5	4	5	4	2	6	4	4	4
U	5	3	2	3	2	5	3	3	2
W	641	573	516	479	384	719	440	321	282
Sn	11	10	6	9	7	12	7	9	6
Au	5	4	5	2	3	4	25	25	24
(Na+K)/Al	2,1	2,1	2,0	2,1	2,0	2,0	2,0	2,1	2,0
Al/(Na+K+ca)	0,85	0,84	0,91	0,86	0,88	0,81	0,87	0,84	0,87
Al/(Na+K)	0,89	0,89	0,93	0,89	0,90	0,93	0,89	0,89	0,90
Fe/Mg	116	104	104	50	98	22	259	89	251
Ti/Mg	14	13	12	7	13	3	11	5	12
10000×Ga/Al	8,7	9,0	8,3	8,9	8,6	10,3	8,9	8,2	8,8
Y/Nb	3	5	5	5	4	6	3	7	5
Rb+Th+U+Ta	137,2	124,2	98,5	124	121	166,3	119,7	115,1	111,8
Zr+Y+Ce+Sm+Yb	1397	1095	777	863	903	1927	811	1081	604,4

Figura 4 - Diagrama de classificação petrográfica de rochas plutônicas no qual estão plotados os dados das análises geoquímicas das amostras estudadas, calculado a partir das proporções catiônicas $R1 = 4Si-11(Na+K)-2-(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$. (Modificado de de la Roche et al., 1980).

clásio cálcico e minerais máficos, tais como biotita, ilmenita, magnetita, titanita e apatita.

A análise dos elementos terras raras por serem menos móveis, mostra maior confiança na interpretação petrogenética, quando comparados às dos elementos maiores. Nas amostras estudadas, os elementos terras raras, cujas concentrações estão expressas na tabela 2 evidencia um maior enriquecimento nos elementos terras raras leves (ETRL), sobre pesados (ETRP). Os diagramas da figura 3, normalizados para condritos, corrobora melhor um único padrão REE, caracterizado pelo enriquecimento ETRL em relação aos ETRP, e evidencia também uma acentuada anomalia negativa de Eu (Fig. 6). Todas as amostras seguem o mesmo padrão, exceto a amostra I4 (aquela de menor concentração em SiO_2), que mostra uma deficiência em Ce. A forte anomalia negativa de Eu é um indício da evolução por fracionamento do plagioclásio e também é mais uma evidencia de que o protólito das rochas é um granito tipo-A.

O caráter peralcalino está demonstrado nessas rochas através da relação $(Na + K)/Al$ que é maior que 2 (Giret et al. 1980, Whalen et al. 1987) e através do diagrama de Maniar & Piccoli (1989), que considera as proporções moleculares $(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O) \times (Al_2O_3/Na_2O+K_2O)$, mostrado na figura 7. O caráter peralcalino, pode ter relação com a presença de feldspato potássico, mesopertita, e também da alta concentração de zircônio que é típico de rochas peralcalina.

Granitos tipo-A normalmente são formados em ambiente extensional, que é o caso das rochas estuda-

Tabela 2 - Composição dos Elementos Terras Raras, expressos em ppm, para as amostras estudadas.

Elemento (ppm)	I4	I5	I5A	I5B	I7B	I8	I8A	I9	I9A
La	199.5	48.5	74.4	82.2	44.6	160.7	49.0	27.4	55.0
Ce	369.3	125.3	168	184.5	109.5	244.6	127.4	68.4	137
Pr	53.26	15.79	22.74	25.49	15.53	51.78	16.78	9.92	19.57
Nd	220.5	65.7	91.5	112.3	67.1	209.6	75.7	40.7	81.4
Sm	46.71	14.96	22.81	28.29	17.03	47.95	21.5	11.08	21.71
Eu	4.01	1.16	1.81	2.59	1.33	3.74	2.02	0.92	1.80
Gd	50.58	14.83	27.11	35.87	20.10	43.07	28.23	14.05	25.03
Tb	9.87	2.94	5.71	6.94	4.15	7.72	5.76	3.01	5.06
Dy	53.53	16.92	31.50	36.46	24.02	37.46	31.80	17.78	28.13
Ho	10.04	3.23	6.51	6.90	4.91	6.41	6.16	3.58	5.42
Er	30.67	10.65	20.07	19.25	14.67	19.21	17.61	11.02	15.78
Tm	4.47	1.67	3.24	2.95	2.32	2.64	2.68	1.61	2.46
Yb	30.83	11.16	20.30	17.70	13.89	17.47	16.10	10.94	14.78
Lu	4.21	1.56	2.96	2.50	2.06	2.47	2.29	1.51	23.19

das, e frequentemente ocorrem em ambiente anorogênico (Barbarin 1999) ou em ambiente pós-orogênico,

