

PROVENIÊNCIA DE ARENITOS DAS FORMAÇÕES UBERABA E MARÍLIA (GRUPO BAURU) E DO GARIMPO DO BANDEIRA: IMPLICAÇÕES PARA A CONTROVÉRSIA SOBRE A FONTE DO DIAMANTE DO TRIÂNGULO MINEIRO

**ÉRICA GONÇALVES GRAVINA, CAMILLA VASCONCELOS KAFINO, JOSÉ AFFONSO BROD,
GERALDO RESENDE BOAVENTURA, ROBERTO VENTURA SANTOS,
EDI MENDES GUIMARÃES & HARDY JOST**

Abstract *PROVENANCE OF SANDSTONES FROM THE UBERABA AND MARÍLIA FORMATIONS AND FROM THE GARIMPO DO BANDEIRA: IMPLICATIONS FOR THE CONTROVERSY ON THE SOURCE OF THE TRIÂNGULO MINEIRO DIAMOND DEPOSITS, MINAS GERAIS, BRAZIL* Clay minerals and REE provide important evidence on weathering, transport, and deposition of sediments, since they tend to reflect the mineralogical and chemical signatures of the source areas. Some Bauru Group sandstones in the Triângulo Mineiro region, particularly those of the Uberaba Formation, have a peculiar composition, given by large amounts of clastic material derived from alkaline igneous rocks. In this paper we combine chemical and mineralogical evidence from sandstones of the Uberaba and Marília Formations, and from the sandy matrix of a diamond-bearing conglomerate (Garimpo do Bandeira), of unknown stratigraphic position, to investigate the provenance of their clastic load. Integrated analysis of clay mineralogy, and major, trace and REE, allowed the inference of three distinct sources for the studied sedimentary units. Clay-minerals of the Uberaba Formation are dominated by smectite and illite, indicating strong contribution of mafic rocks and incipient chemical weathering of the source area. Semi-quantitative modeling based on the absolute REE abundances indicates that at least 30% of a component similar to the alkaline rocks from the nearby Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) must be added to the average continental upper crust, in order to generate the observed normalised REE ratio modeling indicates a contribution of at least 50-60 % of clasts derived from kamafugite and bebedourites of the APIP. In the Marília Formation, palygorskite is the dominant clay-mineral, but it is probably associated with diagenetic carbonate. Semi-quantitative modeling indicated less than 5% of alkaline rocks contribution. The normalised REE ratios point to the addition of 10-15% of APIP kamafugites or bebedourites to an average continental upper crust. Kaolinite is the dominant clay mineral in the matrix of the Garimpo do Bandeira conglomerate, suggesting an intense chemical weathering in the source area. These rocks do not fit consistently in the numerical models applied. The evidence presented in this paper indicates that the contribution of alkaline-rock clastic material is strong for the Uberaba Formation, minor for the Marília Formation, and negligible for the Garimpo do Bandeira conglomerate, with important implications for the controversy on the origin of the Triângulo Mineiro diamond deposits. We suggest that a similar approach may be used in the study of other sedimentary sequences, where the compositional distinctions are less obvious.

Keywords: XRD, REE, sediment provenance, volcanic sandstones, APIP

Resumo Argilominerais e ETR são importantes fontes de informação sobre intemperismo, transporte e deposição de material sedimentar, por manterem as assinaturas características da área-fonte. Alguns arenitos do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro, em especial os da Formação Uberaba, têm composição peculiar, expressa por grande quantidade de detritos lábeis derivados de rochas alcalinas. O presente trabalho utiliza evidências geoquímicas e mineralógicas de arenitos das formações Uberaba e Marília e da matriz arenosa de um conglomerado diamantífero de posição estratigráfica indeterminada (Garimpo do Bandeira), para investigar a proveniência dos constituintes detriticos. Resultados integrados de argilominerais, elementos maiores, traço e ETR permitiram inferir proveniências distintas para as unidades estudadas. Na Formação Uberaba predominam esmectita e illita, que indicam contribuição de rochas maficas e intemperismo químico pouco intenso na área-fonte. Modelos semi-quantitativos indicam que no mínimo 30% de um componente similar às rochas alcalinas da Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP) deve ser adicionado à composição média da crosta continental superior, para gerar os padrões observados. Modelos com razões normalizadas de ETR indicam pelo menos 50-60% de contribuição de rochas alcalinas, principalmente kamafugitos e bebedouritos. Na Formação Marília domina paligorskita, possivelmente associada a carbonato diagenético. A modelagem semi-quantitativa indicou contribuição alcalina menor que 5%. Razões normalizadas de ETR apontam mistura entre a crosta continental superior e cerca de 5-10 % de kamafugitos ou bebedouritos da APIP. Na matriz do conglomerado do Garimpo do Bandeira domina a caolinita, indicativa de intemperismo químico intenso na área-fonte e o padrão de ETR é inconsistente com os modelos de mistura aplicados às formações Uberaba e Marília. No conjunto, as evidências indicam contribuição alcalina importante nos arenitos da Formação Uberaba, pouco importante nos arenitos da Formação Marília e inexpressiva no conglomerado do Garimpo do Bandeira. Isso tem importantes implicações para a controvérsia sobre a origem do diamante no Triângulo Mineiro. Sugere-se que o estudo integrado de argilominerais e padrões de ETR pode ser aplicado à investigação de proveniência de rochas sedimentares em outros casos, onde as diferenças compostionais sejam menos evidentes.

Palavras-chave: DR X, ETR, proveniência, arenitos vulcânicos, APIP

INTRODUÇÃO As associações de argilominerais formadas por intemperismo estão relacionadas diretamente com parâmetros cli-

máticos (pluviosidade e temperatura) e com a composição do substrato rochoso, sendo freqüentemente utilizadas para determi-

nar a proveniência e mudanças na área-fonte de sedimentos (Gomes 1986, Rao & Rao 1995, Manassero 1997, Ekosse 2001, Amorosi *et al.* 2002, Madhavaraju *et al.* 2002, entre outros).

Os elementos terras raras (ETR) não se fracionam significativamente durante o ciclo superficial, apenas se concentram ou se diluem relativamente aos teores originais, com tendência, portanto, a reproduzir o padrão médio das rochas da área-fonte (McLennan 1989, Rollinson 1993). Dados de ETR têm sido amplamente utilizados para obter informações sobre a proveniência de rochas sedimentares (Jost *et al.* 1986, Cullers 1995, 2000, Resende *et al.* 1999, Singh & Rajamani 2001, Naqvi *et al.* 2002, entre outros).

Neste trabalho, utilizou-se ambas ferramentas para investigar a proveniência de arenitos do Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro (Fig. 1), em especial a contribuição de rochas alcalinas na área-fonte.

CONTEXTO GEOLÓGICO A Bacia Bauru, no centro-sul da Plataforma Sul Americana, é uma cobertura suprabasáltica constituída por seqüência sedimentar continental com magmatismo alcalino associado, que se desenvolveu por subsidência termométrica no Cretáceo Superior (Fernandes 1998).

A Bacia é preenchida por dois grupos cronocorrelatos (Fig. 2). O Grupo Caiuá, que compreende as formações Rio Paraná e Goio-Erê, consiste de um sistema deposicional eólico, com contribuição fluvial esporádica. O Grupo Bauru, composto pelas formações Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, Uberaba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, consiste de depósitos aluviais associados a lagos efêmeros, localizados nas bordas do deserto Caiuá (Fernandes 1998). Manifestações ígneas associadas ao Grupo Bauru estão representadas pelos Analcímítos Taiuva, intercalados no topo da Formação Vale do Rio do Peixe (Coutinho *et al.* 1982, Fernandes 1998).

Quatro pontos da Região do Triângulo Mineiro onde o Grupo Bauru é representado pelas formações Uberaba e Marília foram estudados (Fig. 1, Tabela 1). Uma coluna estratigráfica do grupo nesta região consta da figura 3. Amostras da Formação Uberaba foram coletadas em dois pontos distintos. As amostras de sigla FU foram obtidas em uma porção da seção-tipo da formação, em corte da BR-050, próximo à cidade homônima. As de sigla CA (CAC, CAA e CAE) foram coletadas em afloramento na região de Conceição das Alagoas. Amostras da Formação Marília (FA) foram obtidas em afloramento na BR-153, entre Frutal e Uberlândia. No quarto ponto amostrado (Garimpo do Bandeira - amostras GB) não se conhecia, *a priori*, a posição estratigráfica. Entretanto, a ocorrência de diamantes em conglomerados deste local permitiria especular sobre uma possível correlação com conglomerados diamantíferos da base da Formação Uberaba na região de Romaria (Gallo 1991), o que levou à inclusão deste ponto de amostragem no presente estudo.

Garimpo do Bandeira Próximo à cidade de Planura, às margens do Rio Grande e do Córrego Olaria, o Garimpo do Bandeira foi, por cerca de 50 anos, alvo da exploração de diamantes aluvionares. O afloramento estudado consiste de uma cata onde aproximadamente 5 m de solo recobrem cerca de 8 m de conglomerado. Este último apresenta acamamento granodecrescente, com matacões de até 65 cm na base e seixos discretamente imbricados no topo. Seixos e matacões perfazem 30% do depósito e consistem de arenito, basalto, pelotas de argila (caulim) e freqüentes geodos de ágata, que indicam contribuição de basaltos da Formação Serra Geral. São susentados por matriz friável de areia média, com estratificação cru-

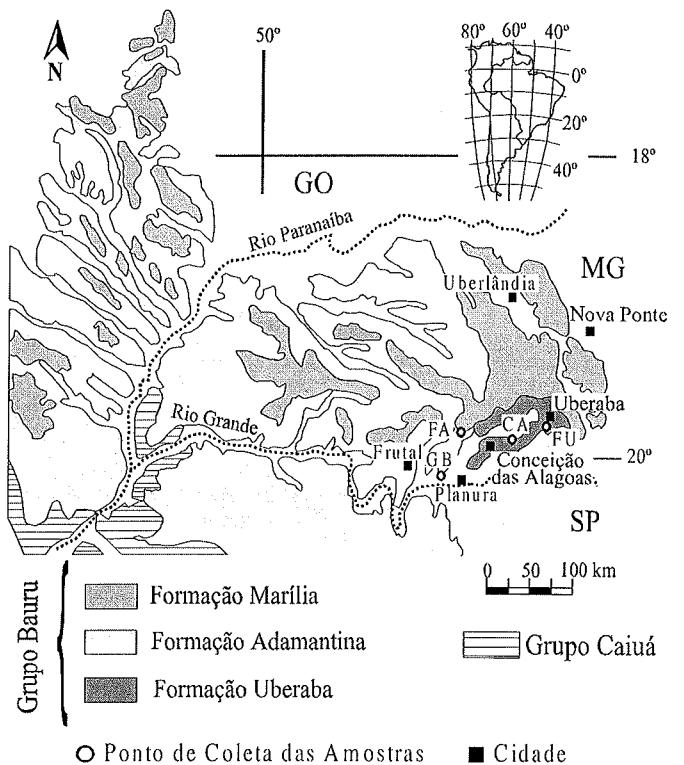


Figura 1 - Mapa geológico simplificado de parte do Triângulo Mineiro, com os pontos estudados (GB = Garimpo do Bandeira; CA = Fm. Uberaba, na região de Conceição das Alagoas; FU = Fm. Uberaba na região de Uberaba; FA = Fm Marília). Adaptado de Santucci & Bertini (2001).

