XISTOS VERDES DO ALTO ARAÇUAÍ, MINAS GERAIS: VULCANISMO BÁSICO DO RIFTE NEOPROTEROZOÍCO MACAÚBAS

RAFAEL JAUDE GRADIM¹, FERNANDO FLECHA DE ALKMIM¹,
ANTÔNIO CARLOS PEDROSA-SOARES², MARLY BABINSKI³ & CARLOS MAURÍCIO NOCE²

Abstract *GREEN-SCHISTS OF THE ALTO ARAÇUAÍ, MINAS GERAIS: BASIC VOLCANISM OF THE NEOPROTEROZOIC MACAÚBAS RIFT* Greenschists (s.s.) of the upper valley of the Araçuaí River were grouped in four lithofacies, based on preserved macroscopic textures: i) schists with pillow structures and columnar joints, ii) banded schists, iii) breccias, and iv) schists with no primary structures. An interpretation of environments and processes involved in the formation of these lithofacies indicates interplay between submarine basaltic volcanism, volcanoclastic sedimentation and fire fountaining. The litho-structural framework indicates normal contact between the greenschists and the metasedimentary rocks of the Chapada Acauã Formation. U-Pb SHRIMP dating constrains the maximum age of the protoliths at ca. 1.1 Ga. The Sm-Nd model age of ca. 1.5 also corroborates that the greenschists are younger than the magmatism of the Espinhaço rift. The greenschists have tholeiitic protoliths, a within-plate basalt signature and inherited zircon crystal from older felsic rocks. However, $\epsilon_{\text{Nd}(900 \text{ Ma})}$ slightly positive (+ 0.23) and samples with oceanic signature suggest that the basic magma migrated through a thinned continental crust, during the late rift stage. All data sets support the correlation between these rocks and the Rio Preto Member of the Chapada Acauã Formation (Macaúbas Group).

Keywords: basalts, Neoproterozoic, Macaúbas Group, Araçuaí Belt

Resumo Os xistos verdes do Alto Araçuaí foram divididos em quatro litofácies, com base em texturas primárias macroscópicas preservadas: i) xistos com estruturas em almofada e disjunções poliedrais, ii) xistos acamados, iii) brechas, e iv) xistos destituídos de estruturas primárias. A interpretação dos ambientes e processos de formação dessas litofácies aponta interação entre vulcanismo basáltico submarino, sedimentação vulcanoclástica e vulcanismo relacionado a fontes de alta produtividade. O arcabouço lito-estrutural indica contatos normais entre os xistos verdes e as rochas metassedimentares da Formação Chapada Acauã. Datação U-Pb (SHRIMP) em zircão limita a idade máxima dos protólitos dos xistos verdes em ca. 1,1 Ga. A idade-modelo Sm-Nd (ca. 1,5 Ga) também indica que os xistos verdes são mais novos que o magmatismo do rifte Espinhaço. Os xistos verdes têm assinatura geoquímica de basalto intraplaca e cristais de zircão herdados de rochas félsicas mais velhas. Entretanto, o valor de $\epsilon_{\text{Nd}(900 \text{ Ma})}$ ligeiramente positivo (+ 0,23) e amostras com assinatura de basalto oceânico sugerem que o magma máfico teria se formado no estágio tardio do rifte Macaúbas e atravessado crosta continental significativamente adelgada. Todos os dados embasam a inserção das rochas estudadas no Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã (Grupo Macaúbas).

Palavras-chave: basaltos, Neoproterozóico, Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí

INTRODUÇÃO Na bacia do alto Rio Araçuaí, municípios de São Gonçalo do Rio Preto e Senador Modestino Gonçalves, aproximadamente 60 km a nordeste de Diamantina (MG), aflora um pacote de xistos verdes, cujo posicionamento estratigráfico, significado tectônico e idade eram muito controversos na literatura (Fig. 1). É fato, entretanto, que estes xistos verdes têm protólitos vulcânicos básicos, acumulados em ambiente sub-aquático (Bettiga & Rocha 1986, Uhlein 1991, Souza & Grossi Sad 1997).

Na busca de melhor entendimento do papel destas rochas básicas na evolução da Faixa Araçuaí realizou-se estudos detalhados sobre a geologia estrutural, estratigrafia, geoquímica e geocronologia dos xistos verdes do Alto Araçuaí. No presente trabalho demonstra-se que os xistos verdes do Alto Araçuaí representam derrames basálticos e rochas vulcanoclásticas proximais, associados ao desenvolvimento da bacia rifte na qual se acumularam sedimentos glaciogênicos do Grupo Macaúbas.

OS XISTOS VERDES NO CENÁRIO DA FAIXA ARAÇUAÍ A Faixa Araçuaí, segundo a definição original de Almeida (1977), é um cinturão de dobramentos brasileiro que, nos estados de Mi-

nas Gerais e Bahia, bordeja o Cráton do São Francisco pelo leste, e que teria como unidade característica o Grupo Macaúbas. Atualmente, a Faixa Araçuaí é entendida como o cinturão metamórfico externo do Orógeno Araçuaí, o qual engloba o grande domínio orogênico brasileiro compreendido entre o Cráton do São Francisco e a margem leste brasileira. As reconstruções do Gondwana Ocidental evidenciam que o Orógeno Araçuaí era contíguo à Faixa Congo Ocidental do continente africano, constituindo desta forma o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Pedrosa Soares et al. 1992, 1998, 2001). Para Pedrosa-Soares et al. (2001) este orógeno teria a peculiaridade de ser confinado, ou seja, quase integralmente circunscrito pelos domínios cratônicos do São Francisco, no Brasil e do Congo, na África. Os mesmos autores postulam que esta configuração peculiar resulta da sua origem a partir do fechamento de uma bacia apenas parcialmente oceanizada, a bacia neoproterozóica Macaúbas.

Os xistos verdes objeto do presente trabalho encontram-se expostos na porção central da Faixa Araçuaí, em um setor compreendido entre as latitudes 17°30' e 18°30' S, e longitudes 44° e 43° W (Fig. 1). Neste setor, a Faixa Araçuaí envolve o embasamento cons-

1 - Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Campus Morro do Cruzeiro, 35400-000, Ouro Preto, MG. rafaelgradim@gmail.com, alkmin@degco.ufop.br

2 - Universidade Federal de Minas Gerais, IGC-CPMTC, Campus Pampulha, 31270-901, Belo Horizonte, MG. pedrosa@igc.ufmg.br, noce@dedalus.lcc.ufmg.br

3 - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Cidade Universitária, 05508-900, São Paulo, SP. babinski@usp.br

Figura 1 - Mapa geológico da porção central da Faixa Araçuaí, delimitada pelos paralelos 18°30'–17°30' S e meridianos 44°–43° W (modificado de Pinto *et al.* 2003). A área investigada está delineada em negro.

tituído por unidades mais velhas que 1,8 Ga e supracrustais do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas, de idades Paleoproterozóica e Neoproterozóica, respectivamente.

