

Estratigrafia e geocronologia do *greenstone belt* de Guarinos, Goiás

Stratigraphy and geochronology of the Guarinos greenstone belt, Goiás, Brazil

Hardy Jost¹, Vinícius Gomes Rodrigues², Marcelo Juliano de Carvalho³, Farid Chemale Junior⁴,
Juliana Charão Marques⁵

¹Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás - UFG, Campus Samambaia, Caixa Postal 131,
CEP 74001-970, Goiânia, GO, BR (hmc_jost@opendf.com.br)

²Yamana Gold Inc., São Paulo, SP, BR (vgrodrigues@yamana.com)

³Orinoco Resources Limited, Brasília, DF, BR (marcelo@orinocoresources.com)

⁴Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, DF, BR (fchemale@unb.br)

⁵Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, BR (juliana.marques@ufrgs.br)

Recebido em 19 de dezembro de 2011; aceito em 07 de maio de 2012

RESUMO

O *greenstone belt* de Guarinos é uma das três faixas de rochas supracrustais de baixo grau metamórfico marginadas por ortognaisses do extremo norte do Bloco Arqueano de Goiás. A investigação da estratigrafia daquelas faixas iniciou no final da década de 1970, com modificações ao longo dos anos em decorrência de mapeamentos geológicos de detalhe. A proposta estratigráfica mais recente em vigor do *greenstone belt* de Guarinos reúne as rochas supracrustais no Grupo Guarinos, subdividido nas formações Serra do Cotovelo (metakomatiitos), Serra Azul (metabasaltos), São Patricinho (metaturbiditos máficos), Aimbé (BIF) e Cabaçal (filitos carbonosos e metarenitos impuros). O mapeamento de detalhe e os resultados de sondagens do programa de exploração mineral na área pela Yamana Desenvolvimento Mineral S.A. possibilitaram redefinir a Formação Cabaçal e desdobrá-la em um membro inferior de filitos carbonosos com intercalações de derrames de basalto e lentes de gondito; um intermediário de horizonte de gondito e formação ferrífera com metachert e barita maciça; e um superior de filito carbonoso com eventuais lentes de metachert. Os metarenitos impuros, por seu turno, são propostos sob a denominação de Formação Mata Preta, a qual está lateralmente interdigitada com as rochas da Formação Cabaçal. Dados geocronológicos U-Pb obtidos por LA-ICP-MS em cristais detriticos de zircão dos turbiditos máficos da Formação São Patricinho e dos metarenitos da Formação Mata Preta indicam área fonte dominada por rochas do Sideriano e Riáciano, com parcial participação de fonte Arqueana. A natureza dos litotipos das formações Cabaçal e Mata Preta e as relações de contato entre ambas sugerem que o estágio de bacia que representam evoluiu a partir de importante evento anóxico oceânico mundial de 2,2 a 2,06 Ga e responsável pela Formação Cabaçal. O ambiente euxênico foi contemporâneo com um arco magmático que atuou como fonte da carga clástica dos arenitos da Formação Mata Preta.

Palavras-chave: *Greenstone belt* de Guarinos; Goiás; Revisão estratigráfica; Geocronologia; Evolução de bacia.

ABSTRACT

The Guarinos greenstone belt is one of the three low metamorphic grade supracrustal rocks assemblage rimmed by orthogneisses of Central Brazil's Archean Block northern limits. The investigation of the stratigraphy of those greenstone belts started by the end of 1970's and underwent improvements during the years as a result of detailed geological mapping. The latest and accepted stratigraphic model for the Guarinos greenstone belt refers its supracrustal rocks under the Guarinos Group, which is subdivided into the Serra do Cotovelo (metakomatiites), Serra Azul (metabasalts), São Patricinho (mafic metaturbidites), Aimbé (BIF) and Cabaçal (carbonaceous phyllites and impure metarenites) formations. Detailed geologic mapping (1:10,000) and drill-cores during an exploration program by Yamana Desenvolvimento Mineral S.A. in the area allowed a better definition of the metasedimentary package of the Cabaçal Formation, which is here formally proposed to be subdivided into a Lower Member of carbonaceous phyllites with basalt lava flows and gondite lenses interlayers, an Intermediate Member of gondite, iron formation, metachert and massive barite lenses, and an Upper Member of carbona-

ceous phyllites with minor metachert lenses. The impure metarenites, formerly considered as part of the Cabaçal Formation, are proposed under the Mata Preta Formation, which is laterally interfingered with the Cabaçal Formation. U-Pb LA-ICP-MS geochronological data of detrital zircon grains from the São Patricinho mafic metaturbidites and the impure metarenites of the Mata Preta formations indicate that the major source-area of the clastic load had a Siderian to Rhyacian age, with minor contribution from Archean rocks. From the rock assemblage of both units and their contact relationships it is concluded that the basin stage they represent evolved during the world-wide Anoxic Oceanic Event (AOE) that took place during the 2.2 to 2.06 Ga, represented by the carbonaceous phyllites of the Cabaçal Formation, coeval with the erosion of a magmatic arc that derived the immature clastic load of the Mata Preta Formation.

Keywords: Guarinos greenstone belt; Goiás State; Central Brazil; Stratigraphic reappraisal; Geochronology; Basin evolution.

INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico na escala 1:25.000 do *greenstone belt* de Guarinos, situado no Bloco Arqueano de Goiás, foi realizado em três campanhas a título de Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia de alunos do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. A primeira ocorreu em 1987 e teve por alvo a porção sul da faixa (Jost e Ferreira Filho, 1987), a segunda, em 1992, a porção central (Jost et al., 1995) e a terceira em 2000 o extremo norte (Jost et al., 2001). Os mapeamentos foram realizados com vistas ao conhecimento da distribuição de litotipos e suas relações de contato, sucessão litológica, entendimento de ambientes deposicionais e arcabouço estrutural, como base para a compreensão das características da faixa e dos controles das ocorrências de mineralização aurífera. Os direitos de pesquisa mineral adquiridos pela Yamana Desenvolvimento Mineral S.A., em 2006, resultaram em mapeamentos geológicos em escalas de 1:25.000 até 1:5.000, acompanhados de sondagens em alvos específicos, uma das quais de caráter estratigráfico, e os novos dados permitiram revisar a sucessão litológica e a evolução ambiental daquelas rochas supracrustais. O presente trabalho visou revisar o modelo estratigráfico em vigor proposto por Jost e Oliveira (1991), indicar novas unidades para o *greenstone belt* de Guarinos, apresentar dados geocronológicos e avançar na compreensão da sua complexa evolução deposicional.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O *greenstone belt* de Guarinos, situado no limite centro-norte do bloco Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás (Figura 1), tem forma triangular alongada segundo NS, cerca de 40 km de comprimento, 6 km de largura no sul e estreita-se para norte onde termina em ápice. Sua porção nordeste tem suave curvatura de convexidade voltada para leste proporcionada por intrusão félsica informalmente denominada de Trondhjemito Santo Antônio. No norte, faz contato com rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, as quais cavalgam

o Bloco Arqueano-Paleoproterozoico mediante rampa frontal com vergência para sul e denominada de Lineamento Mandinópolis (Jost et al., 2001) e, no sul, por rampa lateral de rochas do Grupo Araxá, ambos do Neoproterozoico. No oeste, está em contato com gnaisses tonalíticos e granodioríticos do Complexo Caiamar e, no leste, com gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos do Complexo Moquém, de idades U-Pb SHRIMP em zircão de 2,85 Ga e 2,75 Ga, respectivamente (Queiroz et al., 2008). No limite sudoeste está parcialmente sotoposto, por falha de empurrão de baixo ângulo a horizontal, por *klippen* da Sequência Morro Escuro (Figura 2), um resto de sequência plataformal composta por metaconglomerados, quartzitos, dolomitos e formação ferrífera do tipo Superior, de idade ainda desconhecida, supostamente do Paleoproterozoico (Jost et al., 1989).

O primeiro modelo estratigráfico dos *greenstone belts* da porção norte do bloco arqueano-paleoproterozoico teve extensão regional e as rochas supracrustais daquelas faixas foram reunidas por Danni e Ribeiro (1978) no Grupo Pilar de Goiás (Figura 3), subdividido por Saboia (1979) nas formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas. Em vista das diferenças na sucessão de eventos vulcânicos e de ambientes deposicionais das seções sedimentares, Jost e Oliveira (1991) propuseram considerar cada *greenstone belt* como entidade independente e adotaram o termo Grupo Guarinos para a sucessão estratigráfica daquela faixa e o subdividiram em uma porção inferior de rochas vulcânicas representadas pelas formações Serra do Cotovelo e Serra Azul, e uma de topo, metassedimentar, pelas formações São Patricinho, Aimbé e Cabaçal. A última unidade foi subdividida por Jost et al. (1995) em uma fácies basal de filitos carbonosos e outra de topo composta de arenitos impuros (metagrauvacas). Jost e Fortes (2001), por seu turno, subdividiram o *greenstone belt* em dois setores justapostos por falha transcorrente NS, sendo que o de oeste conteria todas as unidades propostas por Jost e Oliveira (1991), e o de leste apenas duas (Figura 3).

A Formação Serra do Cotovelo ocorre, em maior extensão, no extremo sul do *greenstone belt* (Figura 2), em contato tectônico com metabasaltos, e consiste de cerca de

200 m de metakomatiitos peridotíticos e piroxeníticos e intrusões subordinadas (Figura 4A), transformados em xistos com proporções variadas de talco, clorita, serpentina, carbonato e actinolita, subordinadamente magnetita e cromita. Não foram, até o presente, registradas texturas vulcânicas, mas sua interpretação como de origem vulcânica deriva das intercalações de metachert e formações ferríferas da fácies óxido.

A Formação Serra Azul aflora ao longo da borda do *greenstone belt* (Figura 2), como contorno, pelo oeste e leste, do núcleo de rochas metassedimentares. Sua espessura preservada é da ordem de 300 m e os seus protolitos compreendem derrames de basaltos toleíticos com locais almofadas (Figura 4B) e eventuais diques e *sills* de dolerito e gabro, transformados em anfibólio xistos com proporções variadas de ferroactinolita e albita ou oligoclásio, e titanita, clorita, clinozoisita, quartzo, pirita ou magnetita subordinados.

A Formação São Patricinho tem cerca de 150 m de espessura, aflora no sul e contorna a Formação Aimbé pelo sudoeste, sul e sudeste (Figura 2) e consiste de metarritmicos ricos em clorita e clorita xistos. A abundância de clorita e a presença de clastos de basalto (Figura 4C) nos ritmicos sugerem que a unidade derivou da erosão de basaltos.