Tabela 1 - Coordenadas dos pontos de coleta

Ponto de Coleta	Localização		Documento
Garimpo do Bandeira	$\varphi = 20^{\circ} 07' 06.0832''$	$\lambda = 48^{\circ} 45' 53.6759''$	SF-22-X-B (1980)
Conceição das Alagoas	$\varphi = 19^{\circ} 51' 28.8738''$	$\lambda = 48^{\circ} 14' 11.0434''$	SE-22-Z-D (1979)
Fm Uberaba	$\varphi = 19^{\circ} 52' 03.0294''$	$\lambda = 48^{\circ} 58' 10.6548''$	SE-23-Y-C (1979)
Fm Marília	$\varphi = 19^{\circ} 43' 20.1759''$	$\lambda = 47^{\circ} 58' 46.4576''$	SE-22-Z-D (1979)
Datum vertical: Marégrafo Imbituba SC	Datum horizontal: Córrego Alegre MG		
Meridiano Central: ponto FU = 45° We	pontos GB, CA e FA = 51° W		

zada e cor cinza, amarela quando alterada. Na matriz predominam quartzo, magnetita, granada, mica e fragmentos líticos, além de argilas. Óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio são constituintes menores. As análises foram circunscritas à matriz, para manter consistência com os demais pontos amostrados.

Formação Uberaba A Formação Uberaba, restrita ao Triângulo Mineiro, consiste de rochas epiclásticas de derivação vulcânica, dispostas em estratos tabulares e lenticulares amalgamados (Fernandes 1998). Os tipos petrográficos compreendem arenito vulcânico, siltito, argilito, conglomerado fino e paraconglomerado intraformacional. Os componentes detriticos derivam de basaltos da Formação Serra Geral, rochas alcalinas e metamorfitos

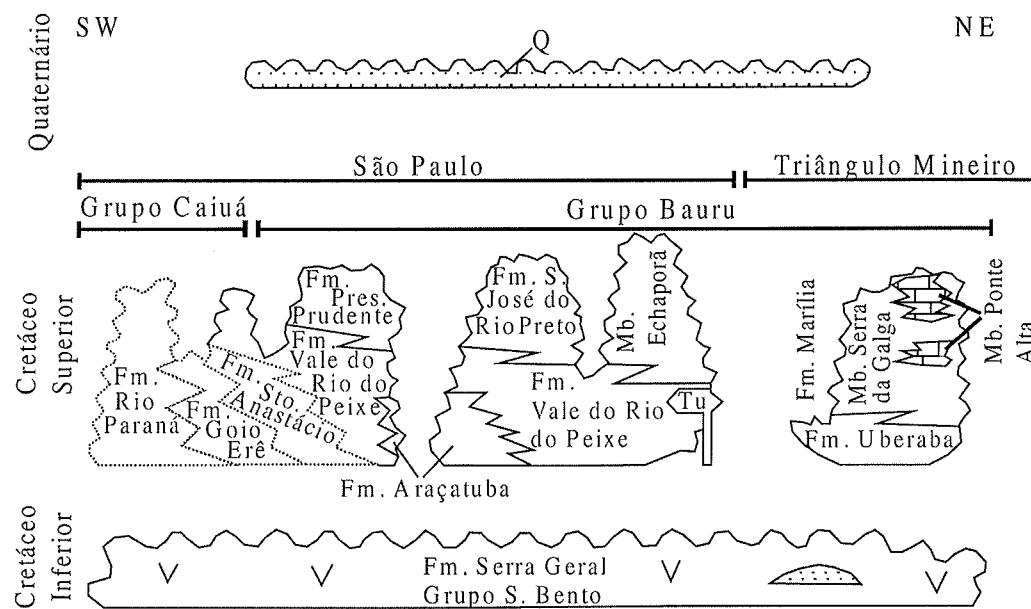


Figura 2 - Relações estratigráficas na parte oriental da Bacia Bauru. TU = analcímitos Taiuva. (adaptado de Fernandes 1998 e Fernandes & Coimbra 1999).

precambrianos, provenientes de leste (Silva et al. 1994). A contribuição alcalina se expressa tanto por fragmentos líticos quanto por grãos de diopsídio, melanita e abundante perovskita. Os argilominerais mais freqüentes são a illita, de origem detritica, e esmectita, que ocorre como revestimento dos espaços intergranulares. Os arenitos são cimentados por CaCO_3 , que, por vezes, forma crostas sub-horizontais (Fernandes 1998).

CONCEIÇÃO DAS ALAGOAS A sudoeste de Uberaba, próximo à cidade de Conceição das Alagoas, ocorrem arenitos depositados diretamente sobre basaltos da Formação Serra Geral. O afloramento tem 3 m de espessura de arenitos verde com matriz argilosa e estratificações cruzadas na porção basal. Para o topo a estratificação passa a plano-paralela, marcada por intercalação de estratos verdes, vermelhos por alteração.

Os arenitos são magnéticos, mal selecionados e contém desde silte grosso a areia grossa, e raros níveis com grânulos. O contato entre os grãos é tangencial e planar, com alguns domínios de grãos flutuantes. Os componentes detriticos são quartzo, magnetita, feldspato, perovskita (desde traço até 25% em volume), piroxênio, granada, titanita, mica, opacos, carbonato, fragmentos de rochas vulcânicas e de argilito. Carbonato ocorre como cimento, fragmentos de carapaças ou, ainda, como grãos detriticos, cobertos por película de óxidos/hidróxidos. Quartzo varia de 18 a 27%, sem apresentar tendência de aumento para a base ou para o topo. Fragmentos líticos são mais abundantes no topo (20-22%) do que na base (8%).

UBERABA Quinhentos metros a norte do Rio Uberaba, na BR-050, ocorre uma seção de 12,5 m de espessura da Formação Uberaba, exposta por cerca de 600 m, que consiste de intercalações de arenitos finos, médios e grossos, com leitos subordinados de arenito conglomerático e paraconglomerado. A seção estudada apresenta discreta tendência granodecrescente para o topo, e os estratos variam de planares a lenticulares, com espessura centimétrica a

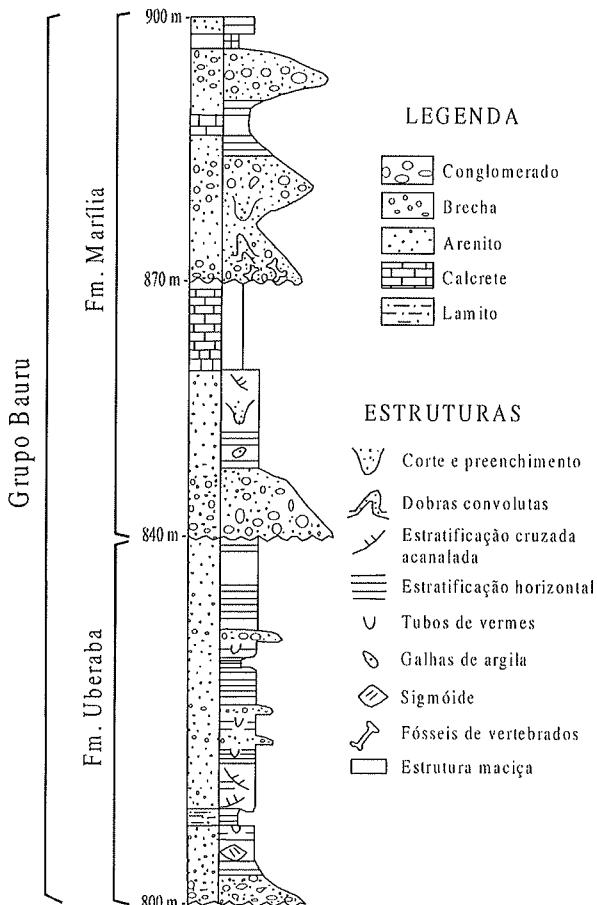


Figura 3: Estratigrafia das formações Marília e Uberaba, Grupo Bauru, na região de Uberaba – Triângulo Mineiro, MG (Simplificada de Sgarbi 1997).

métrica. Finas camadas e lentes são eventualmente marcadas por concentração de minerais pesados. Ocorrem estratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo de mergulho para sul, estratificações cruzadas reviradas e laminação plano-paralela. Dispersas nos arenitos ocorrem concreções centimétricas a decimétricas de carbonato.

Os arenitos conglomeráticos e os paraconglomerados são compostos por grânulos líticos, principalmente de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas, arenito e pelotas de argila. Os arenitos são constituídos por quartzo e fragmentos líticos (argilitos e rochas vulcânicas), com quantidades variáveis de perovskita, opacos, piroxênio, granada (melanita) e feldspatos. A matriz é argilosa e o cimento é de carbonato, ou misturas de carbonato e opacos.

Um canal com 5 m de largura e 1,5 m de espessura, contendo sexos de arenitos com 15 a 20 cm, corta os estratos horizontais na margem oeste da estrada.

As rochas são composicional e texturalmente imaturas, e a variação ao longo do afloramento estudado sugere uma menor contribuição de rochas alcalinas da base para o topo, marcada pela diminuição na quantidade de perovskita e fragmentos líticos e aumento na de feldspato e titanita. Zonas mais escuras, de contornos difusos, resultam da concentração de minerais máficos, misturados a grãos bem arredondados, e podem representar fragmentos alterados de rocha vulcanoclástica. Esta interpretação é reforçada pela presença ocasional de glóbulos de carbonato, semelhantes a vesículas. Grãos de olivina nos arenitos da porção intermediária a inferior do afloramento indicam a presença de rochas alcalinas em área-fonte próxima.

Formação Marília A formação Marília consiste de uma seqüência de arenitos calcíferos, conglomerados e paraconglomerados carbonáticos, calcários homogêneos, brechas carbonáticas e lamitos, depositados em sistema de rios entrelaçados, na porção mediana a distal de leques aluviais (Fernandes 1998), sob condições de clima quente seco a levemente úmido (Alves & Ribeiro 1999). Barcelos & Suguio (1987) subdividem a formação nos membros Echaporã, Ponte Alta e Serra da Galga, dos quais apenas os dois últimos ocorrem na região do Triângulo Mineiro (Sgarbi 1997) sobrepostos à Formação Uberaba e destacados no relevo por escarpas. Segundo Alves & Ribeiro (1999), estes membros podem ser diferenciados pelo tipo de cimento que, no Membro Ponte Alta é calc-ífero e, no Membro Serra da Galga, é silicoso. Fernandes (1998) considera o Membro Ponte Alta como domínios de cimentação carbonática no interior do Membro Serra da Galga, mas Andreis *et al.* (1999) não encontraram argumentos viáveis para distinguir sub-unidades e sugerem o emprego da designação de Formação Marília indivisa.

A longo da BR-153, entre Frutal e Uberlândia, a unidade aflora em uma seção de 600 m de comprimento por 3 m de altura onde ocorrem interestratificações de conglomerado, arenito conglomerático e arenito fino, com cimento carbonático. Na porção superior do afloramento ocorre um nível de calcrete, com local preservação da textura e estrutura do arenito original. Na porção intermediária, entre duas camadas de arenito ocorre um nível com 7 a 15 cm de espessura de brecha silicosa com relictos de material argiloso. A brecha é cortada por fraturas verticais preenchidas por veios de carbonato.

Os arenitos conglomeráticos são compostos por fragmentos de argilito, grânulos de basalto e de arenito recristalizado. Carbonato ocorre como concreções ou nódulos com textura colomorfa, cimento, fragmentos de fósseis ou, ainda, como preenchimento de

microfraturas. A matriz é de areia fina composta por quartzo, magnetita, granada, fragmentos líticos e feldspato, com traços de mica, zircão e piroxênio.