O Supergrupo Espinhaço engloba espessa seqüência de rochas terrígenas dominada por quartzitos, com contribuições subordinadas de rochas metavulcânicas e rochas carbonáticas. De acordo com a maioria dos autores, o Supergrupo Espinhaço registra a geração e evolução de uma bacia ensialica (rifte-sinclise), nucleada ao final do Paleoproterozóico, por volta de 1,75 Ga (Dussin & Dussin 1995, Uhlein *et al.* 1998, Martins-Neto 1998, Martins-Neto *et al.* 2001).

O Grupo Macaúbas é atualmente entendido como registro do desenvolvimento de uma bacia neoproterozóica que evoluiu de rifte continental para margem passiva (Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Martins-Neto *et al.* 2001). Comporta uma seqüência proximal, composta por depósitos pré-glaciais, glaciais e transicionais (Karfunkel & Hoppe 1988, Uhlein *et al.* 1999, Pedrosa-Soares *et al.* 2000) e outra, distal, que encerra turbiditos de margem passiva e restos ofiolíticos (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001; Lima *et al.* 2002). O rifteamento continental teria sido entre *ca.* 1000 e 880 Ma, e os registros da oceanização da bacia têm idade em torno de 816 $\pm$ 72 Ma (Pedrosa Soares *et al.* 2001; Silva *et al.* 2002). Noce *et al.* (1997) propuseram uma subdivisão do Grupo Macaúbas em oito formações. Utilizando como ponto de partida essa última subdivisão, Lima *et al.* (2002) apresentam a coluna mais atual para essa unidade (Tabela 1).

Do ponto de vista tectônico, a porção central da Faixa Araçuaí comporta uma subdivisão em três domínios (Alkmim *et al.* 2002; Marshak *et al.* 2005) (Fig. 2). O domínio externo corresponde ao cinturão de dobramentos e cavalgamentos da Serra do Espinhaço,

que envolve o embasamento e supracrustais em um sistema de empurrões e dobras vergentes para oeste. O domínio medial, situado a leste do Cinturão da Serra do Espinhaço, corresponde à zona de cisalhamento distensional da Chapada Acauã que, com largura média de 15 km, fica marcada por sistema de dobras de segunda geração vergente para leste, que se superpõe às estruturas características da faixa, vergentes para oeste. A leste, na transição para o domínio orogênico interno, a zona de dobramentos e transcorrências de Turmalina se caracteriza como sistema transpressional dextral de direção NE-SW.

As ocorrências de xistos verdes situam-se no interior da Zona de Cisalhamento Chapada Acauã, no setor onde ela descreve uma grande curvatura em planta (Fig. 2). Estas ocorrências cobrem duas grandes áreas situadas nos vales dos rios Preto e Araçuaí, e algumas outras áreas menores distribuídas ao longo da margem direita deste último rio (Fig. 3). Nelas, os xistos verdes superpõem-se a e são recobertos por xistos pelíticos com intercalações de quartzitos e metadiamicctitos finos.

Alongadas na direção NE-SW, as exposições dos xistos verdes refletem o arcabouço estrutural da região, caracterizado pela interferência de duas famílias de estruturas tectônicas. A mais antiga é constituída por associação de dobras fechadas a isoclinais (F_1) e zonas de cisalhamento dúcteis (ZC_1), ambas associadas a sistemático transporte de matéria em direção a oeste, característico deste setor da Faixa Araçuaí. A estas estruturas se associa foliação penetrativa (S_1) e lineação de estiramento (L_1), cujas orientações preferenciais são 107/24° e 093/15°, respectivamente. Com exceção das zonas de charneira de dobras F_1 e de raros setores de baixa intensidade de deformação, a foliação S_1 dispõe-se paralelamente ao bandamento composicional dos xistos verdes, que,

Tabela 1 - Subdivisão estratigráfica do Grupo Macaúbas (adaptada de Noce et al. 1997 e Lima et al. 2002).

Grupo Macaúbas (Setor Distal)		
Formação	Conteúdo Litológico	Ambiente
Ribeirão da Folha	micaxisto, quartzito-mica xisto, xisto gnaissóide e biotita gnaiss com intercalações de rocha cálcio-silicática (metamarga) e grafita xisto; metachert e diopsidito sulfetados, formações ferríferas bandadas e ortoanfibolitos tipo MORB ocorrem na parte mais distal da unidade	marinho profundo, turbidítico, em fase de margem passiva relacionada à abertura oceânica
Grupo Macaúbas (Setor Proximal)		
Chapada Acauã	metadiamictito, metapsamito e metapelito, definindo ciclos com fluxos de detritos e turbiditos; metavulcânicas básicas com grãos de zircão herdados de crosta continental; alternâncias de quartzito impuro e micaxisto no topo	marinho, com depósitos glaciais retrabalhados por fluxos de detritos e correntes de turbidez, em fase rift continental tardia (transição para margem passiva)
Nova Aurora	metadiamictito com intercalações de quartzito e metapelito hematíticos, gradados ou não, e espessas camadas de formação ferrífera tipo Rapitan	marinho, com depósitos glaciais retrabalhados por fluxos de detritos e correntes de turbidez, fase rift tardia
Rio Peixe Bravo	quartzito imaturo e mal selecionado com intercalações de filito e conglomerado	fluvial a costeiro, fase sin-rifte
Serra do Catuni	metadiamictitos geralmente maciços com raras intercalações de quartzito e metapelito	glacio-litorâneo, fase sin-rifte
Duas Barras	quartzito microgradado com lentes conglomeráticas	fluvial a costeiro pré-glacial, sin-rifte

Figura 2 - Domínios litoestruturais na Faixa Araçuaí central (modificado de Marshak et al. 2006). Cidades: D-Diamantina, SM-Senador Modestino Gonçalves, T-Turmalina, MN-Minas Novas, A-Araçuaí, S-Salinas, MC-Montes Claros.