Figura 5 - Diagramas Harker para ortogneisses Itacaiú, utilizando SiO_2 como diferenciador.

no intervalo de 10 a 20 Ma depois de cessada a última orogênese (subducção ou colisão continente-continente) (Eby 1992). A investigação do ambiente geotectô-

nico, feita a partir de diagramas de Pearce *et al.* (1984) que utilizam os elementos traços, $\text{Rb} \times (\text{Y} + \text{Nb})$ e $\text{Nb} \times \text{Y}$, como discriminantes (Fig. 8) mostra resultados para

Figura 6 - Distribuição dos elementos terras raras dos ortogneisses Itacaiú, normalizada para dados de: (A) Nakamura 1977 e (B) condrito.

Figura 7 - Diagrama de saturação de alumínio, segundo critérios de classificação proposto por Maniar & Piccoli (1989), para as rochas estudadas.

granitóides intraplaca (intervalo WPG do gráfico). Eby (1992) verificou que a razão Y/Nb é relativamente constante em cada tipo de granito e, assim, poderia ser usado para discriminar ambientes tectônicos, classificando granitos tipo-A em dois subtipos, aqueles cuja relação $Y/Nb < 1.2$ como sendo intraplaca e aqueles, cuja razão $Y/Nb > 1.2$, denominados de pós-colisional (Fig. 9). Para as rochas estudadas, conforme observado na tabela 3, a razão Y/Nb varia de 2 a 7, permitindo classificar estas rochas como granitos tipo-A pós-colisionais.

ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS Dezoito

Figura 8 - Diagrama discriminante de ambiente tectônico para as rochas estudadas, segundo critérios propostos por Pearce et al. (1984).

Figura 9 - Diagrama de classificação dos granitos estudados em relação aos parâmetros Nb-Y-Zr/4, (modificado de Eby 1992). A1 = granitos tipo A derivados de fontes semelhantes às de basalto de ilhas oceânicas; A2 = granitos tipo A derivados da crosta continental.

amostras de zircão foram analisadas isotopicamente pelo método U-Pb e os resultados serão apresentados e discutidos abaixo.

Descrição das Amostras Morfologicamente, os cristais de zircão apresentam-se euédricos a subédricos, mostrando, na sua maioria, hábito prismático

curto e tamanhos variados. As características morfológicas permitiram observar que a relação comprimento/largura é de (2:1) ou (1:1), sendo que a maioria desses cristais encontra-se metamitizados. As cores variam de incolor, amarelo e marrom, sendo comum ocorrer zoneamento interno nos cristais, evidência típica de cristalização magmática.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Os dados analíticos obtidos para os zircões são mostrados na tabela 3, totalizando 28 análises. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apontam para dois conjuntos de idades. Utilizando as frações de zircão analisadas e corrigidas para chumbo comum, foi montado um diagrama concórdia (Fig. 10) que mostra resultado concordante em 815 ± 35 Ma, para o primeiro conjunto de idade, que corresponde, provavelmente, a herança isotópica da encaixante, conforme indicado pela presença de sobrecrecimento nos cristais e, também por este dado ter sido obtido no centro dos cristais analisados. Um segundo conjunto de dados em torno de 667 ± 35 Ma foi obtido nas bordas dos cristais, conforme diagrama concórdia, apresentado na figura 11, que pode ser interpretado como idade de cristalização desses granitóides.

Na região estudada são poucos os dados geocronológicos, excetuando-se algumas datações para a Faixa Paraguai e no Arco Magmático de Goiás (Tab. 4). Gerald *et al.* (2003), apresenta idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em torno de 540 Ma, em micas da zona de cisalhamento do Araés, na região de Nova Xavantina, que interpretam como representativas do pico do metamorfismo de um evento colisional relacionado à colagem do oeste do Gondwana no continente Sul Americano. Esse evento

Tabela 3 - Dados Analíticos obtidos para zircão datados com razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos ortognaisses Itacaiu.