MÉTODOS ANALÍTICOS Exceto as amostras do Garimpo do Bandeira, muito friáveis, as demais foram estudadas mesoscópica e microscópicamente. As mais representativas foram selecionadas para análise por difração de raios-X e de elementos maiores (ICP-AES), elementos traço e ETR (ICP-MS) nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Difratometria de Raios X (DRX) A DRX foi utilizada para a identificação de minerais da fração < 200 mesh (0,074 mm) e de argilominerais. Em cada grupo, as amostras foram escolhidas de modo a compor um conjunto representativo dos tipos litológicos da base, porção intermediária e topo dos respectivos afloramentos. As análises foram realizadas em difratômetro GEIGERFLEX Rigaku, equipado com dois goniômetros, controlado por sistema computadorizado, munido de tubo de radiação CuK α . Operou a 40kV e 20mA. A varredura foi realizada no modo contínuo, com passo de 0,05°. Para a fração < 200 mesh foram utilizados um goniômetro sem monocromador operando de 2° a 80° 2 θ , com velocidade de 3,0°/min, e um goniômetro com monocromador de grafita que operou de 2° a 50° 2 θ , com velocidade de 2,6°/min. Para a fração argila foi utilizado um goniômetro sem monocromador e que operou de 2° a 35° 2 θ , com velocidade de 2,0°/min. A interpretação dos difratogramas foi feita com auxílio do programa JADE 3.0 (© 1991-1995 MDI - Materials Data, Inc.)

ANÁLISE DA FRAÇÃO TOTAL < 200 MESH As amostras foram desagregadas e peneiradas em malha de *nylon* com diâmetro de 200 mesh. A fração mais fina foi pulverizada em gral de ágata até obter a granulação adequada. As amostras pulverizadas foram fixadas em suporte retangular de Al com fenda central vazada (2,0 x 1,8 x 0,3 cm), pelo método de *backloading*, no qual a lâmina é colocada sobre placa de vidro, a cavidade preenchida com a amostra e prensada no lado que não será atingido pelo feixe de raios-X. Em face da pequena quantidade de material, nas amostras FU-18 a FU-21, utilizou-se lâmina de vidro cavada (2,0 x 1,5 x 0,05 cm) e prensagem pelo lado irradiado.

ANÁLISE DA FRAÇÃO ARGILA Cerca de 10 g de amostra desagregada foram dispersos em 200 ml de água destilada e centrifugados a 750 rpm, por 7 min, para decantação da fração mais grossa, permanecendo a fração argila (< 2 μ m) em suspensão. As amostras em que não houve separação da fração argila foram tratadas com solução de pirofosfato de sódio 3000 ppm e novamente centrifugadas a 750 rpm, por 7 min. A fração argila sobrenadante foi centrifugada a 3000 rpm, por 30 min, para deposição da argila como corpo de fundo, o qual foi usado na confecção de lâmina orientada. A lâmina orientada foi analisada sucessivamente após seca ao ar, glicolada e aquecida.

Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS) e Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES) As 15 amostras selecionadas para análise da fração argila por DRX foram também analisadas (rocha total) por ICP-MS e ICP-AES. As amostras foram fragmentadas para remoção da parte intemperizada, moídas em gral de ágata e abertas por fusão alcalina com LiBO₂, numa razão amostra/fundente = 1/3,4 (Gravina *et al.* 2002). Os elementos maiores foram

analisados por ICP-AES, em solução de HCl 2M e os elementos traço e ETR por ICP-MS, em solução de HNO₃ 2M, com adição de padrão interno (1 ml de solução aquosa de Ge 50 ppm). Os fatores de diluição foram, respectivamente, de 1:5.000 e 1:10.000. As análises de ICP-AES foram realizadas em Espectrômetro SPECTROFLAME modelo FMV 05 SCANNER, com nebulizador do tipo Meinhard, fluxos de gás auxiliar de 0,5 l/min, gás de resfriamento de 14 l/min e gás de arraste da amostra de 2 ml/min. A pressão do nebulizador foi de 2,4bar e a potência do gerador de rádiofreqüência de 1,2W. As análises de ICP-MS foram feitas em Espectrômetro FINNIGAN ELEMENT de alta resolução (duplo foco), com nebulizador Meinhard e nos modos B – Scan e E – Scan, com aceleração de íons de 8kV e resolução de 300. A potência do gerador de rádiofreqüência foi de 1,054W, tempo de aquisição 0,05 ms e fluxos de gás de 13 l/min (auxiliar), 8 l/min (resfriamento) e 0,9 l/min (arraste de amostra). A determinação foi feita pelo valor integrado médio do histograma para cada pico, medido ao longo de 3 corridas e 2 passagens por corrida. As massas analisadas foram ⁷⁴Ge (padrão interno), ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴³Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁴⁹Sm, ¹⁵¹Eu, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶¹Dy, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁷Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁴Yb e ¹⁷⁵Lu.

RESULTADOS Difratometria de Raios X GARIMPO DO BANDEIRA As amostras do Garimpo do Bandeira apresentam uma composição mineralógica homogênea, cujos constituintes maiores, na fração < 200 mesh, são quartzo e caolinita, esta última predominante em GB-3. A goethita é um constituinte menor nas amostras GB-2 e GB-3 e traço na amostra GB-1. Gibbsita e anatásio são constituintes traço nas três amostras analisadas (Fig. 4a). A figura 4b ilustra um difratograma que compara a fração total (< 200 mesh) com a fração argila seca ao ar, glicolada e aquecida, para a amostra GB-3. Na fração argila aquecida, a remoção da interferência da caolinita permite confirmar a presença de anatásio e hematita.

FORMAÇÃO UBERABA (CONCEIÇÃO DAS ALAGOAS) Na fração < 200 mesh (Fig. 5a) dos arenitos desse afloramento, os minerais comuns são quartzo, anatásio, hematita, calcita, rutilo, ortoclásio, esmectita e illita (flogopita?). O conjunto de amostras da base, CAE, apresenta características distintas do conjunto do topo, CAC e CAA. A fração total das amostras CAE apresenta maior intensidade dos picos de anatásio comparativamente aos do quartzo e esmectita. Nas amostras CAC, a esmectita mostra picos mais intensos, seguida por quartzo e anatásio. Os picos de feldspato são mais expressivos nas amostras CAC do que nas amostras CAE. Calcita apresenta picos importantes nas amostras CAC e CAA e ocorre como traços nas amostras CAE. Apatita foi identificada na amostra CAC-2.

Na fração argila do conjunto CAE (Fig. 5b), a illita (flogopita?) apresenta os picos mais intensos, seguida por esmectita, enquanto anatásio possui picos mais baixos. Calcita, rutilo, quartzo e hematita ocorrem como traços. Nas amostras CAC (Fig. 5c) os picos mais intensos provém da esmectita, seguidos por illita e anatásio. Quartzo, rutilo e hematita ocorrem como traços. Na fração argila aquecida de amostras CAC ocorre um pico correspondente a $d \approx 12 \text{ \AA}$, que pode indicar presença de vermiculita ou interestratificado illita-esmectita.

FORMAÇÃO UBERABA (UBERABA) A fração < 200 mesh (Fig. 6a) das amostras de Uberaba (FU) se caracteriza pela presença de esmectita, exceto na amostra mais basal (FU-22), seguida de calcita, dolomita e anatásio como constituintes maiores, e de quartzo,

ortoclásio, illita (flogopita?) como menores, com traços de caolinita, hematita e diopsídio. A dolomita apresenta picos expressivos nas amostras superiores, diminuindo nas porções intermediária e basal, exceto na amostra FU-22, onde este mineral reaparece. Nas amostras da metade inferior da seção estudada, a siderita ocorre como traço. Outros minerais traços ocasionalmente presentes, mas aleatoriamente distribuídos, compreendem alanita, maghemita, heulandita e perovskita.

Os difratogramas da fração argila (Figs. 6b a 6d) mostram picos proeminentes para esmectita, illita (flogopita?) e anatásio. Calcita, dolomita e ortoclásio ocorrem como constituintes menores em algumas amostras registra-se a presença de traços de quartzo, caolinita, hematita, goethita e diopsídio. Nos difratogramas das amostras FU-10, FU-14 e FU-17 foi possível distinguir illita de flogopita pela intensidade dos picos em $2\theta = 8,879$ (flogopita) e $2\theta = 8,839$ (illita).

FORMAÇÃO MARÍLIA Nas amostras da fração < 200 mesh (Fig. 7a) da Formação Marília (FA) o constituinte maior é calcita, seguida de proporções menores de quartzo, paligorskita e dolomita, com traços de anatásio. Algumas amostras apresentam traços de um ou mais dos seguintes minerais: caolinita, hematita, ortoclásio e esmectita.

Os difratogramas da fração argila (Figs. 7b e 7c) revelaram que o principal argilomineral é a paligorskita, com ocorrências esparsas de traços de esmectita e caolinita. Outros minerais compreendem calcita como constituinte maior, anatásio como menor e dolomita como traços.

Química de rocha total Amostras representativas da base, porção intermediária e topo das diversas seções estudadas foram selecionadas para análise química de elementos maiores, traços e ETR. Os resultados constam da Tabela 2 e figura 8.

GARIMPO DO BANDEIRA As amostras do Garimpo do Bandeira contém altos teores de SiO₂ (65 a 74%), Al₂O₃ em torno de 13%, e teores muito baixos de CaO (< 0,13%), Na₂O (0,4 a 0,5%) e K₂O (0,13%). O ΣETR atinge cerca de 140 ppm. Os diagramas de ETR normalizados (Fig. 8a) mostram fracionamento dos ETRL em relação aos ETRM (razão La_N/Sm_N = 7,2), pequeno fracionamento dos ETRM em relação aos ETRP (razão Gd_N/Lu_N = 1,8) e pequena anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,7 a 0,8).

FORMAÇÃO UBERABA (CONCEIÇÃO DAS ALAGOAS) Os arenitos de Conceição das Alagoas se distribuem em dois grupos quimicamente distintos. As amostras da base (CAE) possuem teores mais baixos de SiO₂, Al₂O₃ e MgO e mais altos de TiO₂, Fe₂O₃ e CaO do que as do topo (CAC). Estas diferenças cobrem uma grande amplitude composicional, como ilustra, por exemplo, a variação de TiO₂ de 20% na base a 6% no topo, enquanto os teores de SiO₂ variam de 25% na base a 48% no topo. Diferenças igualmente significativas ocorrem nos ΣETR, com média de 7500 ppm na base e 1400 ppm no topo. Os padrões de ETR são fortemente fracionados, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (La_N/Lu_N da ordem de 330 na base e 90 no topo), mas não se observam inflexões nos ETRM, nem anomalias de Eu.