Figura 3 - Mapa geológico simplificado da área investigada.

como é mostrado adiante, corresponde ao acamamento. A segunda família de estruturas congrega dobras (F_2) abertas a fechadas e de todas as escalas, que possuem como traços distintivos: vergência sistemática para ESE; superfícies envoltórias também mergulhantes para ESE; e charneiras de duplo caimento, para NNE e SSW. Além disso, associa-se às dobras F_2 proeminente clivagem de crenulação

(S₂), cuja orientação preferencial é 293/28°. Esta segunda assembléia de estruturas define a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã que promove o transporte normal das supracrustais em direção a leste e é interpretada como registro da fase de colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2002; Marshak *et al.* 2006).

ESTUDOS PRÉVIOS SOBRE A POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA E O SIGNIFICADO DOS XISTOS VERDES As primeiras investigações geológicas na região do Alto Araçuaí remontam a Moraes (1937). Coube, entretanto, a Gorlt (1970) a primeira descrição mais detalhada dos xistos verdes, aos quais atribuiu origem magmática e, juntamente com o pacote metassedimentar em que se intercalam, posicionamento estratigráfico no Grupo Macaúbas. Hettich (1973) detalhou a subdivisão estratigráfica do Grupo Macaúbas na região e considerou os xistos verdes como unidade superposta às camadas tipicamente glaciogênicas do Grupo Macaúbas. Toloczyki (1982) estudou os xistos verdes expostos nas proximidades de Senador Modestino Gonçalves e os interpretou como rochas metamáficas. Vieira (1985) agrupou os xistos verdes em uma “seqüência vulcano-sedimentar similar às dos *greystone belts*” e os correlacionou às rochas ultramáficas do Serro.

Bettega & Rocha (1986) reconheceram estruturas em almofadas no pacote de xistos verdes e interpretaram como bombas vulcânicas os “bolsões” constituídos predominantemente por epidoto, imersos em matriz bandada, que atingem 30 cm de diâmetro. Estes autores atribuíram origem vulcanoclástica ao pacote de xistos, que congregaria uma associação de derrames e tufos, correlacionando-o ao Grupo Macaúbas.

Uhlein (1991) caracterizou geoquimicamente os protólitos dos xistos verdes como olivina basaltos que teriam afinidade com assoalho oceânico. Neste trabalho, assim como em Uhlein *et al.* (1986) e Uhlein & Chaves (1989), os xistos verdes são considerados como parte do Grupo Macaúbas.

Grossi-Sad *et al.* (1997), Souza & Grossi-Sad (1997) e Almeida-Abreu & Renger (2002) consideraram os xistos verdes e rochas associadas do Alto Araçuaí como integrantes da base do Supergrupo Espinhaço. Esta concepção decorreu de correlação estabelecida entre os xistos verdes do Alto Araçuaí e uma sucessão similar, aflorante a norte (Planalto de Minas-Terra Branca), que estaria em contato com metarriolitos datados em *ca.* 1,75 Ga (Machado *et al.* 1989, Chula 1996). Entretanto, a correlação litológica entre estas duas sucessões de xistos verdes foi também proposta ou aceita por autores que consideraram ambos os conjuntos de xistos verdes como pertencentes ao Grupo Macaúbas (*e.g.*, Hettich 1973, Schrank *et al.* 1978; Uhlein 1991).

No Mapa Geológico de Minas Gerais (Pinto *et al.* 2003) as rochas metavulcânicas do Alto Araçuaí foram individualizadas como Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã (Grupo Macaúbas).

LITOFACIOLOGIA E ASSINATURA GEOQUÍMICA DOS XISTOS VERDES De acordo com a composição mineralógica, três tipos petrográficos puderam ser caracterizados no pacote de xistos verdes estudado. Em ordem de abundância decrescente são: epidoto-tremolita-clorita xistos, quartzo-epidoto fels e clorita-carbonato-quartzo xistos. A assembléia mineralógica principal destas rochas revela que o re-equilíbrio nas condições metamórficas da fácies xisto verde foi quase completo. Ela tem como componentes principais epidoto (pistacita), tremolita, actinolita, clorita, quartzo e albita. Como acessórios estão presentes, magnetita,

leucoxênio e titanita. Como feições primárias preservadas, os xistos verdes apresentam acamamento, amígdalas, estruturas em almofadas (*pillow lavas*) e disjunções poliedrais. A estratificação, presente em quase toda a sucessão, é conferida por alternância de bandas (lâminas e camadas) em tons de verde escuro ou claro. As bandas escuras mostram granulação mais fina e são principalmente constituídas por clorita. As bandas claras, em geral mais espessas, apresentam granulação mais grossa e têm composição dominada por tremolita actinolítica, albita e quartzo. Em geral, o contato entre bandas é abrupto, e em seus interiores predomina granulometria homogeneizada pelo metamorfismo. Entretanto, em um setor particular de baixa intensidade de deformação (Fig. 3), observa-se gradação entre bandas mais escuras e delgadas, e bandas mais claras e espessas. Essa gradação se repete em ciclos de 10-15 cm de espessura e define granodrecrescência ascendente associada à estratificação (Fig. 4).

As amígdalas são sub-centimétricas, elipsoidais e geralmente ocorrem em camadas bem definidas. São preenchidas por epidoto, nas bordas, e quartzo, no centro. Com menor frequência também se tem clorita e plagioclásio no preenchimento.

As estruturas em almofada são reconhecidas por seu formato arredondado típico, sub-métrico, delineado por bordas de xisto verde escuro, de até 2 centímetros de espessura, possivelmente representantes de hialoclastitos metamorfizados (Fig. 5). As almofadas são geralmente maciças ou apresentam amígdalas internas de formato irregular, que contêm plagioclásio e clorita. No seu interior, as almofadas apresentam mineralogia similar à da média dos xistos verdes. A borda arredondada de cor verde escura que as define revela-se relativamente rica em tremolita-actinolítica e titanita, mas pobre em epidoto e portadora de biotita (mineral pouco frequente nas rochas estudadas). Feições primárias como zonas texturais concêntricas, acúmulo de amígdalas no topo, fraturas radiais e pedúnculos foram obliteradas pela deformação.

As disjunções poliedrais representam corte basal em juntas colunares. São identificadas por seus traços retilíneos formando polígonos de cinco ou seis lados, com ângulos variavelmente modificados pela deformação (Fig. 6).

Litofácies Em função da sua constituição e da presença de feições primárias, quatro litofácies foram discriminadas no pacote de xistos verdes. São elas: *i*) xistos com estruturas em almofadas (*pillow lavas*) e disjunções poliedrais; *ii*) xistos acamadados; *iii*) brechas; *iv*) xistos destituídos de estruturas primárias.