A Formação Aimbé tem 80 m de espessura média, ocorre na porção centro sul do *greenstone belt* (Figura 2), onde se dispõe como antifórme estruturalmente sotoposta às formações Serra Azul e São Patricinho. Resende (1994)

e Resende e Jost (1994) descrevem que a unidade consiste de uma seção basal com lentes de metaconglomerado, sericitas filitos e zonas de alteração hidrotermal com condutos exalativos (Figura 4D). O topo é o litotipo diagnóstico e compreende formação ferrífera com uma fácies basal de magnetita e outra de topo com hematita em contato gradual com a base da Formação Cabaçal. A sua característica particular é a presença de matriz de mica branca com raro quartzo (Figura 4E), o que a distingue de outras ocorrências em metakomatiitos e metabasaltos, onde a matriz é de quartzo e compostas por magnetita, hematita e grunerita.

A presença de condutos exalativos associados à Formação Aimbé compreende o único geopetal da faixa. Segundo Resende (1994), estes estão engastados nas formações Serra Azul e São Patricinho, estruturalmente sobrepostas. Na origem, os condutos alimentaram a formação ferrífera e, por conseguinte, deveriam estar na base da mesma e sua posição, hoje sobreposta, indica que a estrutura desenhada pela Formação Aimbé é uma sinclinal com sucessão invertida.

A Formação Cabaçal ocorre ao longo do núcleo do *greenstone belt* e, segundo Jost e Oliveira (1991), consistiria apenas de espessa sucessão de filitos carbonosos. A partir de mapeamento geológico na escala 1:25.000 da porção norte, Jost et al. (1995) subdividem-na em um membro inferior de filitos carbonosos com intercalações de formações ferríferas e

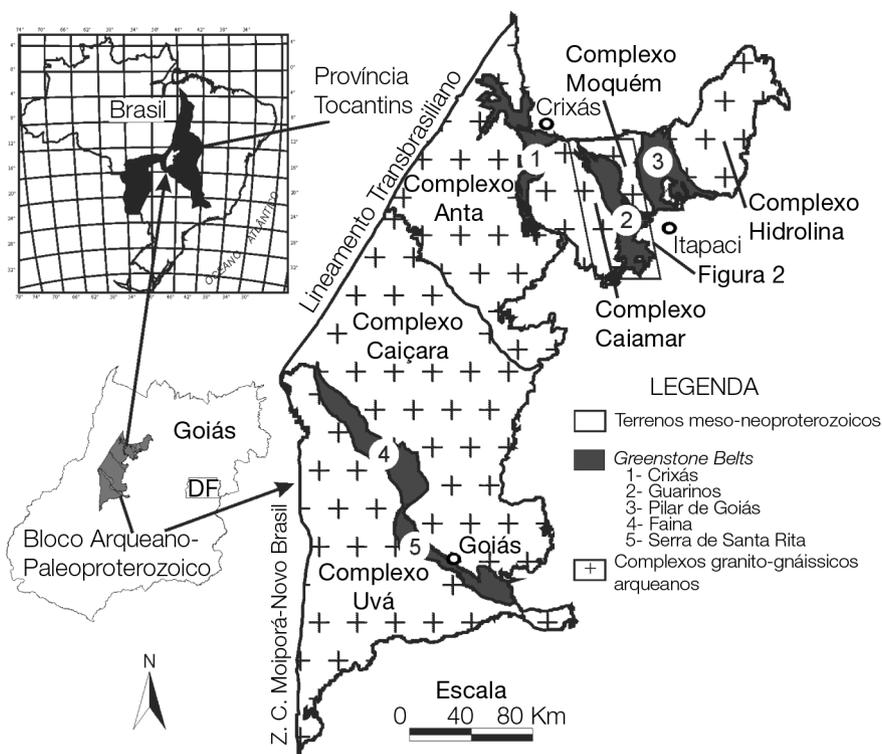


Figura 1. Contexto regional do *greenstone belt* de Guarinos.

manganesíferas, e outro superior de metarenitos impuros rítmicos com subordinados metassiltitos e metafolhelhos. A passagem do membro inferior para o superior seria brusca e a presença, ainda que rara, de fragmentos milimétricos a centimétricos de pelito carbonoso em alguns níveis de metarenito próximos à base do membro superior sugeriria que o contato entre ambos seria por discordância erosiva.

As rochas do *greenstone belt* de Guarinos possuem paragêneses minerais da fácies xisto verde médio, com foliação metamórfica S_n paralela ao acamamento S_0 , o que sugere que o evento deformacional mais antigo gerou dobras apertadas a isoclinais. Do ponto de vista da recuperação da sucessão estratigráfica frente ao arcabouço estrutural, o *greenstone belt* pode ser dividido em um domínio sul e outro norte. A melhor preservação da

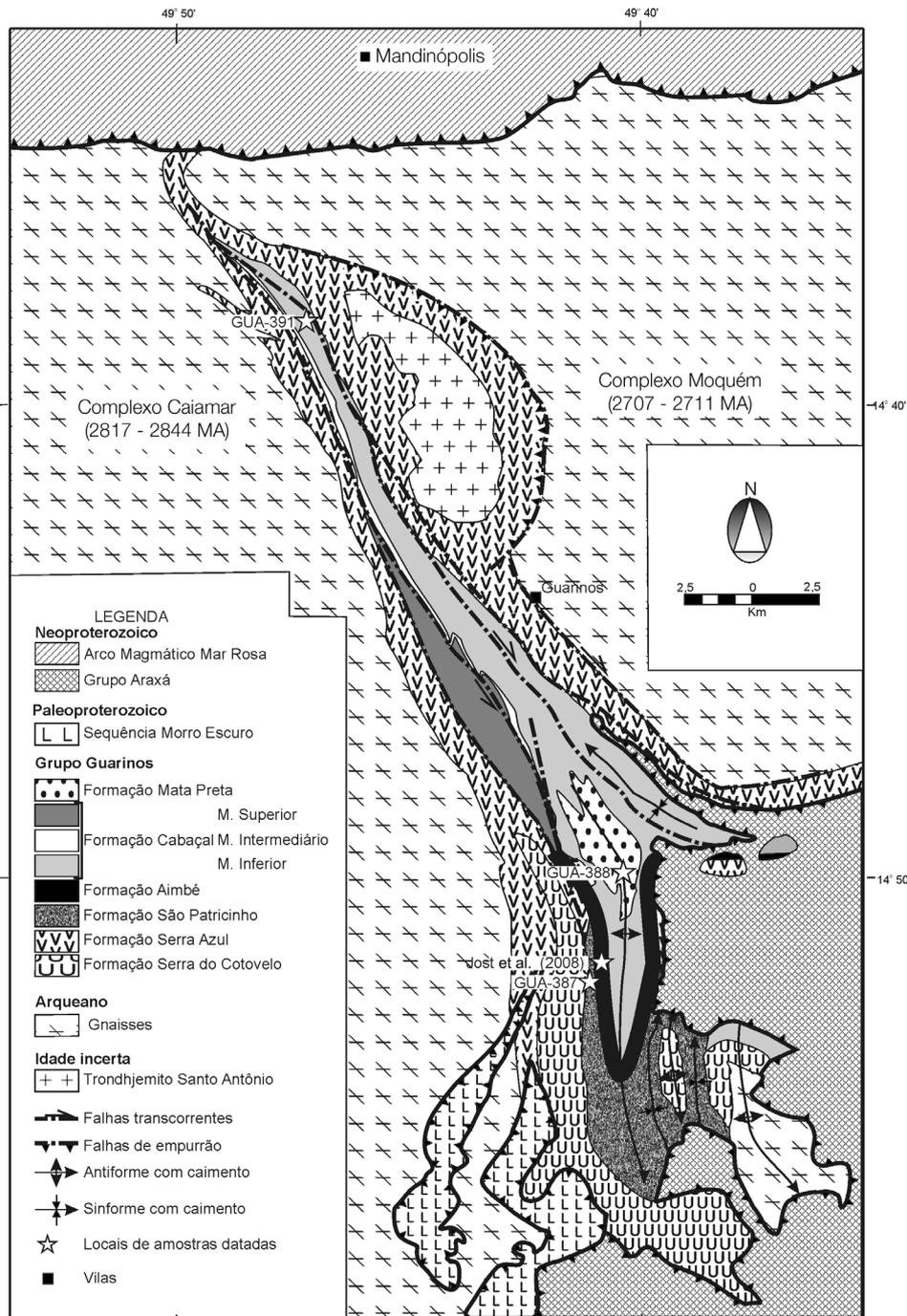


Figura 2. Mapa geológico esquemático do *greenstone belt* de Guarinos com novos detalhes estruturais e estratigráficos.

estratigrafia da faixa situa-se no domínio sul, onde as unidades descrevem, de oeste para leste (Figura 2), uma antifor-me simétrica, com superfície axial NS, vertical e ângulo interflancos médio de 45°, desenhada pela Formação Aimbé, a qual é contornada no oeste pelos metabasaltos da Formação Serra Azul e, no sudoeste, sul e leste, pelos metarritmitos da Formação São Patricinho. A antifor-me dá lugar, para leste, a uma sinfor-me apertada com superfície axial NS e mergulho médio de 60°SW, a qual, mais

a leste, dá lugar a uma antifor-me apertada e inversa, com superfície axial suavemente curvilínea N70°W no sul que passa gradualmente a N15°W no norte, com mergulho médio de 40° para SW. No domínio norte as unidades estão dispostas em uma sucessão de antifor-mes e sinfor-mes apertadas e inversas, recortadas, na porção nordeste, pela intrusão do Trondhjemito Santo Antônio, alojado no núcleo de uma braquianticlinal (Domo de Guarinos) adernada para Leste. O domínio norte também contém

Danni e Ribeiro (1979)		Jost e Oliveira (1991)	Jost et al. (1995)	Jost e Fortes (2001)		Este artigo		
Grupo Pilar de Goiás	Formação Ribeirão das Antas (metassedimentar)	Grupo Guaririnos	Formação Cabaçal { Membro superior (metagrauvaca) Membro inferior (filito carbonoso, gondito, Bif, metachert)	Setor oeste	Setor leste	Grupo Guaririnos	Formação Mata Preta (siliciclásticas imaturas)	
	Formação Rio Vermelho (metabasaltos)			Formação Aimbé (Bif metaconglomerado, filitos, metahidrotermalitos e condutos exalativos)	Formação Cabaçal		Formação Cabaçal	Formação Cabaçal { Membro superior (filito carbonoso) Membro intermediário (Gondito, Bif, metachert, barita) Membro inferior (filito carbonoso, metabasalto, metachert, gondito)
				Formação Serra Azul (metabasaltos)	Formação São Patricinho (metaturbiditos)		Formação Serra Azul	Formação Serra Azul
	Formação Serra do Cotovelo (metakomatitios)			Formação Serra do Cotovelo (metakomatitios)	Formação Serra do Cotovelo		Formação Serra do Cotovelo	

Figura 3. Modelos estratigráficos propostos para o *greenstone belt* de Guarinos por Danni e Ribeiro (1978), Jost e Oliveira (1991), Jost et al. (1995), Jost e Fortes (2001) e esse artigo.