Amostras	Ratio 7/6*	1s (%)	2s (%)	Ratio 6/8*	1s (%)	2s (%)	Ratio 7/5*	1s (%)	2s (%)	Age 7/6	1s (Ma)	2s (Ma)	Age 6/8	1s (Ma)	2s (Ma)	Age 7/5	1s (Ma)	2s (Ma)	Rho
003 Z1 1-14	0,061	1,8	3,5	0,111	2,5	5,1	0,929	3,1	6,2	627,4	37,8	75,6	679,0	16,4	32,7	667,1	15,1	30,2	0,8
04 Z2 1-23	0,067	1,7	3,4	0,128	3,9	7,8	1,191	4,3	8,5	844,8	35,4	70,7	779,3	28,7	57,5	796,4	23,6	47,1	0,9
08 brb	0,079	2,1	4,2	0,119	3,4	6,8	1,291	4,0	8,0	1162,3	41,6	83,2	725,7	23,3	46,6	841,9	22,9	45,7	0,9
08 Z4	0,067	1,3	2,6	0,131	3,1	6,2	1,209	3,4	6,7	827,1	27,3	54,5	796,4	23,2	46,4	804,6	18,7	37,4	0,9
11 Z5 1-19	0,060	4,5	8,9	0,113	5,6	11,1	0,938	7,1	14,3	614,1	96,5	192,9	689,0	36,3	72,6	671,7	35,0	70,0	0,8
12 Z6	0,071	1,8	3,6	0,125	3,6	7,2	1,219	4,0	8,0	945,7	37,2	74,5	760,5	25,7	51,4	809,2	22,4	44,8	0,9
15 Z7	0,095	2,9	5,7	0,122	3,4	6,8	1,583	4,4	8,9	1518,2	53,8	107,7	739,3	23,7	47,3	963,7	27,6	55,1	0,8
16 Z8	0,068	1,5	3,1	0,123	3,3	6,6	1,157	3,6	7,3	866,6	31,8	63,6	750,6	23,3	46,6	780,4	19,8	39,5	0,9
19 Z9	0,065	2,1	4,2	0,131	3,0	6,0	1,180	3,7	7,4	777,9	44,7	89,3	796,0	22,6	45,2	791,3	20,3	40,6	0,8
20 Z10	0,068	1,5	3,0	0,131	2,7	5,5	1,235	3,1	6,3	881,5	30,9	61,7	793,0	20,5	41,0	816,6	17,5	35,1	0,9
23 Z11	0,079	1,5	3,0	0,132	3,3	6,6	1,431	3,6	7,3	1162,2	29,3	58,7	799,7	24,9	49,8	902,1	21,7	43,4	0,9
24 Z12	0,072	2,0	4,0	0,117	3,7	7,4	1,163	4,2	8,5	981,1	41,0	82,0	715,5	25,2	50,4	783,2	23,1	46,2	0,9
27 Z13	0,069	1,3	2,6	0,131	3,6	7,2	1,241	3,8	7,6	893,6	26,9	53,7	792,6	26,8	53,5	819,6	21,5	42,9	0,9
28 Z14	0,063	1,2	2,3	0,110	2,6	5,3	0,959	2,9	5,8	712,4	24,8	49,7	673,6	16,8	33,7	682,6	14,3	28,6	0,9
31 Z15	0,102	3,1	6,3	0,126	3,7	7,4	1,781	4,9	9,7	1663,9	58,1	116,2	767,5	26,9	53,9	1038,6	31,7	63,3	0,8
32 Z16	0,069	2,0	4,1	0,109	3,7	7,3	1,038	4,2	8,4	899,8	42,0	84,1	667,5	23,2	46,5	723,1	21,7	43,4	0,9

Figura 10 - Diagrama Discórdia e Concórdia U-Pb mostrando idade de cristalização dos ortognaisses em aproximadamente 667 ± 8 Ma.