FORMAÇÃO UBERABA (UBERABA) Os arenitos de Uberaba não apresentam variação significativa dos teores de SiO₂ e Al₂O₃ ao longo da seção estudada (SiO₂ = 35-38%), exceto a amostra FU-10 (SiO₂ = 23%), e Al₂O₃ (5% na base a 4% na porção intermediária

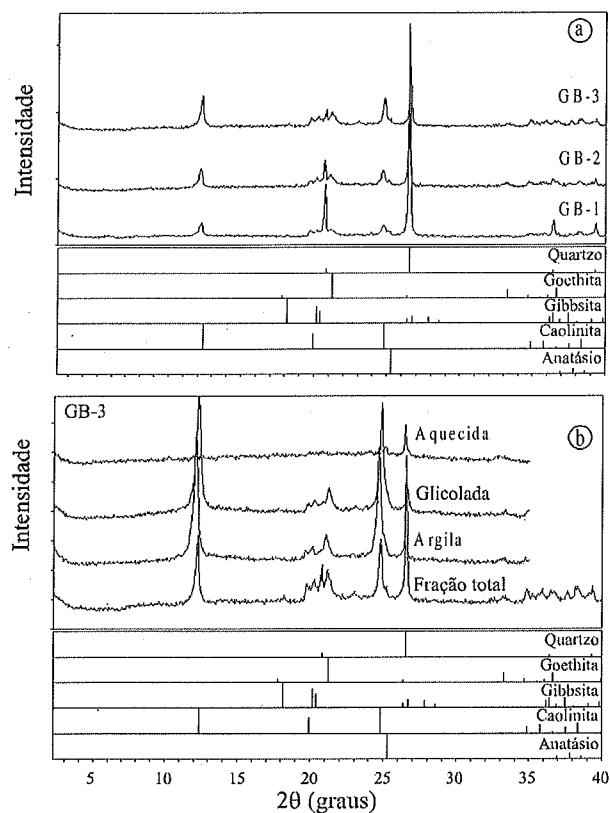


Figura 4 - Difratogramas de amostras do Garimpo do Bandeira (GB): a) fração < 200 mesh; b) amostra GB-3: fração < 200 mesh e fração argila seca ao ar, glicolada e aquecida.

e topo da seção). Os teores de MgO e perda ao fogo aumentam (9% a 12% e 13% a 16%, respectivamente), enquanto Fe₂O₃, TiO₂ e P₂O₅ diminuem da base para o topo (de 10,5% a 7,5%, de 6,5% a 4% e de 0,9% a 0,4%, respectivamente). É interessante notar que a amostra FU-10, da porção intermediária, apresentou os maiores teores de Fe₂O₃ (16%), TiO₂ (8,5%) e P₂O₅ (1,0%), mas teores similares aos do resto da seção para os demais elementos. Os teores de CaO situam-se em torno de 12%, sem variação ao longo da seção. O ΣETR varia de 1900 ppm na base a 670 ppm no topo e seus padrões são caracterizados por forte fracionamento, com razões La_N/Lu_N médias de 136,5 na base, e 78,2 no topo. Este fracionamento é mais expressivo nos ETRP (Gd_N/Lu_N = 12,9 na base a 8,9 no topo), do que nos ETRL (La_N/Sm_N = 5,6 na base a 6,1 no topo). Anomalias negativas de Eu são praticamente imperceptíveis, com valores de Eu/Eu* = 0,99 na base, e até 0,88 no topo.

FORMAÇÃO MARÍLIA As amostras da Formação Marília apresentam ampla variação dos teores de SiO₂ (28-80%), CaO (2-32%) e perda ao fogo (5-31%), mas aparentemente sem relação com a posição estratigráfica da amostra. Os demais elementos maiores mostram intervalos de variação pequenos, o que sugere que a variação dos teores de SiO₂, CaO e perda ao fogo resultam da maior ou menor abundância de carbonato na rocha. O ΣETR varia de 50 a 230 ppm e seu padrão se caracteriza por fracionamento relativamente pequeno, com razões La_N/Sm_N = 3,8 a 5,3 e Gd_N/Lu_N = 1,4 a 2,7. Algumas amostras mostram anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,78 a 0,94).

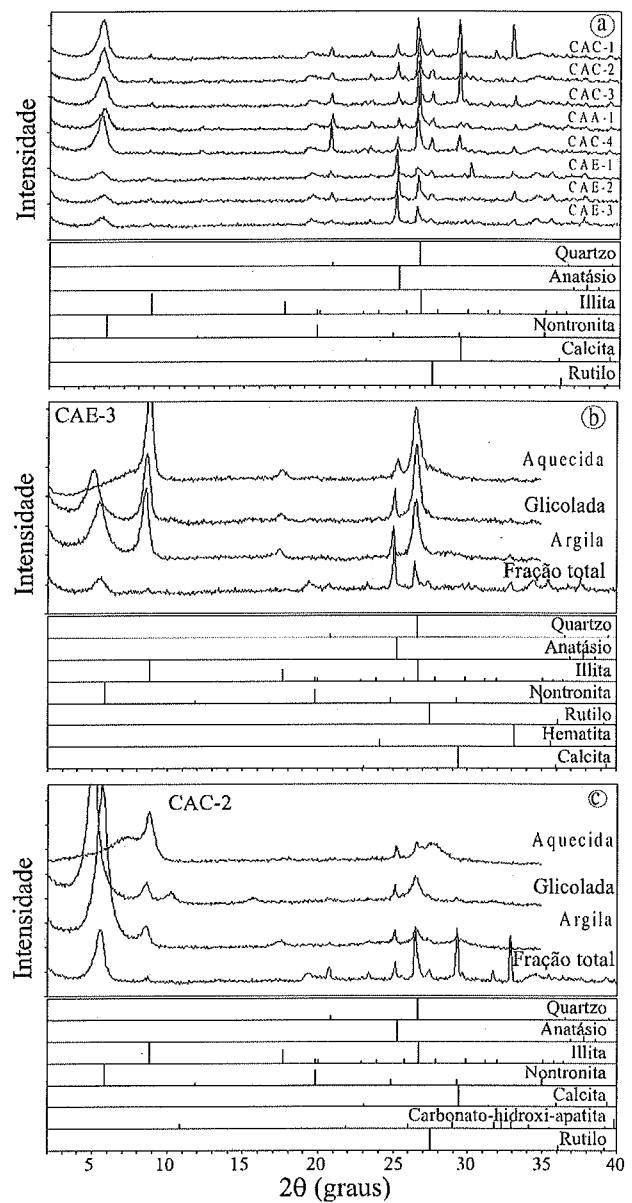


Figura 5 - Difratogramas de arenitos da região de Conceição das Alagoas: a) fração < 200 mesh, para todas as amostras analisadas, organizadas da base (CAE-3) para o topo (CAC-1); b) e c) fração < 200 mesh, fração argila seca ao ar, glicolada e aquecida para amostras representativas das porções inferior e superior do afloramento.

DISCUSSÕES Os resultados de difratometria de Raios-X e de análise química de rocha total mostram que os arenitos estudados se agrupam em dois conjuntos distintos.

Nas amostras de Uberaba e Conceição das Alagoas os principais argilominerais compreendem esmectita e illita, enquanto nas da Formação Marília e do Garimpo do Bandeira os argilominerais são mais ricos em alumínio, como paligorskita e caolinita, respectivamente (Tabela 3). A presença marcante de illita e esmectita nos arenitos de Uberaba e Conceição das Alagoas indica derivação a partir de rochas básicas e intemperismo químico pouco acentuado na área fonte. A origem da paligorskita na Formação Marília pode

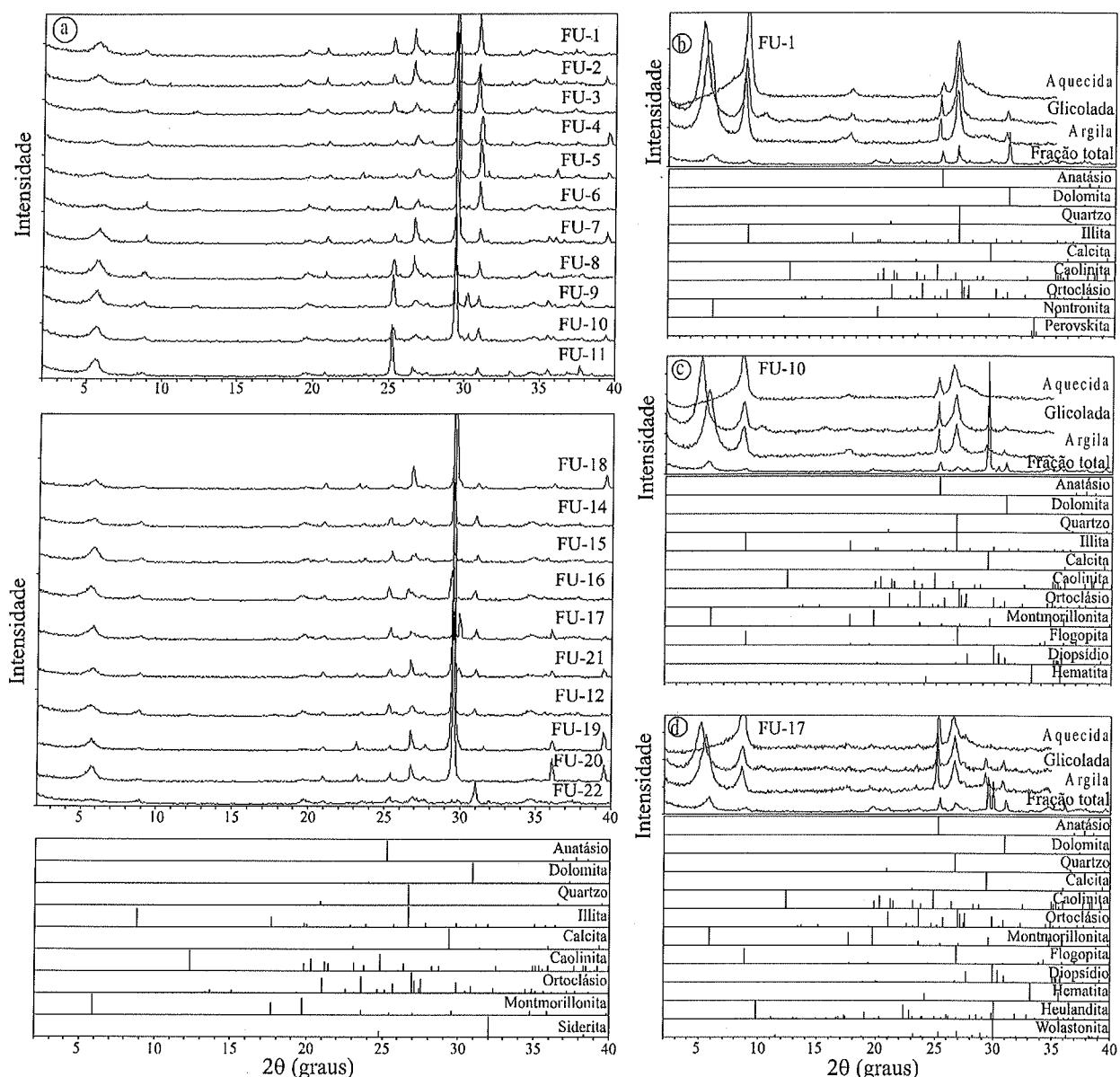


Figura 6 - Difratogramas de arenitos da Fm. Uberaba: a) fração < 200 mesh, para todas as amostras analisadas, organizadas da base (FU-22) para o topo (FU-1); b), c) e d) fração argila orientada seca ao ar, glicolada e aquecida.

estar associada à intensa carbonatação destas rochas durante a diagênese, enquanto o predomínio de caolinita no Garimpo do Bandeira indica intemperismo químico intenso na área-fonte.

Nesbit & Young (1982) propuseram que a intensidade de intemperismo da área-fonte pode ser definido pela razão

$$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$$

, que os autores denominam de Índice de Alteração Química (IAQ) e onde $\text{CaO}^* = \text{CaO}$ contido na fração silicática. A composição peculiar das amostras analisadas no presente trabalho não permite a aplicação do IAQ como definido, uma vez que, além do cimento carbonático, CaO é um constituinte maior de minerais como perovskita, melanita e apatita, abundantes nos arenitos estudados, mas incomuns na maioria dos sedimentos detriticos. A eliminação do cálcio associado ao cimento carbonático poderia ser

obtida com relativa facilidade, por lixiviação com ácido fraco previamente à dissolução da amostra, mas a compensação do cálcio associado ao fósforo e titânio é complicada, pois estes elementos participam tanto de minerais com cálcio (apatita, perovskita, titanita, melanita) quanto sem cálcio (monazita, ilmenita, rutilo, anatásio). Por outro lado, Al_2O_3 , Na_2O e K_2O não parecem ser afetados pelas peculiaridades compostionais acima. Assim, optou-se por utilizar uma versão modificada do IAQ, designada por IAQ* e definida por:

$$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$$

e recalculando o índice dos minerais indicadores de intemperismo (Fig. 9).