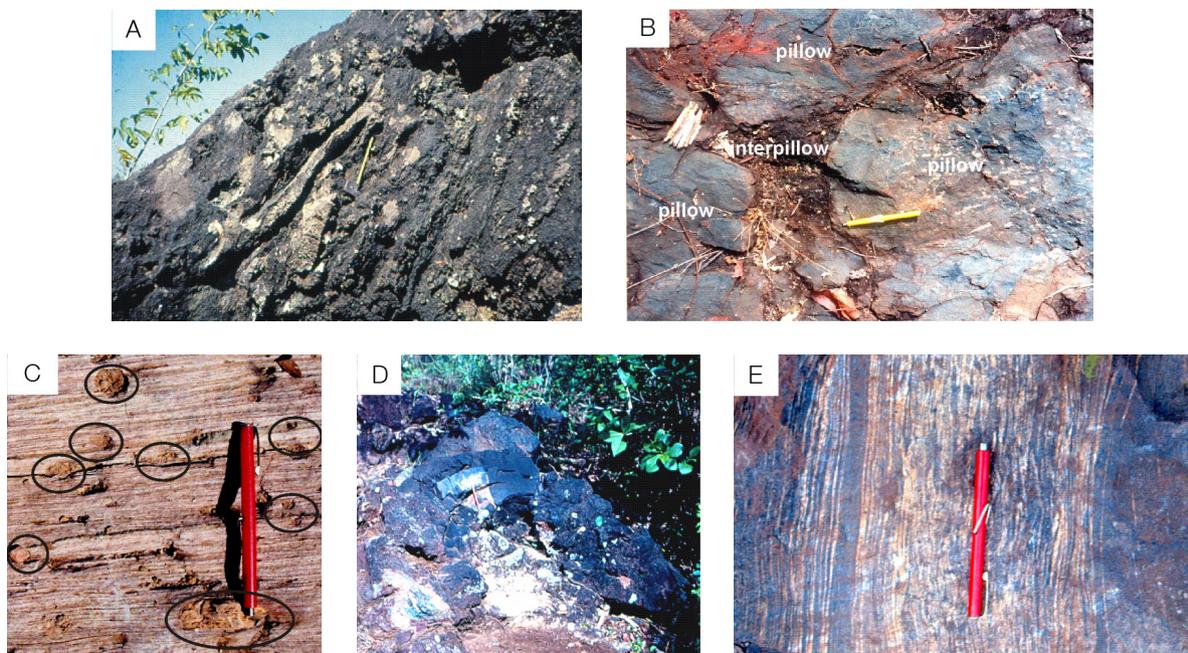


Figura 4. Afloramentos de litotipos característicos das unidades estratigráficas inferiores do *greenstone belt* de Guarinos e mantidas nesta proposta segundo Jost e Oliveira (1991). (A) Metakomatiito da Formação Serra do Cotovelo transformado em talco xisto dobrado. (B) Metabasalto com almofada, interpillow e vesículas da Formação Serra Azul. (C) Metarritmito da Formação São Patricinho com clastos arredondados de basalto (circundados). (D) Conduto exalativo marcado por parede de turmalinito da Formação Aimbé. (E) Formação ferrífera bandada da fácies hematita com abundante mica branca da Formação Aimbé.

um feixe de falhas direcionais longitudinais N10°W, com mergulho da ordem de 30°SW, marcadas por filonitos e dobras de arrasto, cujo ramo principal situa-se aproximadamente na porção mediana do *greenstone belt* e está alojado preferencialmente em filitos carbonosos. A partir do extremo norte da falha principal emergem falhas subsidiárias que se abrem em *splay-faults* para leste (Figura 2) e hospedam veios e filetes boudinados de quartzo, localmente auríferos, e raros corpos de gabro e granodiorito de dimensões reduzidas (< 2 km²).

NOVA PROPOSTA ESTRATIGRÁFICA

Os resultados de exploração mineral, mapeamento geológico na escala de até 1:10.000 e sondagens pela Yamana Desenvolvimento Mineral S.A. revelaram que as características líticas, posição estratigráfica e limites das formações Serra do Cotovelo, Serra Azul, São Patricinho e Aimbé não requerem redefinição, pois oferecem uso prático em superfície, mas geraram a necessidade em redefinir a Formação Cabaçal. Assim, propõe-se formalmente a sua divisão em três membros e a criação da Formação Mata Preta (Figura 3) por desdobramento da Formação Cabaçal e, desta forma, respeitar as respectivas características líticas, posição estratigráfica, limites e ambientes deposicionais.

Formação Cabaçal

O estratotipo da Formação Cabaçal consiste de filitos carbonosos em contato inferior gradacional com a fácies hematita da

Formação Aimbé e lateralmente interdigitada e parcialmente sotoposta às rochas siliciclásticas imaturas da Formação Mata Preta. A seção tipo da unidade situa-se ao longo do Córrego Cabaçal, o qual flui de sul para norte em vale incisivo, por cerca de 10 km na porção centro sul do *greenstone belt*, com nascentes na Serra do Passa Três, domínio do Grupo Araxá, até a confluência com o Córrego Frio, cerca de 4 km a sul da localidade de Guarinos. Devido ao caráter dúctil do seu estratotipo, este foi favorável à delaminação tectônica e consequente repetição por dobras e falhas, o que resulta em indeterminação da sua espessura original. Em campo é possível, por vezes, percorrer filitos carbonosos por mais de 1.000 m em percurso ortogonal à direção dos estratos. A unidade pode ser subdividida em três membros (Figura 5), cada qual composto por associações próprias de rochas.

Membro inferior

A seção tipo se situa nos primeiros 3 km de estrada vicinal que, a partir do limite norte de Guarinos, ruma para sudoeste, até o sopé da primeira serra na continuidade da estrada. O seu estratotipo compreende filitos carbonosos ora homogêneos e ora laminados (Figura 6A), por vezes com laminação convoluta (*slumping*) (Figura 6B), e intercalações milimétricas a centimétricas de arenitos finos, brancos, rítmicos (Figuras 6A e 6B), localmente microconglomeráticos com fragmentos de metapelite carbonoso (Figura 6B). Uma sondagem na porção sul da faixa expôs cerca de 20 m de prováveis esteiras algálicas (Figura 6C) cinza a branco amareladas, muito finas, com lâminas claras e escuras alternadas, suavemente onduladas, por vezes com terminações

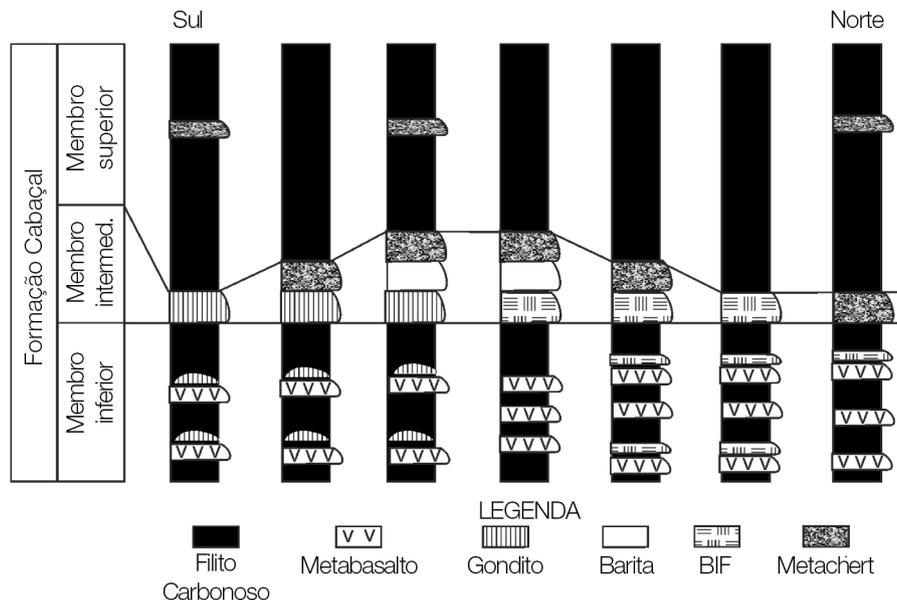


Figura 5. Seção esquemática da Formação Cabaçal e sua subdivisão em membros caracterizados por associações litológicas próprias.

filamentosas e massas brancas, circulares a elípticas, de 1 a 2 cm de comprimento, com estrutura concêntrica que lembram oólitos, pisólitos e oncólitos, sugestivo de deposição em águas rasas. Intervalos de transição com a Formação Mata Preta são marcados pela alternância rítmica de níveis centimétricos a métricos de arenitos impuros desta com o filito carbonoso da Formação Cabaçal (Figura 6D).

A característica distintiva do Membro Inferior reside na presença de intercalações decamétricas de metabasalto fino, próximo aos quais ocorrem lentes métricas de gondito ou formação ferrífera na fácies óxido. Como sintetiza a Figura 5, a frequência destas intercalações cresce de sul para norte, em direção à seção tipo e corresponde à sucessão do setor leste de Jost e Fortes (2001) (Figura 3), exposta nos primeiros 4 km da estrada não pavimentada de Guarinos para Crixás.

Membro intermediário

O estratotipo do Membro Intermediário consiste de cerca de 10 m de rochas químicas que se estendem de forma contínua de sul a norte na porção centro-oeste do *greenstone belt*, em meio aos filitos carbonosos. A seção tipo situa-se na coordenada UTM 639354E, 8364651N, na cota 596 m, (datum SAD 69, zona 22S), a cerca de 800 m a oeste da sede da Fazenda Teteca. As rochas químicas variam lateralmente de

fácies de sul para norte (Figura 5). No sul são representadas apenas por gondito que, para norte e na seção tipo, dão lugar a gondito com lentes de barita e metachert que, a 320 m para norte, expõem formação ferrífera, barita e metachert. A partir deste ponto persistem as formações ferríferas, com locais gonditos e chert até o extremo norte do *greenstone belt*.

As exposições de gondito estão normalmente oxidadas (Figura 7A), com predominância de psilomelana, com local preservação de restos do protólito metamórfico que, em lâminas delgadas, revela que o mineral dominante foi a espessartita. O horizonte de formação ferrífera dominante é da fácies magnetita-hematita (Figura 7B), e varia lateralmente com a aquisição de proporções subordinadas de grunerita e pirita. As lentes de barita são ora maciças e ora possuem estratificação cruzada de baixo ângulo (Figura 7C), indicativo de deposição em água rasa. Por outro lado, o filito carbonoso basal do membro intermediário está, em geral, silicificado, o que sugere que o mesmo foi submetido à alteração hidrotermal incipiente durante a deposição química, em contraste com o situado no topo, pertencente ao membro superior.