Figura 11 - Diagrama concórdia U-Pb mostrando idade de 815 ± 35 Ma, interpretada como herdada.

metamórfico datado por Gerald *et al.* (2003) pode ter sido responsável pelo processo de gnaissificação nas rochas estudadas. A tabela 4 apresenta para efeito de comparação, dados geocronológicos da área que se encontram disponíveis na literatura.

Ao se comparar as evidências de campo e dados laboratoriais obtidos para os ortognaisses encontrados a sul de Cocalinho com as rochas graníticas descritas por Souza (1997) no Complexo Ponta do Morro, é possível

observar que essas duas unidades apresentam composição química levemente diferente e, embora ambos os tipos possam ser classificados como provenientes de ambiente intraplaca e apresentem associação típica de granitóides alcalinos do tipo A, a geração das mesmas ocorreu em épocas distintas, fato este reforçado pela presença de deformação e metamorfismo nos ortognaisses Itacaiu o que não ocorre nas rochas ígneas do Complexo Ponta do Morro.

Tabela 4 - Síntese da evolução tectônica do Arco Magmático de Goiás, (adaptado de Pimente et al., 2004 e Dantas et al., 2006) citado por Chianiri 2007.

890 – 800 Ma	Formação de sistemas de arcos de ilhas intracratônicos caracterizados por rochas vulcânicas cálcio-alcálicas e corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos, alguns dos quais com características geoquímicas semelhantes a magmas adakíticos.
Ca. 800 Ma	Intrusões das séries inferiores dos complexos acamadados de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava, possivelmente em ambiente de rift localizado em ambiente de back arc.
770 – 760 Ma	Metamorfismo de alto grau registrado especialmente nos três grandes complexos acamadados e menos fortemente no Arco de Arenópolis. Eventos preliminares interpretados como resultado da colisão entre a porção norte do Arco de Goiás e a borda do Cráton do São Francisco
760 – 680 Ma.	Período de relativa quiescência ígnea. A pequena intensidade da atividade ígnea cálcio-alcálica pode representar inclinação rasa da zona de subducção e limitada fusão da cunha do manto sobre esta.
670 – 600 Ma	Período de intensa atividade ígnea e tectônica com alojamento de inúmeros corpos tonalíticos-granodioríticos-granitos e abundantes corpos máficos-ultramáficos diferenciados, não somente no Arco Magmático de Goiás, como também no Complexo Anápolis-Itaçu. Assim são caracterizados no Arco dois períodos de geração de magmas tonalíticos e acreção crustal.
630 – 600 Ma	Pico do metamorfismo Brasileiro registrado em todas as rochas da Faixa Brasília
> 600 Ma	Soerguimento regional e magmatismo tipicamente pós-orogênico de caráter bimodal.

CONCLUSÕES Os dados aqui apresentados permitem concluir que os ortognaisses que afloram nas imediações de Cocalinho são o resultado do metamorfismo de uma rocha granítica com assinatura magmática típica de magma granítico do tipo A. Os dados geocronológicos mostraram valores aproximados de 815Ma que podem ser interpretados como produto de uma herança isotópica e outro valor de cerca de 667 Ma, interpretado como a idade de cristalização da rocha. Estes dados merecem ser melhores investigados, inclusive procurando informações sobre qual evento causou as deformações observadas nas rochas, ou seja, qual o último evento

metamórfico a que estas rochas foram submetidas.

Para responder as 3 perguntas aventadas na introdução, será necessária a realização de outros estudos, já em andamento, e que visam elucidar o posicionamento destas rochas graníticas em relação às outras rochas aflorantes na região o que permitirá concluir o posicionamento tectônico das mesmas.

Agradecimentos Este trabalho foi financiado pela CAPES. Os autores agradecem a Maria Zélia Aguiar pelas discussões durante a interpretação dos dados petrológicos.

Referências

- Almeida F.F.M. de. 1974. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In: SBG, Cong. Bras. Geol, 28, Porto Alegre, *Anais*, 4:09-17.
- Almeida F.F.M. de. 1984. Província Tocantins – setor sudoeste, In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher, p. 265-281.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. *Rev.Bras. Geoc.*, 23:18-30.
- Anderson J.L. & Bender B. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type, granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23:19-52
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605-626.
- Bonhomme M.G., Cordani U.G., Kawashita K., Macedo M.H.F., Thomaz-FILHO A. 1982. Radiochronological age correlation of sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18:103-118.
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97:1-29.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chappell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks : a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35:1-11.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of a type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib.Mineral. Petrol.*, 80:189-200.
- de la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses—its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.
- Eby G. N. 1992. Chemical Subdivision of the A-type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20:641-644.
- Figueiredo A.J.A. & Olivatti O. 1974. *Projeto Alto Guaporé*.