Nas amostras do Garimpo do Bandeira os valores de IAQ* situam-se entre 0,95 e 0,96, comparáveis aos da caolinita (0,99). Os

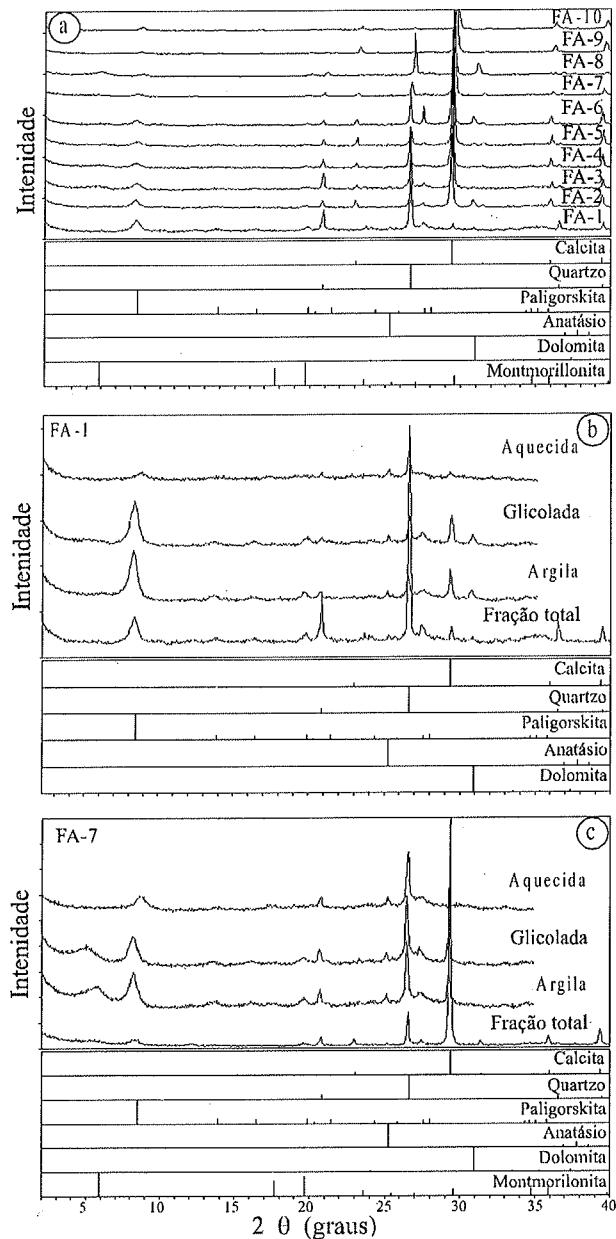


Figura 7 - Difratogramas de arenitos da Formação Marília: a) fração < 200 mesh, para todas as amostras analisadas, organizadas da base (FA-1) para o topo (FA-10); b) e c) fração < 200 mesh, fração argila seca ao ar, glicolada e aquecida.

valores mais baixos de IAQ* foram obtidos nas amostras de arenitos de Uberaba (0,45 a 0,49) e Conceição das Alagoas (0,49 a 0,56), enquanto as amostras da Formação Marília apresentam valores intermediários (0,62 a 0,78). Isto é consistente com as diferentes associações de argilominerais registradas nos diversos grupos de amostras e indica intemperismo químico pouco intenso na área-fonte dos arenitos de Uberaba e Conceição das Alagoas, pouco mais intenso na área-fonte da Formação Marília, e muito acentuado na dos protólitos das rochas do Garimpo do Bandeira.

Estas mesmas relações são registradas no comportamento dos ETR, segundo o qual as rochas de Uberaba e de Conceição das

Tabela 3 - Argilominerais presentes na fração argila das amostras estudadas, em concentração de constituintes maiores, menores e traços (representados por variações no tamanho dos círculos), relativamente ao pico do quartzo em $d = 4,34 \text{ \AA}$

	Esmectita	Hita/Mica	Paligorskita	Caolinita
CAC-1	●		●	
CAC-2	●		●	
CAE-1	●		●	
CAE-3	●		●	
FU-1	●		●	
FU-2	●		●	
FU-10	●		●	
FU-14	●		●	
FU-17	●		●	
FA-9		●		
FA-7		●		
FA-5		●		
FA-1		●		
GB-1				●
GB-3				●

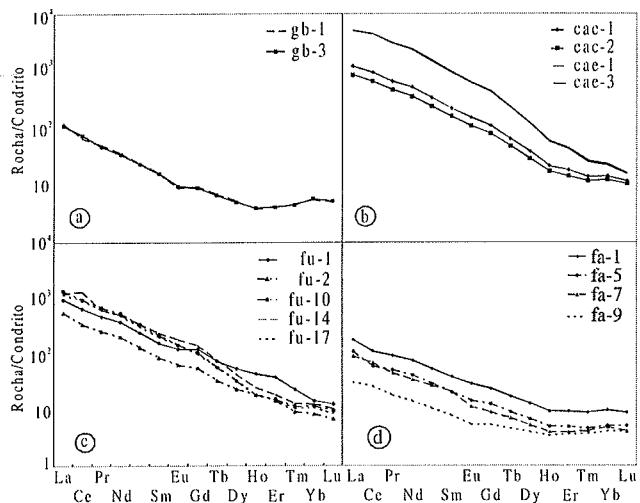


Figura 8 - Diagramas de ETR normalizados ao condrito (Boynton, 1984), para amostras do a) Garimpo do Bandeira, b) Conceição das Alagoas, c) Formação Uberaba e d) Formação Marília.

Alagoas mostram maiores teores absolutos, forte fracionamento ETRL/ETRP e ausência de anomalia de Eu, enquanto as rochas do Garimpo do Bandeira e da Formação Marília são mais pobres no ΣETR, mostram graus de fracionamento distinto entre ETRL/ETRM e ETRM/ETRP e podem apresentar anomalia negativa considerável de Eu.

A figura 10 mostra o gráfico de ETR normalizados ao condrito, no qual se compara as amostras estudadas com composições de referência da literatura. Observa-se que os arenitos de Uberaba e Conceição das Alagoas têm padrões semelhantes aos da média das rochas alcalinas da Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP), embora as amostras CAE apresentem teores absolutos de ETR sensivelmente mais altos. Para efeitos de comparação, também estão representadas as médias de análises publicadas de

Tabela 2 - Análises químicas de elementos maiores, traços e ETR nas amostras do Garimpo do Bandeira, Conceição das Alagoas, Fm. Uberaba e Fm. Marília.

	CAC 1	CAC 2	CAE 1	CAE 3	FA 1	FA 5	FA 7	FA 9	FU 1	FU 2	FU 10	FU 14	FU 17	GB 1	GB 3
SiO ₂	50,07	47,08	26,10	24,94	52,55	53,23	79,30	28,54	38,03	35,18	23,19	34,90	38,10	74,20	65,82
TiO ₂	6,98	5,12	20,03	20,04	1,76	0,73	1,16	0,45	5,00	3,13	8,58	6,07	7,67	2,98	2,36
Al ₂ O ₃	6,10	6,20	4,24	3,76	3,49	3,13	4,54	2,39	4,85	4,65	4,46	5,43	5,68	13,01	13,08
Fe ₂ O ₃	10,09	8,50	24,28	25,05	3,73	2,49	3,52	1,85	9,88	6,78	16,75	11,16	10,24	3,93	13,12
MgO	9,92	9,51	5,96	5,97	4,73	1,97	2,26	3,88	10,52	14,03	11,27	8,66	9,54	0,31	0,34
CaO	4,95	6,79	11,22	11,16	14,56	18,92	2,43	31,78	8,90	15,74	12,91	13,09	10,87	0,14	<0,02
Na ₂ O	0,75	0,48	0,51	0,61	0,41	0,48	0,48	0,48	0,71	0,58	0,66	0,81	0,63	0,53	0,41
K ₂ O	4,15	4,29	3,42	3,28	1,39	1,37	1,99	0,19	4,47	4,21	4,18	5,75	5,32	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,96	0,96	0,52	0,48	0,12	0,07	0,09	0,13	0,52	0,39	1,05	0,98	0,89	0,13	0,14
PF	6,85	10,66	4,62	5,68	16,68	18,14	5,10	30,95	16,22	16,06	16,53	14,06	11,90	5,32	5,42
Total	100,8	99,61	100,8	100,9	99,45	100,5	100,8	100,6	99,09	100,7	99,57	100,9	100,8	100,6	100,8
Sc	24,52	25,44	35,03	30,06	23,49	16,46	30,12	7,06	27,16	14,56	29,59	26,00	25,17	35,43	30,46
Rb	71,54	77,12	46,07	44,39	27,49	24,90	36,99	5,11	88,46	78,31	96,48	116	98,93	4,22	4,04
Sr	657	633	1137	1145	732	994	182	1005	1265	2112	1405	1198	1085	24	16
Y	47,8	38,2	102,0	103,2	23,1	14,1	10,5	9,4	183,0	137,0	40,9	76,2	39,3	7,8	9,2
Zr	498	417	573	605	206	139	222	197	391	275	557	585	507	515	435
Nb	190,0	145,0	732,0	788,4	22,4	11,9	37,2	9,3	156,0	87,7	217,0	178,0	199,0	11,2	13,7
La	385	282	1621	1639	56	35	29	10	301	175	432	383	365	40	35
Ce	779	567	3684	3675	90	48	56	21	534	283	778	1083	791	57	62
Pr	79,0	56,6	372,0	396,3	11,2	6,6	6,0	2,2	60,8	33,3	88,3	80,1	81,8	6,9	6,1
Nd	323	213	1358	1500	44	26	22	9	232	127	333	292	312	24	22
Sm	44,4	32,9	180,0	195,8	7,8	4,1	4,0	1,6	31,6	17,5	43,8	47,8	42,2	3,3	3,2
Eu	11,11	8,06	45,46	46,61	2,14	1,06	0,80	0,40	9,05	4,72	10,66	13,22	11,51	0,65	0,71
Gd	28,6	21,2	114,0	116,2	6,1	3,0	2,4	1,4	32,0	14,8	27,5	36,9	28,2	2,4	2,3
Tb	3,07	2,19	11,00	11,31	0,82	0,41	0,34	0,23	3,58	1,61	2,77	3,76	2,98	0,33	0,32
Dy	12,96	9,94	40,45	40,83	4,32	2,26	1,74	1,37	18,15	7,82	10,97	14,53	12,07	1,72	1,69
Ho	1,60	1,29	4,26	4,40	0,64	0,37	0,28	0,25	3,26	1,38	1,34	1,84	1,48	0,28	0,28
Er	3,64	2,97	8,59	8,74	1,74	0,91	0,79	0,73	7,62	2,93	3,06	3,71	2,92	0,86	0,83
Tm	0,439	0,369	0,800	0,802	0,281	0,134	0,127	0,113	0,72	0,291	0,360	0,406	0,330	0,148	0,141
Yb	2,94	2,55	4,59	4,72	2,04	1,02	1,00	0,93	2,96	1,76	2,40	2,61	2,36	1,15	1,21
Lu	0,385	0,344	0,506	0,525	0,288	0,160	0,144	0,12	0,412	0,225	0,316	0,290	0,291	0,151	0,176
Hf	13,54	11,16	17,12	16,95	4,53	2,49	3,89	4,08	9,71	7,03	14,79	13,82	12,90	12,33	11,28
Ta	12,52	9,56	72,39	74,20	1,34	0,71	1,19	1,47	11,61	4,98	14,53	11,98	28,28	1,28	0,94
Th	41,8	32,2	237,0	254,6	6,5	3,4	4,4	1,8	27,9	13,7	40,7	37,1	51,4	6,9	8,7
U	6,45	4,54	24,41	26,27	0,90	0,54	0,74	0,35	2,57	1,87	4,25	4,02	7,51	2,05	2,47

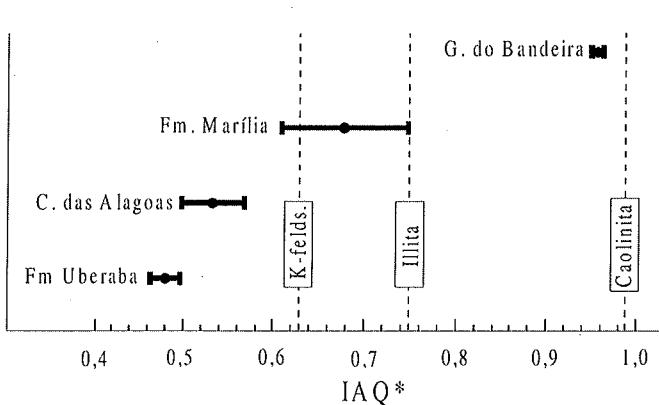


Figura 9 - Variação do Índice de Alteração Química* na área-fonte, (*modificado de Nesbit & Young, 1982, ver texto) para os grupos de arenitos estudados. A barra de erro corresponde à média das amostras mais ou menos uma vez o valor do desvio-padrão. Para comparação são plotados os valores de IAQ* de K-feldspato, illita, e caolinita (dados de Weaver 1989).

kamafugitos e kimberlitos daquela província, que se situam na porção inferior do campo delimitado pela Formação Uberaba.