Membro superior

O estratotipo do membro superior consiste de filitos carbonosos homogêneos semelhantes aos do membro inferior,

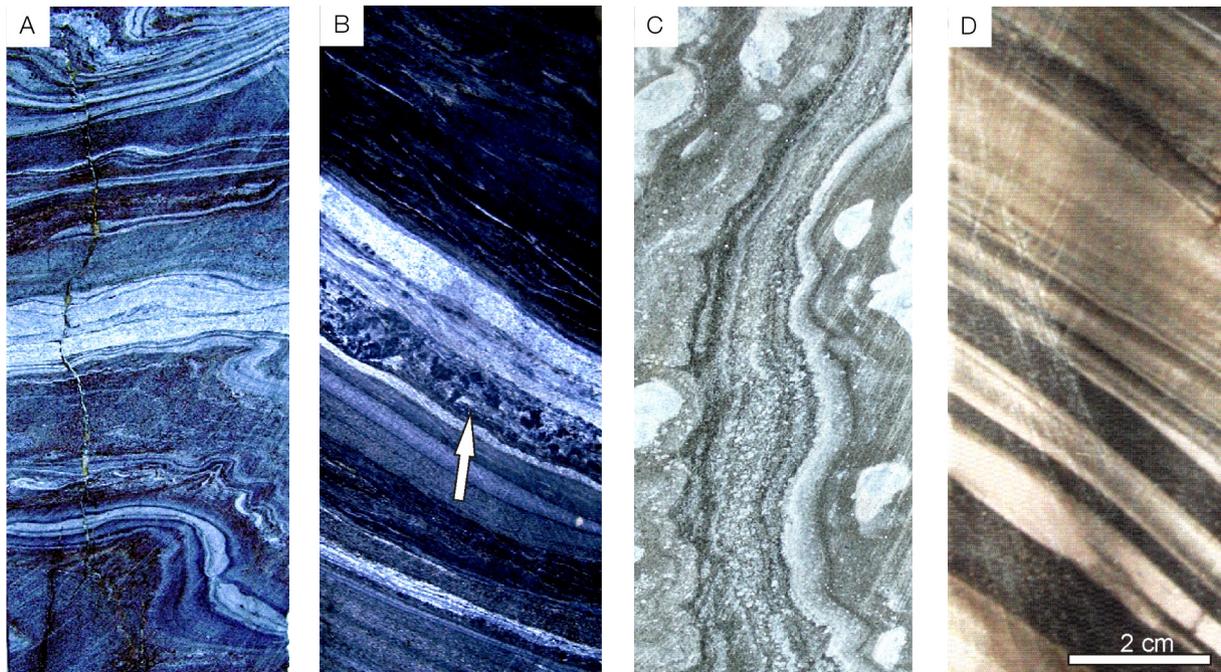


Figura 6. Testemunhos de sondagem com feições de filitos carbonosos do membro inferior da Formação Cabaçal. (A) Filito laminado alternado com lâminas de metarenito imaturo fino branco e estruturas de escorregamento sindeposicionais (*slumping*). (B) Filito carbonoso com lâminas de arenito imaturo muito fino e de microconglomerado com matriz arenosa rica em clastos de pelito carbonoso (seta). (C) Intervalo com provável esteira algálica. (D) Intervalo de transição dos filitos carbonosos do membro inferior da Formação Cabaçal com metarenitos impuros, brancos e finos da Formação Mata Preta. Escala comum aos quatro testemunhos de sondagem.

mas sem intercalações de basaltos e/ou gonditos, apenas eventuais lentes de metachert e níveis métricos de sericita filito branco de origem incerta. A seção tipo se localiza a partir do km 4 da estrada não pavimentada de Guarinos para Crixás, até o contato com metabasaltos do flanco oeste do *greenstone belt*. A unidade se estende ao longo do flanco oeste, desde a porção centro-sudoeste até o limite noroeste, sempre em contato tectônico com basaltos da Formação Serra Azul a oeste.

Formação Mata Preta

A Formação Mata Preta corresponde ao membro superior da Formação Cabaçal de Jost et al. (1995) e o seu estratotipo consiste de metarenitos e metassiltitos impuros (grauvacas) com intercalações subordinadas de metarenitos puros e dolomitos. A seção tipo situa-se nas cabeceiras do Córrego Mata Preta, situado no flanco oeste do *greenstone belt*, com exposições ao longo de estrada vicinal de direção noroeste localizada no alto do espigão central da faixa, entre as coordenadas UTM 836000 e 836200N, e entre os meridianos 6400000 e 6440000E. Em vista de dados

fragmentários da ocorrência de grauvacas e das interdigitação com os filitos carbonosos da Formação Cabaçal, a espessura da unidade é ainda indeterminada. Afloramentos e testemunhos de uma sondagem estratigráfica localizada no extremo sul do *greenstone belt* mostram que o contato entre as formações Mata Preta e Cabaçal é por interdigitação lateral (Figuras 3 e 6D). A denominação formal desta unidade se fundamenta nas características líticas distintas de ambas as unidades, mas com limite arbitrário.

Em afloramentos e testemunhos de sondagem, os litotipos desta unidade variam de finos a médios, cinza médio a escuro, maciços a ritmicamente laminados, o que é, em geral, realçado pela variação nas proporções de biotita e/ou clorita (Figura 8). Termos microconglomeráticos, dado pela presença de clastos de filito carbonoso, são eventuais. As estruturas primárias mais abundantes compreendem granoclassificação positiva vertical, laminação e estratificação plano-paralela e feições de corte e preenchimento. Seus constituintes maiores compreendem quartzo, albita ou oligoclásio e biotita, e, os menores, granada, clorita, microclínio, zircão, rutilo, magnetita, ilmenita, apatita e eventual carbonato. Nas fácies mais grossas, é comum a ocorrência de fragmentos de rocha de

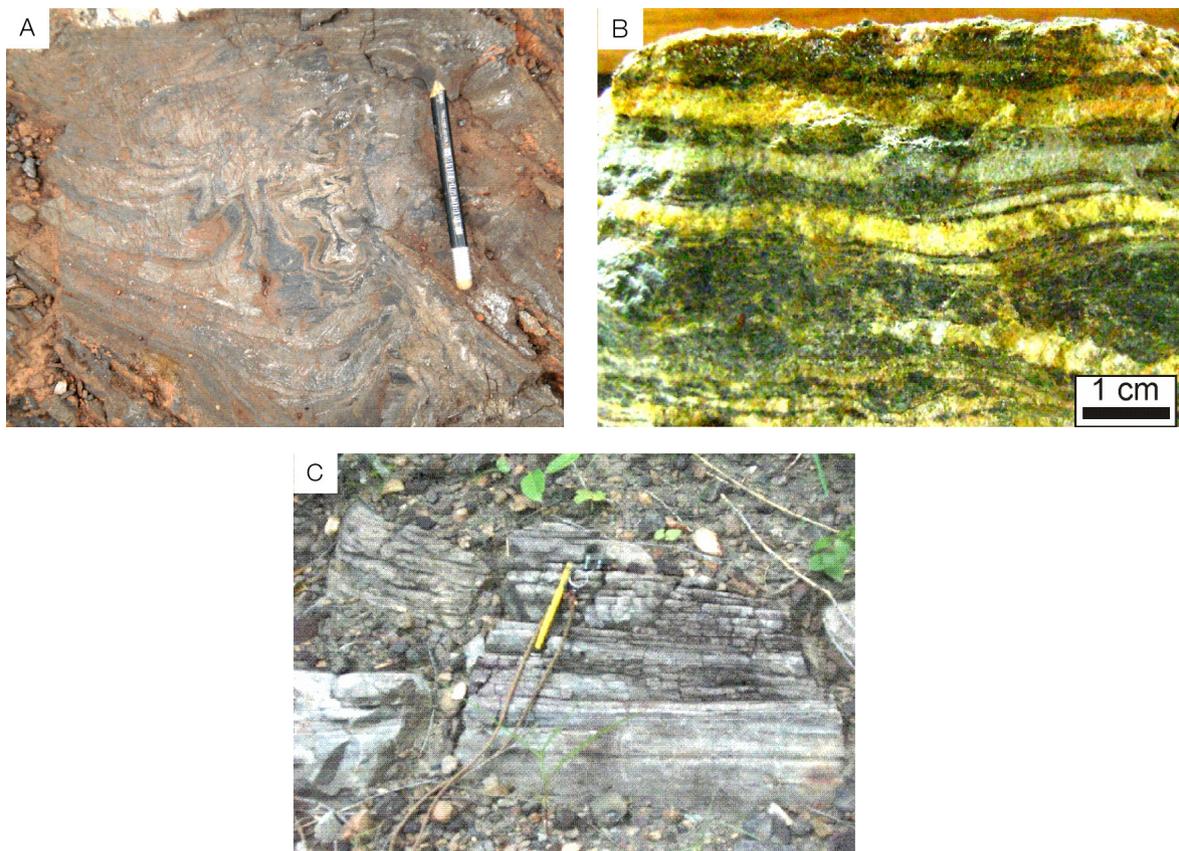


Figura 7. Membro intermediário da Formação Cabaçal. (A) Afloramento de gondito oxidado para concreções de psilomelana. (B) Amostra de mão de formação ferrífera da fácies óxido bandada com lâminas de metachert. (C) Afloramento de barita com estratificação cruzada de baixo ângulo (UTM 639354E, 8364651N).

0,5 a 5 mm de diâmetro, compostos por oligoclásio e quartzo, com quartzo, biotita e eventual mica branca intersticiais.

Metarenitos puros são raros, muito finos, cinza, homogêneos, maciços e compostos de grãos milimétricos de quartzo e cerca de 1% de diminutas palhetas de mica branca. Os dolomitos também são raros, ocorrem em bancos de 2 a 3 m de espessura, são brancos, maciços, muito finos e homogêneos e consistem de dolomita com rara mica branca e quartzo.

GEOCRONOLOGIA

Introdução

A primeira datação de rochas supracrustais do *greenstone belt* de Guarinos foi realizada por Jost et al. (2008a) em cristais de zircão de amostras das fácies magnetita e hematita da Formação Aimbé (Figura 2) analisados por LA-ICP-MS. Os grãos analisados são magmáticos, com textura de crescimento oscilatório e ocorrem intimamente associados com a matriz de mica branca. Considerando que Resende (1994) interpreta a matriz de mica branca daquelas fácies como de provável proveniência de cinza vulcânica em base geoquímica, os resultados isotópicos foram tratados em diagrama concórdia. Na fácies magnetita foram detectadas duas populações, uma com idade concordante de 2627 ± 19 Ma e outra com intercepto superior de 2232 ± 36 Ma, ao passo que os da fácies hematita geraram um intercepto superior de 2453 ± 22 Ma. Os cristais da fácies hematita diferiram em cerca de 200 m.a. dos mais jovens da fácies magnetita. Os autores sugerem que esta diferença sinalizaria que a deposição da fácies hematita poderia ter ocorrido por influência da sua transição com os filitos carbonosos da Formação Cabaçal, de área fonte de idade variada. Independente da discrepância, pela primeira vez se registrou a influência de área fonte Paleoproterozoica, especificamente do Riaciono, no *greenstone belt* de Guarinos, por extensão do que havia sido constatado em Crixás por Tassinari et al. (2006).