- Relatório Final Integrado. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM, **11**. Convênio DNPM/CPRM.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D'el Rey Silva L.J.H. 1994. In: SBG, Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Atas*, p. 215-216.
- Geraldes P., Sirois M.G., Tanguay J.F. 2003. Specific contribution of estrogen receptors on mitogen-activated protein kinase pathways and vascular cell activation. *Circ. Res.*, **93**:399-405.
- Giret A., Bonin B., Kger J.M. (1980) Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist*, **18**:481-495.
- Gioia S.M.C. 1997. *Preparação da Metodologia Sm-Nd para Datação de Amostras Geológicas e sua Aplicação em Rochas das áreas de Firminópolis, Fazenda Nova e Americana do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 100p.
- Kuyumjian R.M. 1994. Geologia da sequência Mara Rosa na região da Chapada, Goiás. In: SBG, Simp. Geol. do Centro-Oeste, 4, Brasília, *Atas*, p.142-144.
- Lacerda Filho J.V., Souza J.O., Oliveira C.C., Ribeiro P.S.E., Boas P.F.V., Albuquerque M.C., Frasca A.A.S., Borges F.R., Moreton L.C., Martins E.G., Camargo M.A., Valente C.R., Pimentel M.M., Botelho N.F. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta) In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. da Amazônia, 7, Belém, *Resumos Expandidos*, CD-Rom.
- Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. In: *Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies*, San Diego, California, **11**:468.
- Maniar P.D. & Piccolli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America Bull.*, **101**:635-643.
- Martinelli C.D. & Batista J.J. 2003. Estratigrafia da sequência metavulcanossedimentar dos Araés: Grupo Cuiabá? In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 8, Cuiabá, *Atas*, p.124-125.
- Nakamura N. 1977. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica at Cosmochimica Acta*. **38**:757-775.
- Patiño-Douce A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**:743-746.
- Pearce J., Harris N.B.W., Tindle A.D. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Machado N., Ribeiro R.K., Viana M.G. 1993. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no Centro - Oeste. In: SBG, Cong. Brás. Geol., 4, Brasília, *Resumos Expandidos*, p.255-258.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:2-14.
- Pinho F.E.C., Barbosa E.S., Pulz G.M., Ronchi L.H. 2003. Inclusões fluidas nos veios auríferos do depósito Pau-a-Pique, sudoeste do Cráton Amazonico. In: Ronchi L.H. & Althoff F.J. (org.) *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, UNISINOS v. 1, p. 293-311.
- Pinho F. E. C. 1990. Estudo das rochas encaixantes e veios mineralizados a ouro do Grupo Cuiabá, na região denominada Garimpo do Araés, Nova Xavantina, Estado de Mato Grosso. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 114p.
- Qiu J-S., Wang De-Zi, McInnes B.I.A., Jiang S-Y., Wang R.-C., Kanisawa S. 2005. Two subgroups of A-type granites in the coastal area of Zhejiang and Fujian Provinces, SE China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Transactions: Earth Sciences*, **1-2**:227-236.
- Ribeiro Filho W. 1981. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa. In: SBG, Simp. Geol. do Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Atas*, p.281-299.
- Rodrigues J.B. 1996. *Geocronologia e geoquímica da sequência vulcano-sedimentar de Ipord e rochas graníticas associadas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 101p.
- Schobbenhaus Filho C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. Texto Explicativo do Mapa Geológico e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais. Brasília, DNPM, 501p.
- Souza M.Z.A. 1997. *Petrologia e geoquímica do complexo alcalino Ponta do Morro-MT*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 168p.
- Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck R.A., Machado N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Rev.Bras. Geoc.*, **25**:111-123.
- Whalen J.W., Currie K.L., Chappell BW. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Min. Petrol.*, **95**:407-419.

Manuscrito ID 11146

Submetido em 19 de abril de 2008

Aceito em 24 de abril de 2009