A primeira das litofácies é caracterizada pela presença de estrutura em almofadas, disjunções poliedrais e também por grande frequência de amígdalas. Apresenta distribuição territorial restrita, talvez um reflexo das boas exposições exigidas para o reconhecimento das feições que definem essa litofácies. Assim, é encontrada principalmente nas margens do Rio Preto ao sul de São Gonçalo, onde está frequentemente associada a xistos acamadados e/ou brechas. As estruturas em almofada mostram que derrames subaquáticos são, sem dúvida, um dos protólitos dos xistos verdes.

Os xistos acamadados compõem a litofácies mais abundante no corpo de xistos verdes de São Gonçalo do Rio Preto, onde estão associados às brechas e aos xistos com disjunções poliedrais e almofadas. A determinação da origem desse acamamento é dificultada pelo metamorfismo e pela deformação. Entretanto, a preservação localizada de granodrecrescência ascendente (Fig. 4) associada ao bandamento dos xistos verdes é evidência de que este é, pelo menos, parcialmente vulcaniclástico e, portanto, primário.

Figura 4 - Granodecrescência ascendente evidenciando contribuição vulcanoclástica na formação do bandamento composicional dos xistos verdes. Figura 5 - Estruturas em almofada. Figura 6 - Disjunções poliedrais deformadas. Figura 7 - Clasto angular de quartzo-epidoto fels em matriz de xisto verde, na litofácies brecha.

Camadas de quartzo-epidoto-fels estão associados a esse bandamento e também podem ter origem vulcanoclástica. Ambiente subaquático é sugerido pela coexistência deste bandamento e de lavas almofadadas em alguns afloramentos.

As brechas são rochas de matriz frequentemente acamadada, na qual estão dispersos fragmentos de quartzo-epidoto fels, com tamanhos variáveis entre 5 e 120 cm. Os clastos são relativamente mais ricos em amígdalas, e apresentam arredondamento e esfericidade variáveis, predominando aqueles com baixos valores para ambos os parâmetros (Fig. 7). A mesma rocha que compõe os fragmentos está presente em bandas delgadas paralelas ao acamadamento, em camadas espessas que se assemelham a derrames de uma lava mais viscosa, em diques que cortam todo o conjunto, e em soleiras associadas. Os corpos de brechas exibem certa continuidade ao longo da direção das camadas. As grandes dimensões e a alta angulosidade dos clastos indica que não foram transportados por longas distâncias por processos de tração, sugerindo fontes próximas e/ou transporte por suspensão. Provavelmente, correspondem ao retrabalhamento das camadas espessas e dos diques do material hoje representado pelo quartzo-epidoto-fels, através da fragmentação por resfriamento rápido e deposição por movimentos de massa (*lahars*) em superfícies de alta inclinação em ambiente subaquático (indicado pela associação com lavas almofadadas). As altas inclinações podem ter sido geradas por irregularidades no substrato e/ou por acumulação extrema em edifícios vulcânicos individuais (*fire fountaining* subaquático). As bandas delgadas e paralelas ao acamadamento podem representar a deposição da fração fina (cinza) expelida pelos centros vulcânicos.

Rochas sem feições primárias predominam no corpo de xistos

verdes de Senador Modestino Gonçalves. Em geral, apresentam precárias exposições em cortes de estrada. Seções frescas mostram rochas finas e maciças. Enquanto essa falta de estruturas pode ser parcialmente devida ao intemperismo intenso, feições primárias como os clastos das brechas, que se destacam da matriz intemperizada, não foram observadas nesta litofácies.

Assinatura geoquímica Uma amostra de cada litofácies foi analisada para elementos maiores, traços e terras raras, a fim de fornecer dados para uma interpretação da ambiência tectônica de geração dos protólitos dos xistos verdes. As amostras foram coletadas em exposições frescas que facilitaram a obtenção de rochas livres de intemperismo e cuja alteração hidrotermal se concentrava em vênulas de carbonato (eliminadas das amostras analisadas). Depois de moídas, as amostras foram enviadas para análise nos Activation Laboratories, Canadá. Os elementos maiores foram analisados por ICP (fusão utilizando metaborato/tetraborato), os elementos traços por ICP-MS e o FeO por volumetria, todos em rocha total.

As amostras analisadas foram:

- R86EP: de dique de quartzo-epidoto fels em zona de baixa intensidade de deformação (Fig. 3) e representa a fonte dos clastos das brechas.
- R86XV: representa os xistos acamadados, no local com granodecrescência associada ao bandamento (mesma zona supracitada).
- R14XV: material utilizado nas investigações geocronológicas, proveniente de xistos com estruturas em almofadas às margens do Rio Preto.
- R08: litofácies definida pela ausência de estruturas primárias.

as, coletada no corpo de xistos verdes de Senador Modestino Gonçalves.

Concentrações normativas foram calculadas a partir dos dados geoquímicos (Tab. 2 e 3). Na construção de diagramas petrológicos e de discriminação entre ambientes tectono-magmáticos foram utilizados também os dados de Uhlein (1991) dos xistos verdes a sul de São Gonçalo do Rio Preto, para efeito de comparação.

As amostras R14XV e R86XV apresentam composição basáltica (Fig. 8a), hiperstênio na norma, pequenos valores de quartzo normativo e não são olivina-normativos. A amostra R86EP mostra maiores teores de CaO e Fe_2O_3 relativos às outras análises e menores proporções de FeO e K_2O . Essas diferenças se refletem na norma, com o aparecimento de hematita, alto componente wollastonita do diopsídio e na falta de hiperstênio. Essa rocha mostra valor mais alto de quartzo normativo (~7%), apesar da menor proporção em SiO_2 . A petrografia de quartzo-epidoto fels na área investigada mostra que essas rochas, via de regra, apresentam grandes quantidades de quartzo preenchendo amígdalas, além de mineralogia dominada por epidoto (pistacita), que se traduz nos altos teores de CaO e Fe_2O_3 . Na Fig. 8a essa rocha plota ligeiramente fora do campo dos basaltos, em função de seu teor de K_2O , abaixo do limite de detecção (0,01%). A amostra R08 se destaca das outras pelo seu alto conteúdo em SiO_2 . A petrografia microscópica dessa rocha revela os mesmos constituintes mineralógicos dos demais xistos verdes, mas com abundância de quartzo fora da paragênese, preenchendo amígdalas microscópicas e em agregados poligonais monocristalinos. O diagrama classificatório para rochas vulcânicas de Cox *et al.* (1979) corrobora a indicação petrográfica de que sílica foi secundariamente introduzida, já que essa amostra plota fora de qualquer campo de rocha vulcânica (Fig. 8a).