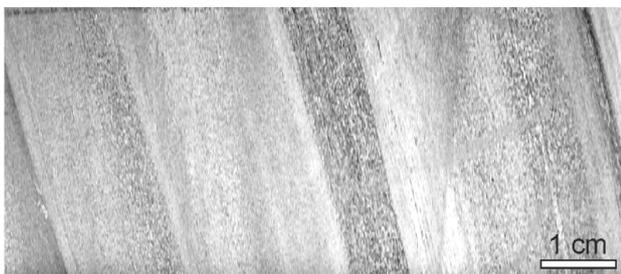


Figura 8. Testemunho de sondagem que mostra o caráter laminado dos metarenitos impuros da Formação Mata Preta. Níveis mais escuros são ricos em biotita.

Para efeitos deste artigo, três novas amostras (Figura 2) foram coletadas para datação U-Pb em cristais detríticos de zircão. Uma é de metarritmito da Formação São Patricinho (GUA-388) e outra de metarenito imaturo da Formação Mata Preta (GUA-387), ambas coletadas em afloramentos situados no extremo sul do *greenstone belt* e representadas por cerca de 20 kg. A terceira (GUA-391) consistiu de 10 kg de testemunho de magnetita-quartzo-muscovita xisto, de origem ainda incerta, intercalado na sequência metassedimentar do limite norte e coletada entre 119 e 170 m de profundidade da sondagem CA-02 realizada pela Yamana Desenvolvimento Mineral S.A.

Métodos analíticos

A análise dos cristais detríticos de zircão foi realizada por LA-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Todos os grãos de zircão foram adicionados a um suporte de epoxy com 2,5 cm de diâmetro, seguido de polimento até a exposição dos grãos. As imagens dos cristais foram obtidas em microscópio Leica MZ 12₅, e por *backscattering* em MEV Jeol JSM 5800. Os dados de datação foram obtidos em microsonda de ablação a laser New Wave UP213 acoplado a espectrômetro de massa Neptune MC-ICP-MS. Os dados isotópicos foram adquiridos em modo estático. O tamanho dos *spots* foi, em geral, de 25 μ m, mas em cristais com teor de ^{207}Pb inferior a 10.000 cps, ou de tamanho reduzido, estes foram de 40 e 15 μ m, respectivamente. O fracionamento elementar e a discriminação de massa instrumental por indução do laser foram corrigidos com emprego do zircão de referência GJ-1 (Simon et al., 2004), com duas medidas de GJ-1 a cada dez *spots* de zircão amostra. O zircão padrão GJ-1 e os cristais de cada amostra participaram do mesmo suporte. O erro externo foi calculado com o emprego do erro médio do padrão GJ-1 e do zircão amostra, ou *spot*, individual.

O método para a correção da presença de Pb comum dos cristais de zircão baseia-se no isótopo não radiogênico ^{204}Pb , mas este não é apropriado na maioria dos casos de análise por ablação a laser, tendo em vista que o sinal deste isótopo é afetado pelo ^{204}Hg , presente em Argônio e Hélio necessários para o procedimento por ICP e ablação. O ^{204}Pb comum, após a correção baseada em ^{202}Hg , determinados simultaneamente, é insignificante na maioria das situações, pois enquanto a intensidade típica do ^{204}Hg durante a ablação do zircão padrão se situa entre 600 e 1.000 cps, a intensidade calculada do ^{204}Pb é inferior ao erro estatístico e de 25 a 33 cps. Interpretamos que os teores de ^{204}Pb obtidos nos cristais de zircão refletem a composição do Pb comum, assumindo uma idade estimada concordante de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$.

e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Neste caso, a composição radiogênica de ^{206}Pb e Pb^{207} se expressa pela equação de Williams (1998), como fração de ^{206}Pb não radiogênico, isto é:

$$f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s} \text{ e}$$

$$f_{207} = \frac{[^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{207}/^{204}]_s}$$

Na composição isotópica do Pb comum assumimos a evolução desta como proposto por Stacey e Kramers (1975), que é requerida para atribuir uma idade inicial estimada. Assim, as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram corrigidas a partir de f_{206} e f_{207} nos ciclos individuais. Assim, nas tabelas de resultados analíticos, os valores de f_{206} correspondem ao percentual de Pb comum dos cristais individuais e, rotineiramente, os ciclos com valores superiores a 0,0025 não foram incluídos nos cálculos. Nas tabelas, os valores de razões de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ correspondem à extrapolação da idade para $t(\text{tempo}) = 0$. Após as correções para o Pb comum, as razões de $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$, os respectivos erros absolutos (1σ) foram calculados em planilha Excel. Tendo em vista que a razão $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ produz, na maioria dos casos, um fracionamento linear, empregou-se o fracionamento dado pela razão Pb/U para correções, como proposto por Youden (1951). Os dados de U-Pb em zircão foram tratados no programa ISOPLOT (Ludwig, 2003) e lançados somente os dados com concordância igual ou maior que 85% em histogramas de probabilidade relativa.

RESULTADOS

Na amostra da Formação São Patricinho (GUA-388) foram analisados 20 grãos (Tabela 1), os quais tinham contornos

parcialmente desbastados por transporte, finas bordas claras e irregulares de provável xenotimo, e distribuídos em duas populações com distintas estruturas internas. A mais abundante consistiu de grãos homogêneos, sem estrutura interna (Figuras 9A e 9B), típico de cristais derivados de rochas máficas, e a menos abundante tinha crescimento oscilatório (Figura 9C), característico de rochas fêlsicas. Os teores de Th oscilam entre 20 e 133 ppm e de U entre 26 e 430 ppm. A razão Th/U de 19 amostras varia de 0,24 a 0,66, e uma de 1,5. Os resultados analíticos revelaram que os grãos se distribuem em quatro idades distintas (Figura 10A). Os mais antigos, em número reduzido e com estrutura interna, se concentram em torno de 2838 e 2705 Ma, indicativo de área-fonte com rochas fêlsicas do Arqueano, compatível com as idades obtidas por Queiroz et al. (2008) nos ortognaisses adjacentes. A população dominante se concentra em torno de 2475 Ma e é representada por grãos homogêneos, o que sinaliza área-fonte com rochas máficas do Sideriano. O segundo grupo dominante, com pico de idade entre 2159 ± 27 Ma e 2849 ± 27 Ma, com pico principal em 2164 Ma, indica área-fonte Riacciana, com evidências de atividade magmática desta época na região (Jost et al., 1993, 2010; Queiroz, 2000). Estima-se que os grãos homogêneos, interpretados como de origem a partir de rocha máfica do Sideriano e do Riacciano, podem em parte ter derivado dos basaltos da Formação Serra Azul, com os quais a unidade está lateralmente disposta e cujos turbiditos contêm clastos de basalto, o que sinalizaria que os derrames poderiam datar do Riacciano, mas há outros candidatos regionalmente próximos, como os diques máficos datados daquela época por Tomazzolli (1997) e Costa (2003), e intrusivos nos complexos granito-gnáissicos adjacentes.

Na amostra de arenito impuro da Formação Mata Preta (GUA-387) foram analisados 40 grãos (Tabela 2), os quais

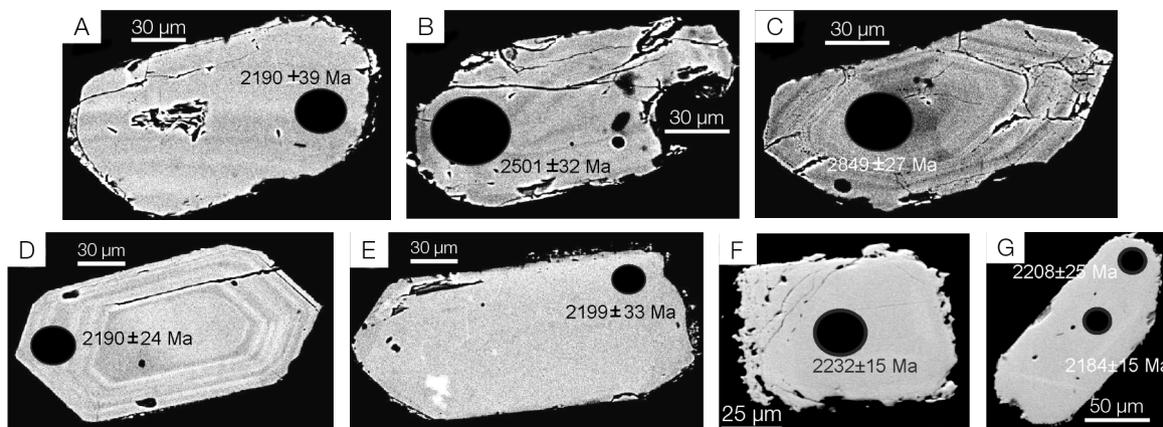


Figura 9. Imagens de *back scattering* de grãos de zircão característicos das três amostras de rochas do *greenstone belt* de Guarinos para efeitos deste trabalho. (A, B e C) Grãos da amostra GUA-388 de turbidito da Formação São Patricinho. (D e E) Grãos da amostra GUA-387 de arenito impuro da Formação Mata Preta. (F e G) Grãos da amostra GUA-391 de magnetita-quartzo-muscovita xisto intercalado na sequência metassedimentar do limite norte do *greenstone belt*. Os círculos pretos correspondem aos spots datados.

Tabela 1. Resultados analíticos de grãos de zircão por LA-ICP-MS da amostra de turbidito da Formação São Patrício (Amostra GUA-388).