Por outro lado, os arenitos da Formação Marília e do Garimpo do Bandeira apresentam padrão semelhante ao da crosta continental superior, tanto pelo fracionamento mais acentuado ETRL/ETRM do que ETRM/ETRP, quanto pela presença de anomalia negativa de Eu, especialmente nas amostras do Garimpo do Bandeira. Para comparação acrescentou-se os valores de uma amostra de quartzo do Grupo Canastra, da região de Araxá.

Portanto, os dados de ETR confirmam que as rochas alcalinas do Alto Paranaíba são uma fonte possível de detritos dos arenitos de Uberaba e de Conceição das Alagoas, mas improvável nas rochas da Formação Marília e do Garimpo do Bandeira, as quais devem ter derivado principalmente do embasamento. Contudo, persiste a necessidade de explicar o excesso de ETR das amostras CAE.

Na maioria das rochas sedimentares detriticas, os ETR estão adsorvidos em argilominerais e refletem a composição média dos materiais da área-fonte (e.g. McLennan 1989, Rollinson 1993). Entretanto, os arenitos aqui estudados contêm, além das argilas, abundantes detritos de rochas alcalinas, seja como fragmentos

líticos seja como minerais portadores de ETR (perovskita, zircão, monazita, granada, etc.). O controle exercido por estes constituintes na distribuição dos ETR provavelmente prevalece sobre o efeito dos argilominerais, o que deve, obrigatoriamente, ser levado em consideração nos estudos de proveniência.

Na figura 10, as amostras CAE apresentam teores de ETR intermediários entre os da média da APIP e da perovskita do Complexo Alcalino de Tapira. A última foi analisada por ICP-MS (Brod 1999) e escolhida como referência devido aos teores comparáveis à média das análises por microsonda eletrônica de perovskita nas amostras CAE (Gravina 2003). O comportamento observado sugere que a perovskita exerce um forte controle sobre a distribuição de ETR nessas amostras, o que é consistente com sua alta percentagem modal (até 28%).

Para testar a influência de minerais específicos sobre o conteúdo e distribuição dos ETR, foram confeccionados diagramas de variação de Σ ETR versus os teores de TiO_2 , P_2O_5 , Nb e Zr das rochas estudadas (Fig. 11). Observa-se que as amostras de Uberaba e as CAC definem um trend que aponta para a composição média da APIP, o que sugere diferentes graus de contribuição de material derivado das rochas alcalinas. A repetição deste comportamento em diversos elementos incompatíveis demonstra que não há um controle por minerais específicos (por exemplo, perovskita, monazita, zircão), mas que a distribuição dos ETR é determinada pela soma dos efeitos destes minerais, dos fragmentos líticos e das argilas. Em oposição, as amostras CAE afastam-se deste trend nos diagramas com Zr e P_2O_5 , e, assim, mostram nítido controle dos ETR exercido pela perovskita.

Demonstrado o efeito predominante da perovskita, as amostras CAE foram desconsideradas na modelagem geoquímica da área-fonte, pois esta deve considerar a contribuição média de todos os constituintes, e não se restringir a um mineral específico.

A figura 12 ilustra o cálculo de mistura entre a composição média da crosta continental superior e a composição média da APIP. Cumpre ressaltar que este modelo é semi-quantitativo, pois não é possível quantificar com precisão eventuais efeitos de concentração exercidos, por exemplo, pelos minerais pesados ricos em ETR, ou de diluição por influência das quantidades variáveis de quartzo. A figura contém dois campos, um cinza escuro que reúne os arenitos de Uberaba e de Conceição das Alagoas (somente amostras CAC) e outro, cinza claro, relativo às amostras de arenitos da Formação Marília e do Garimpo do Bandeira. O modelo evidencia a aapreciável exposição de rochas alcalinas na área-fonte da carga detritica do primeiro grupo, e sua virtual ausência na do segundo.

Comparativamente à composição média da crosta superior, as rochas de Uberaba e Conceição das Alagoas podem ser explicadas por uma contribuição superior a 30% de rochas alcalinas, embora a maioria das amostras contenham mais de 60% deste componente. O campo definido por estas amostras extrapola ligeiramente o limite superior do modelo, o que sugere que algumas possam ter concentração de minerais pesados com ETR, porém sem contribuição preferencial de uma fase específica (ver Fig. 11).

Em oposição, a contribuição de rochas alcalinas no segundo grupo não ultrapassa 5-10%. Exceto a amostra mais basal do afloramento da Formação Marília (FA-1), as demais possuem teores de ETR inferiores aos da média da crosta continental superior, o que sugere que, além da pouca expressiva contribuição de detritos derivados de rochas alcalinas, o teor de ETR pode ter sido diluído pelas proporções de quartzo ou de cimento carbonático.

Pequenas inconsistências podem ser observadas no gráfico, especialmente com relação ao Ho e Er, deslocados para teores

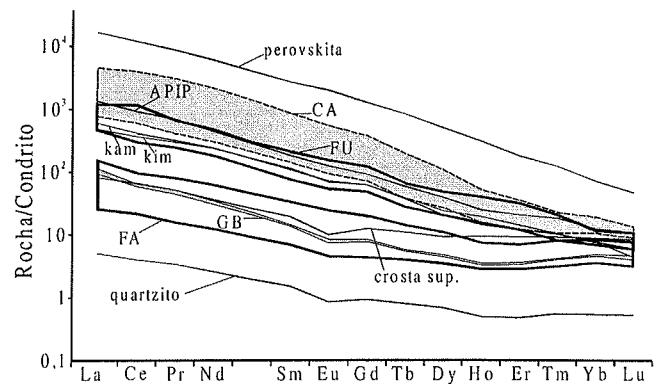


Figura 10 - Gráfico de ETR normalizado ao condrito (Boydton 1984), comparando os padrões dos arenitos analisados neste trabalho com a composição média da crosta continental superior (Taylor e McLennan 1981), da Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP), e de kamafugitos e kimberlitos dessa Província (Gibson et al. 1995a, Gibson et al. 1995b, Brod, 1999, Araújo et al. 2001). São também plotadas análises de concentrado de perovskita do Complexo alcalino-carbonatítico de Tapira (Brod 1999), e de um quartzito do Grupo Canastra do Triângulo Mineiro (Brod 1999).

discretamente maiores que o modelo no primeiro grupo, e inferiores no segundo. A razão deste comportamento não é clara, mas não invalida o modelo na maior parte do espectro de ETR.

A figura 13 apresenta modelos numéricos de mistura gerados a partir das razões de ETR normalizados ao condrito, menos dependentes dos efeitos de diluição/concentração. Os membros extremos utilizados para o cálculo de misturas dos modelos das figuras 13a e 13b foram, de um lado, a média da crosta continental superior e, de outro, a composição média de diversas rochas da APIP (kimberlitos, kamafugitos, carbonatitos e rochas ultramáficas plutônicas de complexos carbonatíticos).

As amostras do Garimpo do Bandeira não se alinham com nenhum dos modelos propostos, embora se situem próximas da linha de mistura crosta-carbonatito. Este comportamento, entretanto, parece desprovido de significado geológico, pois os argilominerais e os elementos maiores indicam que a área-fonte dos sedimentos do Garimpo do Bandeira foi submetida a intenso intemperismo químico. Estas condições certamente levariam à dissolução de eventuais carbonatitos e, na ausência de produtos de alteração argilosos a partir destas rochas, considera-se altamente improvável a transferência das assinaturas de ETR de carbonatitos para os sedimentos do Garimpo do Bandeira.

As rochas da Formação Marília, exceto a da amostra FA-9, podem ser explicadas por cerca de 5 a 10% de mistura de componentes alcalinos, corroborando os resultados do modelo da figura 12. A razão $(Yb/Gd)_N$ (Fig. 13a) não permite distinguir entre kimberlito, kamafugito e ultramáficas plutônicas de complexos carbonatíticos como membro final da mistura, mas a razão $(Sm/La)_N$, representativa dos ETRL (Fig. 13b), indica que a mistura mais provável é com detritos de kamafugitos ou das ultramáficas plutônicas de complexos carbonatíticos, o que elimina como membros extremos tanto kimberlitos quanto carbonatitos.

As amostras de Uberaba e de Conceição das Alagoas somente podem ser explicadas por mistura de crosta continental com kamafugitos e ultramáficas plutônicas. Mesmo assim, a maioria