Os protólitos das amostras R14XV, R86XV e R86EP caracterizam-se como basaltos toleíticos (Fig. 8a e 8b). Entretanto, os diagramas baseados em elementos maiores móveis, como os álcalis, devem ser analisados com cautela. Com exceção da amostra R86EP, que apresenta valor de K_2O abaixo do limite de detecção, os teores desse óxido são inversamente proporcionais aos de perda ao fogo, sugerindo que este óxido foi mobilizado.

Nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos (Fig. 8c, d, e.) os xistos verdes, incluindo as análises de Uhlein (1991), indicam origem em ambiente continental intraplaca, com tendência minoritária para ambiente de dorsal oceânica. Em todos os diagramas a amostra R08 apresenta comportamento distinto.

A assinatura dos elementos terras raras (ETR) é também utilizada como forma de inferir o ambiente geotectônico de formação dos protólitos dos xistos verdes. Os ETR são importantes no estudo petrológico de rochas ígneas por apresentarem comportamento similar ao da fonte ou protólito magmático durante processos de fusão parcial ou mistura de magmas (Henderson 1984, Saunders 1984) e por permanecerem relativamente imóveis durante o metamorfismo regional (Henderson 1984).

Holm (1985) propõe diagrama destinado a basaltos toleíticos, utilizando elementos higromagmatófilos (H-). O autor compilou dados de várias províncias magmáticas estabelecendo valores médios como referência para ambientes tectônicos variáveis. A Fig. 9 mostra diagrama utilizando esses elementos normalizados em relação ao manto primordial (valores em Holm 1985). Também incluída no diagrama está a curva de referência para basaltos toleíticos de rifte continental. Nesse diagrama existe grande se-

Tabela 2 - Resultados das análises químicas das amostras de xisto verde (elementos maiores em % peso; traços em ppm).

	R86EP	R86XV	R14XV	R08
SiO_2	46,03	49,53	46,35	67,16
TiO_2	1,50	1,71	1,76	0,57
Al_2O_3	15,38	14,12	14,65	11,86
Fe_2O_3	7,09	3,61	3,09	1,21
FeO	3,43	6,60	8,13	5,16
MnO	0,15	0,16	0,18	0,08
MgO	5,11	8,20	7,40	3,77
CaO	16,52	8,15	11,33	2,94
Na_2O	1,45	3,17	1,69	2,79
K_2O	<0,01	0,02	0,33	1,19
P_2O_5	0,14	0,16	0,21	0,09
PF	2,32	3,35	2,83	2,06
PF2*	2,70	4,09	3,74	2,64
Total	99,11	98,77	97,93	98,87
Ba	24,27	14,87	214,78	378,27
Rb	<1	<1	6,95	33,77
Sr	639,21	167,40	212,18	155,56
Cs	0,12	0,11	0,19	1,16
Ga	22,84	14,28	19,05	13,44
Tl	<0,05	<0,05	0,05	0,16
Ta	0,54	0,61	0,84	0,40
Nb	8,74	10,35	13,82	4,64
Hf	2,05	2,48	3,27	2,88
Zr	76,03	88,11	123,11	101,04
Y	25,32	26,06	27,06	16,91
Th	0,85	0,98	1,28	4,58
U	0,22	0,21	0,35	1,03
Cr	208,98	226,11	196,82	239,22
Ni	85,49	88,55	92,11	116,47
Co	60,31	51,61	62,98	76,35
Sc	36,00	39,00	40,00	15,00
V	272,59	248,14	289,29	107,54
Cu	142,35	43,72	203,81	22,87
Pb	6,23	<5	<5	6,55
Zn	55,35	93,96	85,07	47,90
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	0,12
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	1,46	1,58	1,57	2,13
W	126,89	38,55	77,90	283,66
Mo	<2	<2	<2	<2
Be	1,00	<1	1,00	1,00
As	<5	<5	<5	<5
Sb	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
La	11,33	12,92	17,09	18,96
Ce	23,03	28,53	37,24	35,61
Pr	2,98	3,51	4,41	3,70
Nd	13,44	15,71	19,66	13,53
Sm	3,41	4,06	4,65	2,87
Eu	1,56	1,47	1,62	0,91
Gd	4,04	4,43	4,93	2,72
Tb	0,67	0,77	0,83	0,47
Dy	3,96	4,52	4,66	2,80
Ho	0,80	0,90	0,91	0,56
Er	2,32	2,59	2,62	1,67
Tm	0,32	0,37	0,37	0,25
Yb	1,88	2,24	2,18	1,56
Lu	0,26	0,31	0,32	0,22

Tabela 3 - Norma CIPW dos xistos verdes.

Norma	R86EP	R86XV	R14XV	R08
Q	7,22	2,09	1,14	32,21
Or	-	0,12	2,05	7,27
Ab	12,66	28,07	15,02	24,35
An	36,59	25,37	32,98	14,53
C	-	-	-	0,84
Di wo	15,31	6,69	10,37	-
Di ens	13,20	4,64	6,38	-
Di fs	-	1,49	3,38	-
Hy ens	-	16,84	13,07	9,73
Hy fs	-	5,42	6,91	7,92
Mt	7,43	5,49	4,71	1,81
He	2,20	-	-	-
Ilm	2,94	3,40	3,52	1,12
Ap	0,32	0,37	0,48	0,20
Total	97,87	100,00	100,00	100,00

melhança entre a curva da amostra R14XV e a de referência, ambas contendo anomalias positivas de Nb, baixo P_2O_5 e inclinação negativa no segmento Sm-Yb. As amostras R86XV e R14XV apresentam curvas também muito próximas à curva dos basaltos de rifte continental, exceto pelos valores baixos de K_2O e Rb. Esse óxido, entretanto, foi mobilizado durante processos secundários e rubídio é o elemento que, geoquimicamente, acompanha potássio. O diagrama da figura 10 revela padrão de semelhante com a referência normalizadora no segmento P_2O_5 -Ni, mas marcantes desvios do mesmo no segmento Sr- P_2O_5 . O diagrama de ETR normalizados em relação ao condrito de Sun & McDonough (1989) mostra o comportamento muito semelhante das amostras R14XV, R86XV e R86EP, com enriquecimento nos ETR leves e curvas de inclinação negativa. Este mesmo padrão é indicado pelas razões La_n/Lu_n , que variam de 4,48 a 9,40. O padrão de enriquecimento dos ETRL é mais pronunciado que o apresentado pelo E-MORB e se enquadra no padrão de basalto continental intraplaca.

POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO E IDADE Em todas as suas exposições, os xistos verdes apresentam contatos normais, gradacionais ou abruptos, com as rochas metassedimentares sotopostas e sobrepostas, as quais pertencem ao Grupo Macaúbas, mais especificamente à Formação Chapada Acauã (Gorlt 1970, Hettich 1973, Bettiga & Rocha 1986, Uhlein et al. 1986, Uhlein & Chaves 1989, Uhlein 1991, Noce et al. 1997, Pinto et al. 2003). A despeito da complexidade estrutural e condições de exposição foi possível estabelecer uma coluna de empilhamento litológico, da forma em que ocorrem ao longo de seção E-W (Fig. 12).

Os metadiamictitos finos presentes na base do pacote são o elo entre essa pilha vulcano-sedimentar e os metadiamictitos grossos da Formação Serra do Catuni que representam a sedimentação glácio-litorânea do Grupo Macaúbas. Embora esses últimos não tenham sido identificados na área estudada, vários trabalhos regionais apontam contato normal entre os metadiamictitos grossos e o heterogêneo pacote aqui descrito (Hettich 1973, Bettiga & Rocha 1986, Uhlein & Chaves 1989). A relação entre as duas unidades é inclusive genética, uma vez que os metadiamictitos finos são interpretados como retrabalhamento em ambiente

Figura 8 A - Representação dos xistos verdes no diagrama classificatório para rochas vulcânicas de Cox et al. (1979). B - Os xistos verdes têm assinatura toleítica no diagrama FeO-MgO-álcalis de Irvine & Baragar (1971). C - No diagrama Ti-Zr-Y para rochas basálticas (Pearce & Cann 1973), os xistos verdes plotam no limite dos campos de basalto intraplaca e MORB. As amostras R14XV, R86XV satisfazem a condição $20\% < MgO+CaO > 12\%$ imposta pelo diagrama. Todas as amostras de Uhlein (1991) situam-se no campo de basalto intraplaca. D - Em diagrama Zr-Zr/Y (Pearce & Cann 1973), as amostras de xistos verdes deste trabalho e as de Uhlein (1991) situam-se majoritariamente no campo de basalto intraplaca. E - Registros inconsistentes apresentados pelos xistos verdes no diagrama de Pearce et al. (1977). Na mancha cinza estão representados os ortoanfibolitos de assinatura MORB da Formação Ribeirão da Folha (Pedrosa-Soares et al. 1998).

plataformal dos metadiamictitos grossos, depositados por geleiras e agentes associados em zona litorânea (Noce et al. 1997, Uhlein et al. 1999). Desta forma, os dados de campo sustentam a inclusão do pacote de xistos verdes no Grupo Macaúbas, mais especificamente na Formação Chapada Acauã.

Com o objetivo de determinar a idade de cristalização magmática dos protólitos dos xistos verdes e por extensão, da Forma-

Figura 9 - Elementos higromagmáticos dos xistos verdes normalizados em relação ao manto primordial (Holm 1985). A curva negra hachurada representa composição média de toleitos de estágios iniciais de rifte (TIR).

Figura 10 - Diagrama de multi-elementos dos xistos verdes com normalização em relação ao MORB de Pearce (1982).

Figura 11 - Elementos terras raras das amostras de xistos verdes, normalizados em relação ao condrito. Curvas de referência para E-MORB e N-MORB extraídas de Sun & McDonough (1989).

ção Chapada Acauã foram extraídos zircões da amostra R14XV para análise pelo método U-Pb SHRIMP. A mesma amostra foi analisada em rocha total pelo método Sm-Nd. Os dados e resultados destas análises se encontram em Babinski *et al.* (2005).

A maioria dos cristais de zircão mostra-se como grãos incipientemente arredondados, evidenciando seu caráter detrítico. As idades obtidas em doze cristais variaram entre *ca.* 1,1 e 2,6 Ga. Estas idades indicam fontes variadas para sedimentos associados à atividade vulcânica que originou os protólitos dos xistos verdes. Essa contribuição sedimentar estaria representada nos depósitos tufáceos e material inter-almofadas. Alternativamente, cristais de zircão poderiam ter sido absorvidos das encaixantes, durante a ascensão do magma máfico que originou os derrames subaquáticos.

As idades mais velhas indicam grãos de zircão provenientes do embasamento arqueano e paleoproterozóico da Faixa Araçuaí, bem como de rochas félsicas de *ca.* 1,7 Ga relacionadas ao rifte Espinhaço.

As idades em torno de 1,1 Ga, considerada a faixa de erro, aproximam-se dos valores mais velhos das idades entre *ca.* 0,9 e 1,1 Ga obtidas de grãos de zircão de quartzito da Formação Chapada Acauã (Pedrosa-Soares *et al.* 2000), mas são mais antigas que a idade máxima de *ca.* 900 Ma obtida de zircão detrítico de diamictito da Formação Jequitai (Buchwaldt *et al.* 1999). Ou-

Figura 12 - Empilhamento litológico das rochas metassedimentares e metavulcânicas da Formação Chapada Acauã na região do Alto Araçuaí.

tras datações se aproximam das idades em torno de 1,1 Ga, tais como idades Ar-Ar e K-Ar obtidas de diques máficos do sul da Bahia (D'Agrella-Filho *et al.* 1990, Renne *et al.* 1990), e idades de rochas félsicas anorogênicas relacionadas à abertura da bacia precursora da Faixa Congo Ocidental (Djama *et al.* 1992, Tack *et al.* 2001). A despeito destas interpretações, o protólito do xisto verde datado tem que ser mais novo que a idade de *ca.* 1,12 Ga, obtida de zircão herdado. Por isso, a unidade de xistos verdes,

aqui enfocada, é definitivamente mais nova que o Supergrupo Espinhaço.

Esta última afirmativa é corroborada pela idade-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de ca. 1,52 Ga que, além de também ser mais nova que a época do magmatismo do rifte Espinhaço (1,77-1,67 Ga; Silva *et al.* 2002, Noce *et al.* 2003), reflete a contaminação do magma máfico por material crustal mais velho. O valor de ϵ_{Nd} ligeiramente positivo (+ 0,23), se calculado para 900 Ma (possível idade máxima da sedimentação glacial; Buchwaldt *et al.* 1999, Pedrosa-Soares *et al.* 2000, Tack *et al.* 2001), e as amostras que plotam em campos de basalto oceânico sugerem que o magma máfico teria se formado no estágio tardio de evolução do rifte Macaúbas e atravessado crosta continental significativamente adelgada.