Número do spot	f 206	Th	U	Razões isotópicas				Idade (Ma)											
				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Conc.								
		ppm	ppm	%	%	%	%	%											
Zr-161-D-IV-01	0,0023	83	174	0,48	7,1330	3,13	0,3819	1,81	0,58	0,1355	2,55	2085 ± 38	2128 ± 67	2170 ± 55	96				
Zr-161-D-IV-05	0,0009	20	85	0,24	7,4543	1,90	0,3946	1,10	0,58	0,1370	1,55	2144 ± 24	2168 ± 41	2190 ± 34	98				
Zr-161-D-IV-11	0,0015	27	69	0,40	7,4643	2,00	0,3931	1,08	0,54	0,1377	1,69	2137 ± 23	2169 ± 43	2199 ± 37	97				
Zr-161-D-IV-22	0,0008	86	138	0,62	7,2022	2,03	0,3881	1,60	0,79	0,1346	1,25	2114 ± 34	2137 ± 43	2159 ± 27	98				
Zr-161-D-IV-25	0,0015	94	144	0,66	7,5947	3,62	0,4029	1,72	0,47	0,1367	3,19	2182 ± 37	2184 ± 79	2186 ± 79	100				
Zr-161-D-IV-02	0,0012	26	66	0,39	8,9593	1,56	0,4147	1,28	0,82	0,1567	0,90	2236 ± 29	2334 ± 37	2420 ± 22	92				
Zr-161-D-IV-04	0,0011	98	180	0,55	9,7466	2,64	0,4441	1,12	0,42	0,1592	2,39	2369 ± 26	2411 ± 64	2447 ± 58	97				
Zr-161-D-IV-07	0,0005	33	94	0,35	10,4802	1,31	0,4691	0,68	0,52	0,1620	1,11	2480 ± 17	2478 ± 32	2477 ± 28	100				
Zr-161-D-IV-08	0,0011	38	96	0,40	10,4710	1,82	0,4671	1,31	0,72	0,1626	1,27	2471 ± 32	2477 ± 45	2483 ± 32	100				
Zr-161-D-IV-09	0,0012	37	122	0,31	10,2456	1,57	0,4587	1,00	0,63	0,1620	1,22	2434 ± 24	2457 ± 39	2477 ± 30	98				
Zr-161-D-IV-13	0,0004	54	122	0,45	10,4394	1,29	0,4624	0,69	0,54	0,1637	1,08	2450 ± 17	2475 ± 32	2495 ± 27	98				
Zr-161-D-IV-14	0,0004	36	98	0,37	10,5002	1,30	0,4646	0,69	0,53	0,1639	1,10	2460 ± 17	2480 ± 32	2497 ± 27	99				
Zr-161-D-IV-12	0,0003	49	115	0,43	10,7031	1,59	0,4723	0,96	0,60	0,1643	1,27	2494 ± 24	2498 ± 40	2501 ± 32	100				
Zr-161-D-IV-20	0,0035	29	26	1,15	10,5192	2,12	0,4615	1,14	0,54	0,1653	1,79	2446 ± 28	2482 ± 53	2511 ± 45	97				
Zr-161-D-IV-21	0,0004	74	165	0,45	9,8703	1,20	0,4445	0,86	0,72	0,1610	0,84	2371 ± 20	2423 ± 29	2467 ± 21	96				
Zr-161-D-IV-06 b	0,0015	135	430	0,32	11,8157	2,23	0,4589	2,09	0,94	0,1868	0,78	2435 ± 51	2590 ± 58	2714 ± 21	90				
Zr-161-D-IV-06 a	0,0003	133	233	0,57	15,8899	1,50	0,5681	1,18	0,78	0,2028	0,93	2900 ± 34	2870 ± 43	2849 ± 27	102				
Zr-161-D-IV-19	0,0007	112	182	0,62	13,3080	2,34	0,5118	0,93	0,40	0,1886	2,15	2664 ± 25	2702 ± 63	2730 ± 59	98				
Zr-161-D-IV-03	0,0078	192	434	0,44	4,7195	1,82	0,2453	1,53	0,84	0,1395	0,98	1414 ± 22	1771 ± 32	2222 ± 22	64				
Zr-161-D-IV-17	0,0028	49	110	0,45	5,6371	1,79	0,3053	1,46	0,82	0,1339	1,04	1717 ± 25	1922 ± 34	2150 ± 22	80				

Tabela 2. Resultados analíticos de grãos de zircão por LA-ICP-MS da amostra de arenito impuro da Formação Mata Preta (Amostra GUA-387).

Número do spot	f 206	Th ppm	U ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Razões isotópicas				Idade (Ma)			Conc. %			
					$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ %	Rho %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
Zr-162-A-I-01	0,0068	86	145	0,60	6,86994	1,53	0,37040	1,24	0,81	0,13452	0,89	2031 ± 25	2095 ± 32	2158 ± 19	94
Zr-162-A-I-02	0,0013	76	112	0,68	7,28685	2,25	0,38953	1,64	0,73	0,13567	1,54	2121 ± 35	2147 ± 48	2173 ± 33	98
Zr-162-A-I-03	0,0006	37	51	0,73	7,60600	2,10	0,40049	1,47	0,70	0,13774	1,50	2171 ± 32	2186 ± 46	2199 ± 32	99
Zr-162-A-I-05	0,0028	70	129	0,55	7,40180	1,45	0,39587	1,07	0,74	0,13561	0,98	2150 ± 23	2161 ± 31	2172 ± 21	99
Zr-162-A-I-06	0,0080	101	175	0,58	6,43109	1,55	0,35125	1,11	0,71	0,13279	1,09	1941 ± 22	2037 ± 32	2135 ± 23	91
Zr-162-A-I-07	0,0012	115	141	0,82	7,26806	1,92	0,38758	1,71	0,89	0,13601	0,86	2112 ± 36	2145 ± 41	2177 ± 19	97
Zr-162-A-I-08	0,0021	76	143	0,54	7,17603	2,67	0,38774	2,32	0,87	0,13423	1,33	2112 ± 49	2134 ± 57	2154 ± 29	98
Zr-162-A-I-09	0,0053	108	151	0,72	6,37089	1,74	0,34862	0,77	0,44	0,13254	1,56	1928 ± 15	2028 ± 35	2132 ± 33	90
Zr-162-A-I-10	0,0010	110	166	0,67	7,37346	1,50	0,39469	0,77	0,52	0,13549	1,29	2145 ± 17	2158 ± 32	2170 ± 28	99
Zr-162-A-I-11	0,0004	97	165	0,59	7,31695	1,36	0,39899	0,50	0,37	0,13469	1,26	2141 ± 11	2151 ± 29	2160 ± 27	99
Zr-162-A-I-12	0,0019	86	156	0,55	7,49383	1,30	0,39947	0,86	0,66	0,13606	0,98	2167 ± 19	2172 ± 28	2178 ± 21	99
Zr-162-A-I-13	0,0005	132	180	0,74	7,07377	2,17	0,38411	1,21	0,56	0,13357	1,80	2095 ± 25	2121 ± 46	2145 ± 39	98
Zr-162-A-I-14	0,0158	142	180	0,79	6,66396	2,35	0,34872	2,25	0,96	0,13860	0,69	1928 ± 43	2068 ± 49	2210 ± 15	87
Zr-162-A-I-15	0,0036	99	142	0,70	6,24024	2,14	0,33733	1,79	0,84	0,13417	1,17	1874 ± 33	2010 ± 43	2153 ± 25	87
Zr-162-A-I-16	0,0006	54	108	0,50	7,30904	1,19	0,39150	0,75	0,63	0,13540	0,92	2130 ± 16	2150 ± 26	2169 ± 20	98
Zr-162-A-I-17	0,0109	92	137	0,68	5,54117	1,58	0,30387	1,09	0,69	0,13226	1,15	1710 ± 19	1907 ± 30	2128 ± 24	80
Zr-162-A-I-18	0,0011	88	151	0,58	7,10141	1,31	0,38111	0,93	0,71	0,13514	0,92	2081 ± 19	2124 ± 28	2166 ± 20	96
Zr-162-A-I-19	0,0002	114	173	0,66	7,28564	1,54	0,39151	1,18	0,76	0,13496	1,00	2130 ± 25	2147 ± 33	2164 ± 22	98
Zr-162-A-I-20	0,0013	62	164	0,38	7,29105	1,48	0,39022	1,11	0,75	0,13551	0,99	2124 ± 24	2148 ± 32	2171 ± 21	98
Zr-162-B-II-01	0,0003	65	134	0,49	7,50995	1,09	0,39978	0,58	0,54	0,13624	0,92	2168 ± 13	2174 ± 24	2180 ± 20	99

(continua...)

Tabela 2. Continuação.

Número do spot	f 206	Th ppm	U ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Razões isotópicas				Idade (Ma)			
					$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ± %	Rho %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ± %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Conc.
Zf-162-B-II-02	0,0113	92	160	0,58	7,21101 1,73	0,39227 0,69	0,40	0,13333 1,59	2133 ± 15	2138 ± 37	2142 ± 34	100
Zf-162-B-II-03	0,0092	78	147	0,53	7,31034 2,06	0,39356 1,76	0,85	0,13472 1,07	2139 ± 38	2150 ± 44	2160 ± 23	99
Zf-162-B-II-04	0,0015	60	118	0,51	7,47867 2,08	0,39801 1,15	0,55	0,13628 1,74	2160 ± 25	2170 ± 45	2180 ± 38	99
Zf-162-B-II-05	0,0070	95	141	0,68	7,24875 2,11	0,38842 0,72	0,34	0,13535 1,98	2115 ± 15	2143 ± 45	2169 ± 43	98
Zf-162-B-II-08	0,0004	69	133	0,53	7,59617 1,18	0,40594 0,52	0,44	0,13572 1,06	2196 ± 11	2184 ± 26	2173 ± 23	101
Zf-162-B-II-09	0,0018	96	187	0,52	6,81325 1,22	0,37215 0,55	0,45	0,13278 1,09	2040 ± 11	2087 ± 25	2135 ± 23	96
Zf-162-B-II-10	0,0030	133	184	0,73	6,50125 2,07	0,35579 1,07	0,52	0,13252 1,77	1962 ± 21	2046 ± 42	2132 ± 38	92
Zf-162-C-III-01	0,0022	65	132	0,49	7,29823 1,92	0,38848 1,30	0,68	0,13625 1,41	2116 ± 28	2149 ± 41	2180 ± 31	97
Zf-162-C-III-02	0,0035	126	195	0,65	6,51227 1,43	0,35016 0,93	0,65	0,13489 1,09	1935 ± 18	2048 ± 29	2163 ± 24	89
Zf-162-C-III-03	0,0045	96	207	0,47	7,54781 2,72	0,40184 1,70	0,63	0,13623 2,12	2178 ± 37	2179 ± 59	2180 ± 46	100
Zf-162-C-III-04	0,0512	169	188	0,91	8,62858 2,78	0,43514 2,61	0,94	0,14382 0,97	2329 ± 61	2300 ± 64	2274 ± 22	102
Zf-162-C-III-05	0,0005	59	125	0,48	6,94075 1,23	0,37103 0,70	0,56	0,13567 1,02	2034 ± 14	2104 ± 26	2173 ± 22	94
Zf-162-C-III-06	0,0003	79	143	0,56	7,59507 1,53	0,40417 1,30	0,85	0,13629 0,81	2188 ± 28	2184 ± 33	2181 ± 18	100
Zf-162-C-III-07	0,0026	88	197	0,45	6,99194 1,61	0,37417 1,07	0,66	0,13553 1,21	2049 ± 22	2110 ± 34	2171 ± 26	94
Zf-162-C-III-10	0,0019	74	126	0,59	7,41887 1,33	0,39579 0,70	0,53	0,13595 1,13	2150 ± 15	2163 ± 29	2176 ± 25	99
Zf-162-A-I-04	0,0206	142	172	0,83	5,71031 1,32	0,31573 0,84	0,63	0,13117 1,02	1769 ± 15	1933 ± 25	2114 ± 22	84
Zf-162-B-II-06	0,0258	121	149	0,82	6,07128 1,61	0,32312 1,33	0,82	0,13628 0,91	1805 ± 24	1986 ± 32	2180 ± 20	83
Zf-162-B-II-07	0,0195	102	212	0,49	4,59233 2,67	0,26074 1,65	0,62	0,12774 2,10	1494 ± 25	1748 ± 47	2067 ± 43	72
Zf-162-C-III-08	0,0077	49	140	0,35	6,58429 3,54	0,36190 2,17	0,61	0,13195 2,80	1991 ± 43	2057 ± 73	2124 ± 60	94
Zf-162-C-III-09	0,0146	90	141	0,64	6,25043 5,61	0,35723 0,98	0,17	0,12690 5,52	1969 ± 19	2012 ± 113	2055 ± 114	96

tinham contornos regulares e reunidos em duas populações com distintas estruturas internas. Dentre estes, 39 possuíam zonas de crescimento oscilatório (Figura 9D), o que sugere que a área fonte foi dominada por rochas félsicas, e 1 grão era internamente homogêneo (Figura 9E), sugestivo de fonte máfica. Os teores de Th variam de 37 a 169 ppm e os de U de 51 a 212 ppm, e a razão Th/U de 0,35 a 0,91. Os resultados analíticos revelaram que a idade da população dominante se concentrou entre 2128 ± 24 Ma e 2274 ± 22 Ma (Figura 10B) com máximo em 2164 Ma, o que indica área-fonte predominantemente Riaciana.