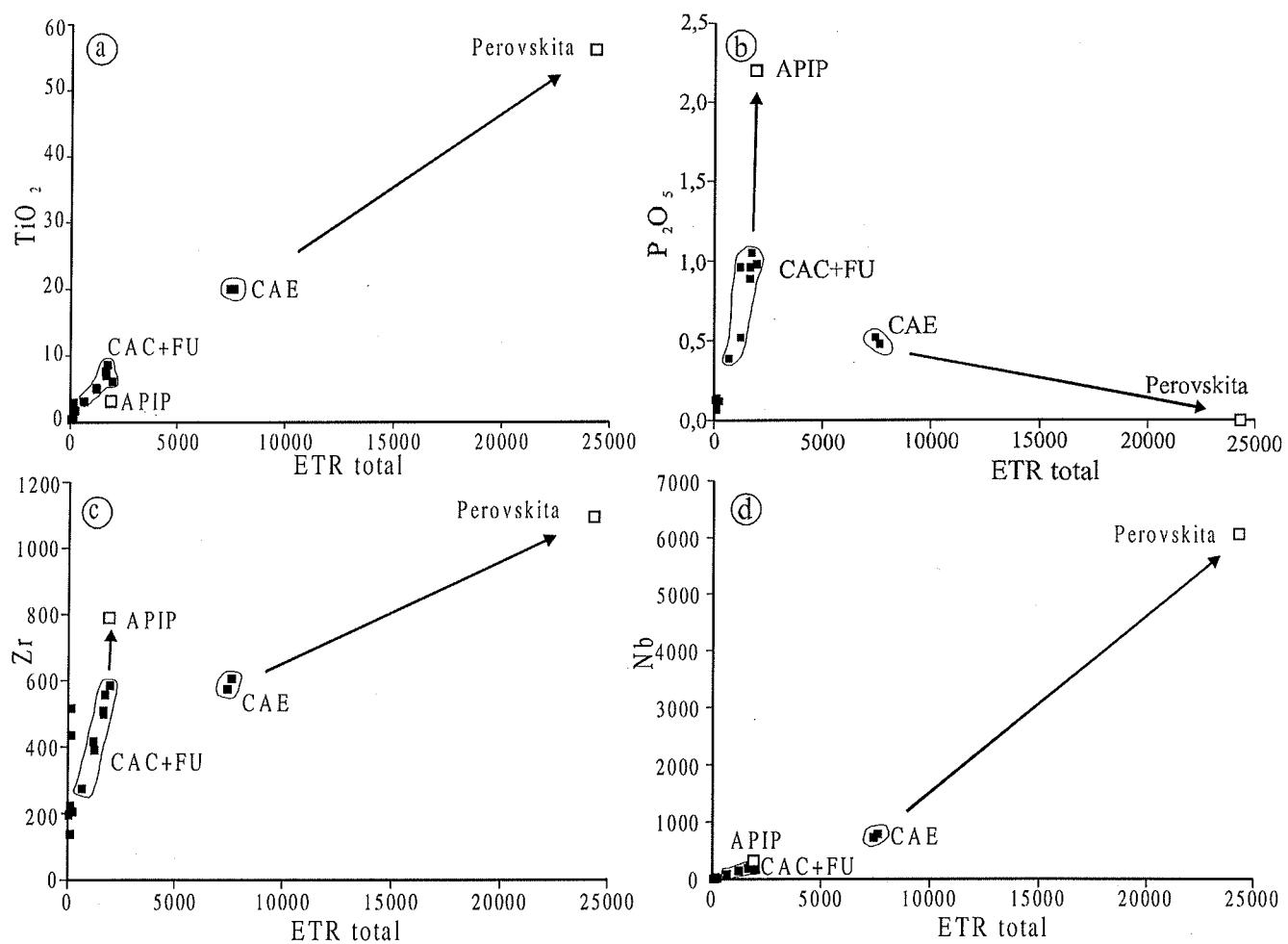


Figura 11 - Diagramas de variação de ETR total com a) TiO_2 , b) P_2O_5 , c) Zr e d) Nb para todas as amostras analisadas. Notar o desvio no trend provocado pelas amostras CAE em direção à composição média da perovskita de Tapira. Fonte dos dados da APIP e perovskita como na figura 10.

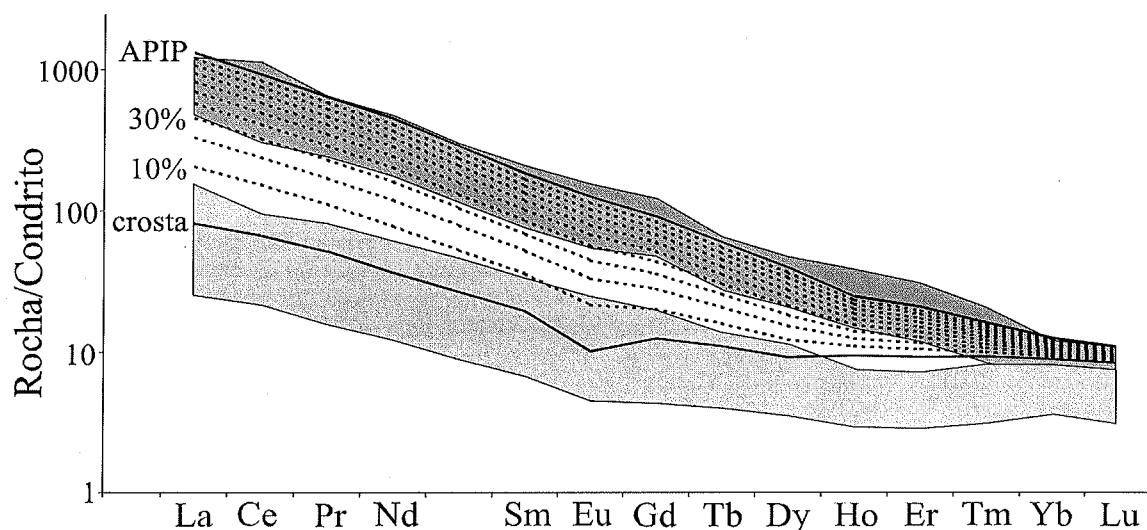


Figura 12 - Diagrama de ETR normalizado ao condrito (Boynton 1984), com modelo semi-quantitativo de mistura entre a média das rochas alcalinas da APIP e a média da crosta continental superior. Fonte dos dados como na figura 10.

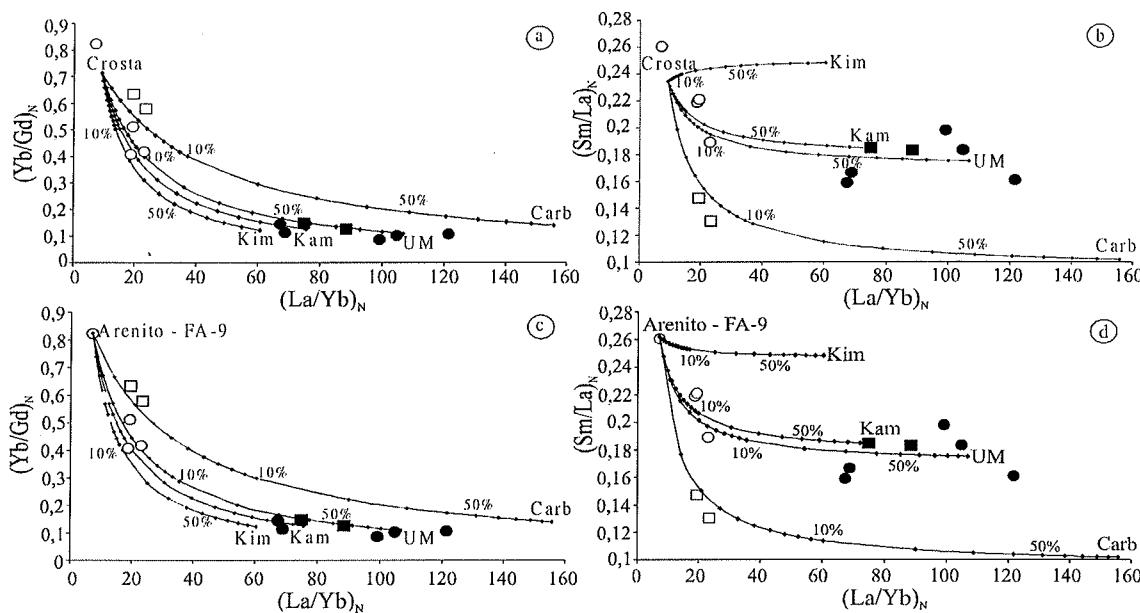


Figura 13 - Modelos numéricos de mistura utilizando razões de ETR normalizados ao condrito (Boynton 1984). Círculos vazados = Formação Marília; quadrados vazados = Garimpo do Bandeira; círculos cheios = Uberaba; quadrados cheios = Conceição das Alagoas. a) e b) mistura entre APIP e crosta continental superior (fonte dos dados como na figura 10); c) e d) mistura entre APIP e arenito FA-9.

das amostras extrapola o membro final kamafugítico, o que indica que o modelo mais provável é o de mistura de detritos da crosta continental média com 50 a 100% de detritos de rochas ultramáficas plutônicas. Este resultado confirma o obtido no modelo baseado em teores absolutos de ETR (Fig. 12).

Um modelo alternativo é apresentado nas figuras 13c e 13d, onde a composição da crosta continental foi substituída pela amostra com menores teores de ETR da Formação Marília (FA-9). Este modelo fornece resultados análogos aos das figuras 13a e 13b, demonstrando que o modelo é relativamente insensível aos efeitos de diluição/concentração de ETR por fases minerais.

A ausência de assinatura geoquímica de kimberlitos e carbonatitos é consistente com a reduzida expressão volumétrica destes tipos litológicos, face aos kamafugitos, na Província Ígnea do Alto Paranaíba (e.g. Gibson *et al.* 1995, Araújo *et al.* 2001). Pela mesma razão, a forte assinatura de rochas ultramáficas de complexos carbonatáticos na área fonte dos arenitos da Formação Uberaba poderia parecer, à primeira vista, paradoxal. Entretanto, deve-se observar que: a) as rochas ultramáficas dominam amplamente sobre carbonatitos nos grandes complexos plutônicos da província; b) os complexos carbonatáticos do Alto Paranaíba possuem forte afinidade geoquímica com os kamafugitos da província e seus cumulados ultramáficos podem ser explicados por diferenciação de magmas kamafugíticos ricos em carbonato (Brod *et al.* 2000); c) fragmentos de piroxenitos alcalinos (bebedouritos) idênticos aos dos complexos carbonatáticos são comuns nos kamafugitos piroclásticos do Grupo Mata da Corda e podem tornar-se localmente abundantes, o que sugere a presença de cumulados ultramáficos em profundidade (Seer & Moraes 1988, Seer *et al.* 1989); d) perovskita não é um fenocristal particularmente abundante em lavas kamafugíticas, e sua ocorrência em grandes quantidades nos arenitos da Formação Uberaba requer a presença, na

área fonte, de rochas de granulação mais grossa, possivelmente cumulados ultramáficos semelhantes aos descritos nos itens anteriores; e) extensos depósitos de lavas e de piroclásticas kamafugíticas foram registrados apenas na Bacia Sanfranciscana (Grupo Mata da Corda), a NE do Arco do Alto Paranaíba, ao passo que no Arco e no seu flanco SW predominam corpos sub-vulcânicos e plutônicos. Estas evidências são consistentes com as características geoquímicas dos arenitos estudados, especialmente os da Formação Uberaba, e indicam sua derivação a partir das raízes sub-vulcânicas e plutônicas do magmatismo kamafugítico-carbonatático do Alto Paranaíba.

Implicações para a controvérsia sobre a origem do diamante no oeste de Minas Gerais Alguns autores (Tompkins & Gonzaga 1989, Gonzaga & Tompkins 1991, Gonzaga *et al.* 1994, Campos & Dardenne, 1995) têm sugerido que uma grande proporção dos diamantes do Alto Paranaíba e do Cráton do São Francisco não é relacionada ao magmatismo alcalino do Cretáceo Superior (APIP), mas às glaciações ocorridas no Neoproterozóico e Permo-Carbonífero, as quais teriam remobilizado diamantes de fontes precambrianas situadas no interior do Cráton do São Francisco. Outros autores (Leonardos & Meyer 1991, Svisero *et al.* 1984, Leonardos *et al.* 1996, Fleischer 1998) advogam uma origem primária dos diamantes da APIP.

De forma semelhante, Hellmeister Jr. (1997) sugere que os diamantes aluvionares da região de Franca (SP) podem ter sido reciclados de conglomerados da Formação Franca (Cretáceo Inferior), o que descartaria o magmatismo alcalino do Alto Paranaíba como fonte primária. Por outro lado, Perdoncini *et al.* (2001) posicionam a Formação Franca no Cenozoico, resgatando o magmatismo alcalino neocretáceo como possível fonte primária destes diamantes, e atribuem a ausência de minerais indicadores

de proveniência kimberlítica a sucessivos ciclos de erosão, transporte e deposição.