CONCLUSÃO: SIGNIFICADO TECTÔNICO, MODELO PALEOAMBIENTAL E CORRELAÇÕES A preservação de texturas primárias permitiu a individualização de litofácies nos xistos verdes do Alto Araçuá, que sugerem cenário de formação incluindo: i) basaltos derramados em ambiente subaquático (xistos com estruturas em almofadas e disjunções poliedrais), ii) depósitos vulcanoclásticos (xistos acamadados) e iii) derrames e diques fragmentados por processos de resfriamento rápido em contato com a água e posteriormente retrabalhados em fluxos gravitacionais (brechas).

A geoquímica dos xistos verdes confirma a composição basáltica indicada pela mineralogia metamórfica, mostrando também afinidade toleítica. A geoquímica da litofácies com estrutura em almofadas (amostra R14XV) é a mais preservada, enquanto a litofácies “xistos verdes acamadados” (R86XV) apresenta perda de K_2O e Rb. Os clastos das brechas são representados por uma de suas fontes, um dique de quartzo-epidoto fels (R86EP), que apresenta menores teores de K_2O e FeO e maiores concentrações de CaO e Fe_2O_3 em relação às amostras anteriores. Esse metassomatismo difere da espilitização, que envolve perda de FeO e CaO e ganho de Na_2O e MgO (Best 1995). Um tipo mais incomum de metassomatismo de fundo oceânico é caracterizado por enriquecimento em epidoto (Humphris & Thompson 1978) e explica melhor o ganho em CaO, perda em MgO e Fe oxidado

dos clastos das brechas. A gênese dessas rochas em edifícios vulcânicos se coaduna com seu metassomatismo mais intenso, uma vez que o vulcanismo localizado traria o calor necessário para as reações com a água do mar e os mesmos condutos que deram passagem ao magma permitiriam também maior circulação de fluidos hidrotermais. Explicação alternativa colocaria estas rochas como receptáculo de soluções hidrotermais ricas em Ca^{2+} , resultantes do processo de espilitização de outras rochas, que percolariam pelos protólitos dos clastos, re-depositando o cátion, ao invés de mantê-lo em solução na água do mar. A origem basáltica dos clastos das brechas é indicada pelo padrão de elementos traços, que é similar àquele exibido pelas demais amostras.

Uma questão que se apresenta prontamente aborda a razão deste metassomatismo seletivo (uma vez que não afeta da mesma maneira as rochas encaixantes). Este pode estar relacionado à granulometria original mais fina nos protólitos dos quartzo-epidoto fels (que os tornaria mais reativos), assim como à pequena espessura das camadas e diques.

A geoquímica da amostra R08 mostra intensa silicificação, com modificação apreciável das concentrações de elementos traços e mesmo terras raras. Essas mudanças podem ter sido motivadas pelo metassomatismo associado ao metamorfismo progressivo, quando a rocha teria reagido intensamente com soluções silicosas liberadas durante as reações metamórficas das rochas metapelíticas adjacentes aos corpos de xistos verdes, ou ainda significariam contaminação do material vulcânico por partículas epiclásticas provenientes da bacia circundante.

A contextualização dos dados geoquímicos e isotópicos no cenário estratigráfico local indica que a Formação Chapada Acauã se depositou na fase transicional entre os estágios rifte e de margem passiva, mas ainda sobre substrato continental; ou seja, no estágio rifte tardio da evolução da Bacia Macaúbas. Neste cenário, os metadiamicitos finos e turbiditos representariam o retrabalhamento dos depósitos glácio-litorâneos da Formação Serra do Catuni em plataforma marinha rasa, dando origem a fluxos de detritos (diamictito) e turbiditos (ciclos de quartzito e metapelito) depositados em plataforma profunda e leques submarinos (Fig. 13). Os xistos verdes

Figura 13 - Reconstrução paleo-ambiental esquemática que ilustra o cenário de formação dos protólitos dos xistos verdes. Seção frontal do bloco diagrama modificada da Fig. 16b de Martins-Neto *et al.* (2001).

expressariam o vulcanismo básico, cujos produtos foram envolvidos no retrabalhamento por fluxos gravitacionais e se misturaram ao material epiclástico trazido pelas correntes de turbidez. O magma básico teria atravessado litosfera continental muito adelgada, em estágio imediatamente anterior à geração de litosfera oceânica. O modelo idealizado para o cenário de acumulação dos protólitos dos xistos verdes está ilustrado na figura 13.

Os xistos verdes do membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã poderiam ser os correlatos predominantemente vulcânicos dos diques e soleiras da Suíte Pedro Lessa (Silva *et al.* 1995). Esta suíte máfica, que aflora na região de Diamantina e corta rochas do

Supergrupo Espinhaço Meridional, foi datada em 906 +/- 2 Ma (Machado *et al.* 1989). Outra correlação poderia ser feita entre as rochas do Membro Rio Preto e o espesso pacote de rochas vulcânicas máficas e félsicas da Faixa Congo Ocidental (Tack *et al.* 2001).