Na amostra de testemunho da sondagem CA-02 (GUA-391), composto de magnetita-quartzo-muscovita xisto, foram recuperados poucos grãos dos quais apenas 17 puderam ser analisados. Estes eram euédricos a subédricos, de contornos regulares, sem claras evidências de transporte e internamente homogêneos (Figuras 9F e 9G). Os teores de Th oscilam entre 5 e 78 ppm e de U entre 46 e 381 ppm. Os resultados analíticos (Tabela 3) revelaram que as idades dos cristais de zircão situam-se entre 2170 ± 13 Ma e 2251 ± 14 Ma com pico em 2176 Ma (Figura 10C). Destaque-se que os grãos datados apresentam razões de Th/U baixas, de 0,06 e 0,27, dentre os quais os com razões inferiores a 0,1 podem ser metamórficos. A origem desta rocha é ainda incerta, mas estima-se que, provavelmente, se trata de rocha magmática intermediária.

ESTIMATIVA DA EVOLUÇÃO DE BACIA

O modelo estratigráfico proposto permite abordar a sucessão de rochas do *greenstone belt* de Guarinos sob o enfoque evolutivo e prático de forma mais consistente e melhor compreender os ambientes deposicionais. A seção basal de rochas vulcânicas ultramáficas e máficas, com a ausência de rochas félsicas e andesitos permite classificá-la como bimodal e não cálcio-alcálico. As intercalações de chert e formação ferrífera nos komatiitos e basaltos sugere que houve mais de um ciclo de atividade eruptiva, mas os escassos dados geoquímicos não permitem reconhecer se a passagem entre os ciclos foi acompanhada de variação composicional. A idade das rochas vulcânicas está sob debate, mas a provável alimentação de detritos de basalto nos turbiditos da Formação São Patricinho sugere que estas sejam do Paleoproterozoico e dados geoquímicos obtidos por Jost, Brod e Kuyumjian (1999) sinalizam que os basaltos possuem assinatura compatível com ambientes de *back-arc* modernos.

A passagem da seção vulcânica para a sedimentar, iniciada com os turbiditos da Formação São Patricinho, sugere a formação de uma calha limitada por falhas, desenvolvimento de relevo, erosão e geração de cargas clásticas heterogêneas transportadas para o seu sopé das escarpas por correntes de turbidez. As mesmas falhas foram sítios

de canalização de fluidos hidrotermais, cuja descarga em ambiente subaquoso depositou as formações ferríferas da Formação Aimbé. Estas foram gradualmente substituídas por ambiente euxênico no qual se depositaram os pelitos ricos em matéria orgânica do membro inferior da Formação Cabaçal, acompanhados de episódica atividade vulcânica basáltica e deposição de lentes ricas em manganês. A sedimentação destes pelitos foi temporariamente suprimida por atividade exalativa e deposição da associação gondito-BIF-barita-chert do membro intermediário, por seu turno seguido de reativação do ambiente euxênico do membro superior, sem atividade vulcânica. A partir de determinado instante incerto, a sedimentação euxênica foi acompanhada do ingresso da carga clástica arenosa imatura da Formação Mata Preta. A deposição dos arenitos foi inicialmente gradual e passou a predominar, com progressivo sufocamento das condições euxênicas, sugestivo de erosão de área fonte em soerguimento gradual. O estado de preservação dos detritos de plagioclásio e microclínio e dos fragmentos de rocha do arcabouço dos arenitos indica que a área fonte foi submetida a intemperismo químico incipiente a moderado (Jost et al., 1996) de um provável arco magmático. A rápida erosão e a alternância entre arenitos grossos e finos com pelitos carbonosos em distintas posições estratigráficas sugerem variações dos níveis de energia de erosão e transporte, mas não necessariamente situações proximais e distais da área fonte. O predomínio de granoclassificação vertical sinaliza que a deposição dos mesmos ocorreu na forma de lençóis, a partir de carga clástica transportada em avalanches. Dados geoquímicos de Jost et al. (1996) mostram que a proveniência da maioria das amostras analisadas pode ser explicada por área fonte dominada por rochas félsicas e máficas e, por conseguinte, de natureza bimodal.

O ingresso de ambiente euxênico, compatibilizado com a escala global, representa nível de mar alto associado a uma flutuação eustática de primeira ordem da crosta terrestre durante o Riaciano, responsável por um evento anóxico oceânico, ou AOE (*Anoxic Oceanic Events*), no conceito de Schlanger e Jenkyns (1976). Isto resultou em um representativo de lapso de circulação de correntes oceânicas, carência de oxigênio, aquecimento global, emissão de gases de efeito estufa, extinções em massa e, por conseguinte, marcador bioestratigráfico temporal. Dados mundiais mostram que os AOE se instalaram rapidamente e coincidem com importantes anomalias positivas de $\delta^{13}\text{C}$ detectadas em dolomitos. Durante o Paleoproterozoico, estas anomalias ocorreram em escala global entre 2,33 e 2,06 Ga (Bekker, Karhu, Kaufman, 2006), como uma consequência de três glaciações globais do final do Sideriano. Dentre as anomalias positivas de $\delta^{13}\text{C}$, a geocronologicamente melhor determinada ocorreu entre 2,22 e 2,06 Ga (Kopp et al., 2005) e é denominada de evento Lomagundi,

Tabela 3. Resultados analíticos de grãos de zircão por LA-ICP-MS da amostra de magnetita-quartzo-muscovita xisto (Amostra GUA-391) intercalado na seqüência metassedimentar do limite norte do *greenstone belt* de Guarinos.

Número do spot	f 206	Th ppm	U ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Razões isotópicas				Idades (Ma)			
					$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ± %	Rho ± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ± %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Conc.
02-MT21	0,0014	9	62	0,14	7,9832 2,44	0,4080 2,30	0,93 0,93	0,1419 0,82	2206 ± 43	2229 ± 22	2251 ± 14	98
04-MT21	0,0009	14	77	0,18	7,9269 3,02	0,4240 2,93	0,95 0,95	0,1358 0,75	2279 ± 58	2223 ± 27	2172 ± 13	105
09-MT21	0,0004	15	75	0,20	7,6495 1,40	0,4013 1,15	0,80 0,80	0,1383 0,80	2175 ± 21	2191 ± 13	2205 ± 14	99
10-MT21	0,0007	12	65	0,18	7,6411 1,89	0,4091 1,75	0,95 0,73	0,1355 0,73	2211 ± 33	2190 ± 17	2170 ± 13	102
11-MT21	0,0008	5	46	0,11	7,6159 1,27	0,4045 1,06	0,80 0,70	0,1366 0,70	2190 ± 20	2187 ± 11	2184 ± 12	100
12-MT21	0,0003	17	110	0,15	7,8942 1,40	0,4198 1,03	0,74 0,74	0,1364 0,95	2260 ± 20	2219 ± 13	2182 ± 17	104
18-MT21	0,0007	15	109	0,14	5,4133 2,12	0,3434 1,54	0,79 1,47	0,1355 1,47	1903 ± 25	2034 ± 19	2170 ± 26	88
21-MT21	0,0005	13	77	0,16	9,0028 1,20	0,4250 1,01	0,86 0,86	0,1357 0,85	2283 ± 19	2231 ± 11	2184 ± 11	105
22-MT21	0,001	12	46	0,27	7,8926 4,60	0,4204 4,51	0,97 0,92	0,1362 0,92	2262 ± 86	2219 ± 41	2179 ± 16	104
05-MT21	0,003	37	231	0,16	7,0959 3,13	0,3373 2,95	0,91 1,03	0,1526 1,03	1874 ± 48	2124 ± 28	2375 ± 18	79
15-MT21	0,0014	33	273	0,12	5,8690 1,41	0,3062 1,29	0,89 0,89	0,1390 0,57	1723 ± 20	1957 ± 12	2214 ± 10	78
16-MT21	0,0032	22	147	0,15	5,3516 3,86	0,2662 3,66	0,94 1,23	0,1458 1,23	1522 ± 50	1877 ± 33	2297 ± 21	66
17-MT21	0,0004	14	120	0,11	4,8312 3,21	0,2699 3,12	0,94 0,75	0,1298 0,75	1540 ± 43	1790 ± 27	2096 ± 22	73
23-MT21	0,0016	78	287	0,27	2,6344 4,08	0,1752 3,69	0,88 1,75	0,1091 1,75	1041 ± 35	1310 ± 30	1784 ± 32	58
24-MT21	0,0008	78	381	0,20	2,2080 2,30	0,1599 1,00	0,66 2,16	0,1002 2,16	956 ± 9	1184 ± 17	1627 ± 40	59
28-MT21	0,0015	26	167	0,15	5,1627 2,13	0,2999 1,57	0,72 1,44	0,1249 1,44	1691 ± 23	1846 ± 18	2027 ± 25	83
29-MT21	0,0016	18	327	0,06	2,9081 3,04	0,2035 2,23	0,72 2,07	0,1037 2,07	1194 ± 24	1384 ± 23	1691 ± 38	71