A assinatura mineralógica e geoquímica no Garimpo do Bandeira favorece a hipótese de que os diamantes daquele local não estão relacionados ao magmatismo do Alto Paranaíba. Mesmo considerando que vários ciclos de retrabalhamento pudessem, entre o Cretáceo Superior e os dias atuais, eliminar os minerais “satélites” de derivação kimberlítica, conforme proposto por Perdoncini *et al.* (2001) para a região de Franca, esperar-se-ia uma sobrevivência maior das assinaturas de ETR, que tenderiam a ser preservadas nos argilominerais.

CONCLUSÕES O estudo combinado de argilominerais e ETR permitiu caracterizar os arenitos estudados e inferir a natureza composicional de sua área-fonte e o regime de intemperismo na época de sua formação.

As semelhanças químicas e mineralógicas entre as amostras de Uberaba e de Conceição das Alagoas confirmam que ambas pertencem à mesma unidade estratigráfica (Formação Uberaba). A presença de clinopiroxênio, olivina, melanita e perovskita, ou seus produtos de alteração (p.ex. anatásio), aliada a argilominerais pouco evoluídos, como esmectita e illita, indica sedimentos derivados de área-fonte com importante componente de rochas maficas alcalinas, sob intemperismo químico pouco intenso. Apesar de a Formação Uberaba ter sido depositada sob clima semi-árido (e.g. Fernandes 1998), a abundância de minerais lábeis nos arenitos sugere que a área fonte não esteve muito distante.

O modelo semi-quantitativo baseado nas concentrações de ETR sugere que a carga clástica dos protólitos dos arenitos de Uberaba e Conceição das Alagoas resultaram da mistura de detritos com proporções superiores a 30% de componente alcalina e crosta continental. Nos modelos baseados em razões de ETR normalizados, menos sensíveis à diluição/concentração, a participação de rochas alcalinas situa-se entre 50% e 100%. Dentre os tipos de rochas alcalinas da APIP, apenas kamafugitos e rochas ultramáficas plutônicas de complexos carbonatíticos explicam o comportamento dos ETR nos arenitos e contribuição de kimberlitos e carbonatitos parece ser irrelevante, o que é consistente com a

sua reduzida expressão volumétrica na província (e.g. Gibson *et al.* 1995). Dados de paleocorrentes da Formação Uberaba, dominante para S-SW (Fernandes & Coimbra 1999), são compatíveis com a derivação de detritos a partir do Arco do Alto Paranaíba.

Já a composição dos arenitos da Formação Marília indica que a carga sólida derivou principalmente de rochas do embasamento e/ou de basaltos da Fm. Serra Geral, com restrita contribuição de rochas alcalinas (< 10%), aparentemente concentrada nas porções basais da seção estudada. Isso é consistente com a inversão das paleocorrentes, de S-SW na Formação Uberaba, para NW na Formação Marília (Fernandes & Coimbra 1999).

As características químicas e mineralógicas da matriz do conglomerado do Garimpo do Bandeira apontam área-fonte submetida a intenso intemperismo químico, inconsistente com o clima na época da deposição do Grupo Bauru e sugere que o conglomerado é de provável idade cenozóica ou, alternativamente, originou-se a partir de área-fonte mais antiga, com perfis de intemperismo muito maduros. Em qualquer caso, os dados obtidos no presente trabalho indicam que o Garimpo do Bandeira não é correlacionável ao conglomerado diamantífero de Romaria (Formação Uberaba). Os padrões de ETR indicam derivação a partir do embasamento e dos basaltos da Formação Serra Geral como evidencia a presença de seixos de geodos com ágata. A despeito de ser unidade reconhecidamente diamantífera, não se constataram evidências químicas ou mineralógicas de participação de rochas alcalinas na área-fonte dos protólitos do Garimpo do Bandeira..

Agradecimentos Ao CNPq pela concessão de Bolsas de Mestrado (EGG), Iniciação Científica PIBIC/UnB (CVK), e de Produtividade (JAB, RVS, GRB, HJ), e à Universidade de Brasília pela infra-estrutura. Ao geólogo Fernando Latorraca e a Elisa Soares Rocha Barbosa pelo acompanhamento e discussões durante os trabalhos de campo. À Verena Mineração Ltda pelo apoio logístico. Aos Profs. Excelso Ruberti, José Carlos Gaspar e Marcel Auguste Dardenne pelas sugestões durante a elaboração da versão final. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Alves J.M.P. & Ribeiro D.T.P. 1999. Evolução diagenética das rochas da Formação Marília – Minas Gerais, Brasil. In: UNESP/Rio Claro, Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Boletim, pp. 327-332.
- Amorosi A., Centineo M.C., Dinelli E., Lucchini F., Tateo F. 2002. Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. *Sediment. Geol.*, 151:273-292.
- Andreis R.R., Capilla R., Reis C.C. 1999. Considerações estratigráficas e composição dos arenitos da Formação Marília (Cretáceo Superior) na região de Uberaba (MG). In: UNESP/Rio Claro, Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Boletim, pp. 449-455.
- Araújo A.L.N., Carlson R.W., Gaspar J.C., Buzzi L.A. 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contr. Miner. Petrol.*, 142:163-177.
- Barcelos J.H. & Suguio K. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definidas em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SBG/núcleo SP, Simp. Reg. Geol., 6, Atas, 1:313-321.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp:63-114.
- Brod J.A. 1999. *Petrology and Geochemistry of the Tapira Alkaline Complex, Minas Gerais State, Brazil*. Tese de Doutorado, Department of Geological Sciences, University of Durham, 486p.
- Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C., Boaventura G.R. 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30:404-408.
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1995. O sistema fluvial entrelaçado dos conglomerados e arenitos do Membro Abaeté na região de Canabrava-MG. *Geociências* 14:73-96.
- Coutinho J.M.V., Coimbra A.M., Brandt Neto M., Rocha G.A. 1982. Lavas alcalinas analcimáticas associadas ao Grupo Bauru (Kb) nos Estados de São Paulo, Brasil. In: Congr. Latinoamericano Geol., 5, Actas, 2:185-195.
- Cullers R.L. 1995. The controls on the major- and trace-element evolution

- tion of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA. *Chem. Geol.*, **123**:107-131.
- Cullers R.L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**:181-203.
- Ekosse G. 2001. Provenance of the Kgwakwe kaolin deposit in Southeastern Botswana and its possible utilization. *App. Clay Sci.*, **20**:137-152.
- Fernandes L.A. 1998. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 1999. Paleocorrentes da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). In: UNESP/Rio Claro, Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, *Boletim*, pp. 51-57.
- Fleischer R. 1998. A rift model for the sedimentary diamond deposits of Brazil. *Mineral. Deposita*, **22**:238-254.
- Gallo M.B.M. 1991. The Romaria diamond-bearing Cretaceous conglomerate. In: O.H. Leonards, H.O.A. Meyer, J.C. Gaspar (eds.) International Kimberlite Conference, 5, *Field Guide Book*, CPRM Spec. Publ. 3/91, 37-43.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonards O.H. 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt gênesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**:149-165.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonards, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1995b. The Late Cretaceous Impact of the Tríade Mantle Plume: Evidence from Large-volume, Mafic, Potassic, Magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.*, **36**:189-229.
- Gomes C.F. 1986. *Argilas: o que são e para que servem*. Fundação Calouste Gulbenkian. 457p.
- Gonzaga G.M. & Tompkins L.A. 1991. Geologia do diamante. In: DNPM/CPRM, *Principais depósitos minerais do Brasil*. 4-A: 53-116.
- Gonzaga G.M., Teixeira N.A., Gaspar J.C. 1994. The origin of diamonds in western Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Deposita*, **29**:414-421.
- Gravina É.G. 2003. *Química mineral de perovskita e geoquímica de rocha em arenitos do Grupo Bauru, Triângulo Mineiro*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Gravina É.G., Brod J.A., Santos R.V., Boaventura G.R. 2002. Avaliação de métodos analíticos para determinação de elementos terras raras em arenitos da Formação Uberaba - MG: ICP-AES e ICP-MS de alta resolução (duplo-foco). *Química Nova*.(submetido)
- Hellmeister Jr. Z. 1997. *Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca-Pedregulho, nordeste do estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 112p
- Jost H., Theodoro S.M.C.H., Figueiredo A.M.G., Boaventura G.R. 1996. Propriedades geoquímicas e proveniência de rochas metasedimentares detritivas arqueanas dos Greenstone Belts de Crixás e Guarinos, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:151-166.
- Madhavaraju J., Ramasamy S., Ruffell A., Mohan S.P. 2002. Clay mineralogy of the Late Cretaceous and Early Tertiary successions of the Cauvery Basin (southeastern India): implication for sediment source and paleoclimates at the K/T boundary. *Cretaceous Res.*, **23**:153-163.
- Manassero M.L. 1997. Sedimentology of the Upper Cretaceous Red Beds of Angostura Colorada Formation in the Western Sector of the Northpatagonian Massif, Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.*, **10**:81-90.
- McLennan S.M. 1989. Rare-earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: B.R. Lipin & G.A. McKay (eds). *Geochemistry and Mineralogy of Rare-Earth Elements*. Reviews in Mineralogy 21, pp.169-200
- Naqvi S.M., Uday Raj B., Subba Rao D.V., Manikyamba C., Nirmal Charan S., Balaram V., Srinivasa Sarma D. 2002. Geology and geochemistry of arenite-quartzwacke from the Late Archaean Sandur schist belt – implications for provenance and accretion process. *Precambrian Res.*, **114**:177-197.
- Nesbit H.W. & Young G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**:1523-1534.
- Perdoncini L.C., Morales N., Zanardo A., Carvalho S.G., Hasui Y., Sena Costa J.B., Borges M., Rueda J.R.J. 2001. Mesozoic-Cenozoic evolution of diamondiferous province of Franca, São Paulo State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:665-668
- Rao V.P. & Rao B.R. 1995. Provenance and distribution of clay minerals in the sediments of the western continental shelf and slope of India. *Cont. Shelf Research*, **15**:1757-1771.
- Resende M.G., Jost H., Lima B.E.M., Teixeira A.A. 1999. Proveniência e Idades modelo Sm/Nd das Rochas Silicicísticas Arqueanas dos Greenstone Belts de Faina e Santa Rita, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:281-290.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, New York.
- Santucci R.M. & Bertini R.J. 2001. Distribuição paleogeográfica e biocronológica dos titanossauros (*Saurischia, Sauropoda*) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do sudeste brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:307-314.
- Seer H.J. & Moraes L.C. 1988. Estudo petrográfico das rochas ígneas alcalinas da região de Lagoa Formosa, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**:134-140.
- Seer H.J., Moraes L.C., Fogaça A.C.C. 1989. *Roteiro geológico para a região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmo do Paranaíba, MG*. SBG/ Núcleo MG, 58p.
- Sgarbi G.N.C. 1997. *Aspectos paleogeográficos e sedimentológicos do Mesozóico no oeste do Estado de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Silva R.B., Etchebehere L.C., Saad A.R. 1994. Groundwater Calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Fm. Marília no Triângulo Mineiro. In: Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 3, *Boletim*, pp. 85-89.
- Singh P. & Rajamani V. 2001. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: Implication to source area weathering and sedimentary processes. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **65**:3093.
- Svisero D.P., Meyer H.O.A., Haralyi N.L.E., Hasui Y. 1984. A note on the geology of some Brazilian kimberlites. *J. Geol.*, **92**:331-338
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare-earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Royal Soc.*, **A301**:381-399
- Tompkins L.A. & Gonzaga G.M. 1989. Diamonds in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, **84**:591-602.
- Weaver C. E. 1989. *Clays, Muds, and Shales*. Developments in Sedimentology 44. Elsevier, Amsterdam, 820p.

Manuscrito A-1341

Recebido em 20 abril de 2002

Revisão dos autores em 14 de novembro de 2002

Revisão aceita em 20 de novembro de 2002