Agradecimentos Ao CNPQ e à FAPEMIG pelo financiamento do projeto de pesquisa e bolsas de produtividade em pesquisa dos co-autores, à CAPES pela bolsa de mestrado concedida ao primeiro autor e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Whittington A. 2002. O registro estrutural do colapso da porção brasileira do orógeno Araçuaí-Congo. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, *Anais*, 58:287-288.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. de Geociências*, 7(4):349-364.
- Almeida-Abreu P.A. & Renger F.E. 2002. Serra do Espinhaço meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. *Rev. Bras. de Geociências*, 32(1):1-14.
- Babinski M., Gradim R.J., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Noce, C.M., Liu D. 2005. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd de xistos verdes do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Rev. Bras. de Geociências*, 35(4 - Suplemento):77-81
- Best M. 1995. *Igneous and metamorphic petrology*. Ed. Blackwell Science, Oxford, 630 p.
- Bettega F.S. & Rocha L.A. 1986. *Geologia do Grupo Macaúbas na Região de Felisberto Caldeira e Adjacências (MG)*. Trabalho de Graduação, Centro de Geologia Eschwege, 80 p.
- Buchwaldt R.; Toulkeridis T., Babinski M., Santos R., Noce C.M., Martins-Neto M., Hercos C.M. 1999. Age determination and age related provenance analysis of the Proterozoic glaciation event in central-eastern Brazil. In: Servicio Geológico Minero Argentino, South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, *Actas*, 2:387-390.
- Chula A.M.D. 1996. *Caracterização geológica e geoquímica dos metamagmatitos e metassedimentos da região de Planalto de Minas, Município de Diamantina, MG*. Dissertação de Mestrado, IGC/UFGM, 157 p.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Ed. Allen and Unwin, London, 450 p.
- D'Agrella-Filho M.S., Paça I.G., Teixeira W., Onstott T.C., Renne P.R. 1990. Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neoproterozoic glaciogenic rocks in central-eastern Brazil. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 80:255-265.
- Djama L.M., Leterrier J., Michard A. 1992. Pb, Sr and Nd isotope study of the basement of the Mayumbian belt (Guena gneisses and Mfoubu granite, Congo): implications for crustal evolution of Central Africa, *J. Afr. Earth Sci.* 14:227-237.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3(1):19-26.
- Gorlt G. 1970. Fazieswechsel und Metamorphose in der Westlichen Serra Negra (Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien). *Geol. Rdsch.* 61:166-201.
- Grossi-Sad, J. H., Roque, N. C., Knauer, L. G., Noce, C. M. & Fonseca, E. 1997. Geologia da Folha Carbonita. In: Grossi-Sad J. H., Lobato L. M., Pedrosa-Soares A. C., Soares-Filho B. S. (coords. e eds.). *Projeto Espinhaço em Cd-Rom (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG p.:1251-1371.
- Henderson P. 1984. General geochemical properties and abundances of rare earth elements. In: Henderson P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. Ed. Elsevier, Amsterdam, p. 1-32.
- Hettich M. 1973. *Zur Stratigraphie und Genese des Macaúbas nördlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone (Minas Gerais, Brasilien)*. Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 42 p.
- Holm P.E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, 51:303-323.
- Humphris S.E. & Thompson G. 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 42:107-125.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83:29-40.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 65:1-21.
- Lima S.A.A., Martins-Neto M., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas, e idades U-Pb SHRIMP. *Rev. Bras. de Geociências*, 32(4):491-500.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional, In: SBG, Simp. Geol. MG, 5/Simp. Geol. Núcleo Brasília, 1, *Anais*, p. 171-174.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *J. Structural Geology*, 28: 129-147.
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rift-sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Rev. Bras. de Geociências*, 28(2):151-168.
- Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Lima S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sed. Geology*, 141-142:343-370.
- Moraes L.J. 1937. Geologia econômica do norte de Minas Geraes. Rio de

- Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 19, 191p.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars F.J., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R., Roque N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuai: o registro de uma bacia neoproterozóica. *In: SBG, Simp. Geol. MG, 9, Anais, 14:29-31.*
- Noce C.M., Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Peres, G.G. 2003. O embasamento da Faixa Araçuai no Bloco Guanhães: dados geocronológicos e evolução. *In: SBG, Simp. Geol. MG, 12, Anais, p. 90.*
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: Thorpe R.S. (ed.). Andesites. Ed. John Wiley & Sons, New York, p.526-548.*
- Pearce J.A., Gorman B.E., Birkett T.C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**:121-132.
- Pearce T.H. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**:290-300.
- Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: first U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircons. *Rev. Bras. de Geociências*, **30**:58-61.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuai (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt. *J. of S. Am. Earth Sci.*, **6**(1/2):33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuai-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Research*, **110**:307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuai-West Congo Orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- Pinto, C.P., Silva, L.C., Leite, C.A. 2003. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000. CPRM-CODEMIG, Belo Horizonte, CD-ROM.
- Renne P.R., Onstott T.C., D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G. 1990. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of 1.0-1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth Planet. Sci. Letters* **101**(2/4):349-366.
- Saunders A.D. 1984. The rare earth element characteristics of igneous rocks for the ocean basins. *In: Herderson P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry. Ed. Elsevier, Amsterdam, p. 205-236.*
- Schrank A., Dourado B.C.V., Biondi J.C. 1978. Estudo preliminar dos meta-vulcanitos do Grupo Macaúbas na região do alto Jequitinhonha - MG. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **30, Anais**, **3**:1323-1335.
- Silva A.M., Chemale Jr. F., Kuyumjian R.M., Heaman L. 1995. Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. de Geociências*, **25**(2):124-137.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Whittington A. 2002. O registro estrutural do colapso da porção brasileira do orógeno Araçuai-Congo. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **41, Anais**, **S8**:287-288.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso-Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuai, Cinturão Mineiro e Cráton do São Francisco meridional. *Rev. Bras. de Geociências*, **32**(4):513-528.
- Souza, M. A. T. A. & Grossi-Sad, J. H. 1997. Geologia da Folha Rio Vermelho. *In: Grossi-Sad J. H., Lobato L. M., Pedrosa-Soares A. C., Soares-Filho B. S. (coords. e eds.). Projeto Espinhaço em Cd-Rom (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG, p.1251-1371.*
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in the ocean basins. London, Geol. Soc. London, 313-345.*
- Tack L., Wingate M.T.D., Liégeois J.-P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian groups (Bas-Congo): onset of Rodinia at the western edge of the Congo craton. *Prec. Research*, **110**:277-306.
- Toloczyki, M. 1982. *Der Granitaufruch von Senador Modestino Gonçalves und sein geologischer Rahmen (Präkambrium, Minas Gerais, Brasilien)*. Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Tese de Doutorado, 76 p.
- Uhlein A. & Chaves, M.L.S.C. 1989. Geologia da borda nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (Região de Mendanha a São Gonçalo do Rio Preto, MG). *In: SBG, Simp. Geol. MG, 5, Anais*, **10**:277-280.
- Uhlein A. 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuai (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 295 p.
- Uhlein A., Dossin I.A., Chaves M.L.S.C. 1986. Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional-MG. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **34, Anais**, **3**:1191-1203.
- Uhlein A., Trompette R.R., Alvarenga C.J.S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *J. of S. Am. Earth Sci.*, **12**:435-451.
- Uhlein A., Trompette R.R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *J. of S. Am. Earth Sci.*, **11**(2):191-203.
- Vieira, V. S. 1985. Guanhães, Folha SE-23-Z-B (Carta Metalogenética, Carta de Revisão de Recursos Minerais, Carta de Revisão de Seções Governamentais, escala 1:250.000). Brasília. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. DNPM/CPRM, 17 p.

Manuscrito A-1578

Recebido em 22 de março de 2005

Revisão dos autores em 10 de novembro de 2005

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2005