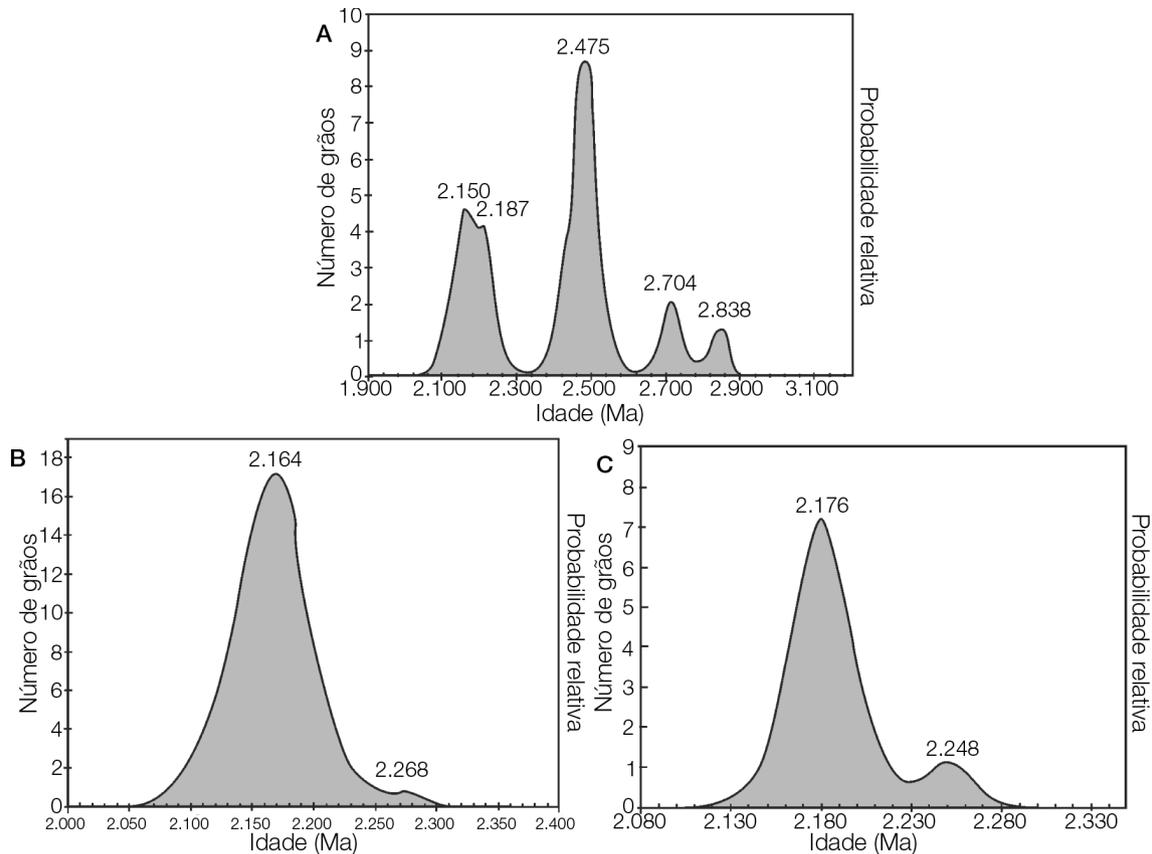


Figura 10. Histogramas de distribuição de idades dos cristais de zircão das amostras de rochas metassedimentares do Grupo Guarinos datadas para efeitos do presente artigo. (A) Amostra GUA-388 de metarritmito da Formação São Patricinho. (B) Amostra GUA-387 de metarenito impuro da Formação Mata Preta. (C) Amostra GUA-391 de magnetita-quartzo-muscovita xisto da porção norte do *greenstone belt*.

com o qual coincide a idade dos grãos de zircão mais novos de Guarinos e com as anomalias registradas em dolomitos dos *greenstone belts* da porção norte do bloco arqueano de Goiás (Santos et al., 2008; Jost et al., 2008b).

CONCLUSÕES

O modelo estratigráfico proposto detalha a mais espessa sucessão de rochas metassedimentares do *greenstone belt* de Guarinos e, comparado aos anteriores, revela importantes eventos deposicionais, cruciais para a exploração mineral, e sinaliza a idade do vulcanismo inicial do regime de bacia e define a idade da área-fonte de liberação de cargas clásticas. Com base nos dados de zircão detrítico estima-se que a máxima idade de deposição das unidades estudadas é de 2164 Ma (Rhiaciano), coerente com o evento anóxico global do Paleoproterozoico (2,2 e 2,06 Ga), identificado nas unidades do *greenstone belt* de Guarinos.

A maior dificuldade na reconstrução estratigráfica da área residiu no seu estado fragmentário, em particular no

domínio norte. A isso se soma a sua estrutura polideformada, cujo padrão varia longitudinalmente de sul para norte de forma significativa por adelgaçamento da faixa, influência do feixe de falhas longitudinais responsáveis por escamações, supressões e repetições de estratos e unidades, recorte pela intrusão do Trondhjemito Santo Antônio e a raridade de horizontes guias que restringe a correlação através das discontinuidades estruturais. Em vista disto, o *greenstone belt* é interpretado como uma sucessão fora de lugar e, no domínio norte, fora de ordem. Por conseguinte, a ordem deposicional deve ser considerada como tectono-estratigráfica. Contudo, a sucessão de rochas sedimentares não se explica por um regime deposicional contínuo, mas por sucessivas e variadas condições controladas por regimes tectônicos e climáticos distintos e boa parte da sedimentação se explica por eventos climáticos globais do Paleoproterozoico.

Os dados permitem interpretar a sucessão das rochas estudadas sob um modelo deposicional autóctone, o que abre a perspectiva sobre o potencial de depósitos minerais singenéticos hospedados por intervalos estratigráficos específicos,

tais como as formações Ferríferas do tipo Algoma e gonditos nas seções vulcânicas. Comparativamente aos demais *greenstone belts* da região, a seção sedimentar encerra a maior variedade e metalogeneticamente mais proeminentes de eventos exalativos, como os da Formação Aimbé e do Membro Intermediário da Formação Cabaçal. As ocorrências de ouro, no entanto, pouco diferem das conhecidas nos demais *greenstone belts* da porção norte do bloco Arqueano-Paleoproterozoico.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelos recursos de bancada ao autor sênior (Processo nº 35.1597/97-2) e à Yamana Desenvolvimento Mineral S.A. pelo acesso a dados de mapeamento geológico de detalhe. Aos revisores anônimos pelas sugestões de aperfeiçoamento do texto original.

REFERÊNCIAS

- BEKKER, A.; KARHU, J. A.; KAUFMAN, A. J. Carbon isotope record for the onset of the Lomagundi carbon isotope excursion in the Great Lakes area, North America. *Precambrian Research*, v. 148, p. 145-180, 2006.
- COSTA, P. C. C. *Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás*. 2003. 151 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.
- DANNI, J. C. M.; RIBEIRO, C. C. Caracterização estratigráfica da sequência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife, *Anais ... Recife: 1978, SBG*, v. 2, p. 582-596.
- JOST, H.; KUYUMJIAN R. M.; FREITAS, A. L. S., et al. Geologia da porção norte do *greenstone belt* de Guarinos, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 1, p. 51-60, 1995.
- JOST, H.; FUCK, R.; BROD, J. A.; et al. Geologia de terrenos Arqueanos e Proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p.315-328, 2001.
- JOST, H.; OLIVEIRA, A. M. Stratigraphy of the *greenstone belts*, Crixás region, Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, n. 3, p. 201-214, 1991.
- JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F. Geologia da região meridional do *greenstonebelt* de Guarinos, GO. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Relatório Interno, 1987.
- JOST, H.; FORTES, P. T. F. O. Gold deposits and occurrences of the Crixás Gold Field, central Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 358-376, 2001.
- JOST, H.; BROD, J. A.; KUYUMJIAN, R. M. Aspectos geoquímicos de metabasaltos do *greenstone belt* de Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 3, p. 449-451, 1999.
- JOST, H.; CHEMALE JR., F.; DUSSIN, I.A.; TASSINARI C. C. G.; MARTINS R. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás *greenstone belt*, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 37, p. 127-139, 2010.
- JOST, H.; DUSSIN, I. A.; CHEMALE JR., F.; TASSINARI, C. C. G.; JUNGES, S. U-Pb and Sm-Nd constraints for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean *greenstone belts*. VI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6, San Carlos de Bariloche, 2008, Argentina, 2008a., *Proceedings in CD*, 4 p., 2008a.
- JOST, H.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. M.; HEAMAN, L. Idade U-Pb do Diorito Posselândia, Hidrolina, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, p. 352-355, 1993.
- JOST, H.; SIAL, A. N.; BENNEL, M. R.; FERREIRA, V. P. Carbon isotopes in dolostones of the Goiás State *greenstone belts*, Central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, Curitiba, 2008, SBG: Boletim de Resumos, p. 687, 2008b
- JOST, H.; THEODORO, S. M. C. H.; FIGUEIREDO, A.M.G.; BOAVENTURA, G.R. Propriedades geoquímicas e proveniência de rochas metassedimentares detríticas arqueanas dos *greenstone belts* de Crixás e Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, p. 151-166, 1996.
- JOST, H.; VARGAS, M. C.; GUGELMIN, V.; OLIVEIRA, S. R. M. Sequência Morro Escuro: uma nova unidade estratigráfica do Arqueano/Proterozóico Inferior na região de Crixás, Estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, p. 283-289, 1989.
- KOPP, R. E.; KIRSCHVINK, J. L.; HILBURN, I. A.; NASH, C. Z. The Paleoproterozoic snowball Earth: A

- climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 102, p. 11131-11136, 2005.
- LUDWIG, K. R. Using *Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel*, Berkeley Geochronology Center Special Publication no. 1. 43 p, 2003.
- QUEIROZ, C. L. 2000. *Evolução Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Crixás, Brasil Central*. 209f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2000.
- QUEIROZ, C. L.; JOST, H.; MCNAUGHTON, N. J.; SILVA, L. C. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Achean Terrain. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, p. 100-124, 2008.
- RESENDE, M. G.; JOST, H. Redefinição da Formação Aimbé, greenstone belt de Guarinos, Goiás e sua interpretação paleogeográfica e paleotectônica. SBG, *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, v. 17, p. 49-57, 1994.
- RESENDE, M. G. *Geoquímica e petrologia da Formação Aimbé, Grupo Guarinos, Goiás*. 129f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994.
- SABOIA, L. A. Os greenstone belts de Crixás e Goiás, Goiás. SBG, *Boletim Informativo do Núcleo Centro-Oeste*, v. 9, p. 44-72, 1979.
- SANTOS, R. V.; OLIVEIRA, C. G.; SOUZA, V. H. V.; CARVALHO, M. J.; ANDRADE, T.V.; SOUZA, H. G. A. Correlação isotópica baseada em isótopos de Carbono entre os greenstone belts de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, Curitiba, 2008, SBG: *Volume de Resumos*, p. 52.
- SCHLANGER, S.; JENKYNS, H. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, v. 55, p. 179-184, 1976.
- SIMON, E.; JACKSON, S. E.; PEARSONA, N. J.; GRIFFINA, W. L.; BELOUSOVA, E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, v. 211, p. 47-69, 2004.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221, 1975.
- TASSINARI, C. G.; JOST, H.; SANTOS, J.; NUTMAN, A.; BENNELL, M. R. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of Paleoproterozoic age for Mina III gold mineralization, Crixás District, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY 5th, 2006, Pucon, Chile, 2006, *Resumos Expandidos*, CD-ROM, p. 527-529.
- TOMAZZOLI, E. R. *Aspectos geológicos e petrológicos do enxame de diques Morro Agudo de Goiás*. 1997. 265f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1997.
- WILLIAMS, I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, v. 7, p. 1-35, 1998.
- YOU DEN, W. J. *Statistical methods for chemists*. Journal of the Royal Statistical. New York, Wiley, 126 p., 1951.