

MAGMATISMO POTÁSSICO/ULTRAPOTÁSSICO PÓS
A TARDI OROGÊNICO (ASSOCIADO A
SUBDUCÇÃO) NO OESTE DA BAHIA: BATÓLITO
MONZO-SIENÍTICO DE GUANAMBI-URANDI E OS
SIENITOS DE CORRENTINA

M.L.S. ROSA

Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFBA, Salvador, Ba

H. CONCEIÇÃO

Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFBA, Salvador, Ba

Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica, PPPG/UFBA, Salvador, Ba

Instituto de Geociências, UFBA, Salvador-Ba

M.M. PAIM

Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, Ba

E.B. SANTOS

Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, Ba

F.C. ALVES DA SILVA

Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFBA, Salvador, Ba

G.A.S. LEAHY

Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFBA, Salvador, Ba

L.R. BASTOS LEAL

Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP

RESUMO

A porção oeste do Estado da Bahia é caracterizada pela presença de rochas polideformadas (granulíticas e gnáissicas-migmatíticas), que são intrudidas por um grande volume de rochas monzoníticas e sieníticas, sem evidências de deformação. Tectonicamente, esta região tem sido interpretada como um cinturão móvel do Proterozóico Inferior.

Na parte oeste do rio São Francisco, dominam rochas clinopiroxênio-sieníticas (sienitos de Correntina), enquanto, na parte sudeste, ocorrem monzonitos e sienitos a mica e anfibólio (Batólito de Guanambi-Urandi). Este batólito possui uma forma ligeiramente sigmoidal e abrange uma área com cerca de 600 km², enquanto os sienitos de Correntina afloram somente ao longo de vales onde as coberturas Fanerozóicas dificultam sua cartografia. Os dados geocronológicos existentes revelam uma contemporaneidade entre estes plutonismo a 2 Ga.

Os nossos dados geoquímicos apontam para um plutonismo potássico, enriquecido em Ba, Sr, REE e com valores moderados de Ti, Zr, Nb e Y. Estas características sugerem uma ambiência orogênica associada a uma zona de subducção.

ABSTRACT

The western portion of Bahia State is characterized by polymetamorphic rocks (granulites and gneissic-migmatites) intruded by great volume of undeformed monzonitic and syenitic rocks. Tectonically, this region is interpreted as an Early Proterozoic mobile belt.

Clinopyroxene-syenitic rocks are more conspicuous in the western side of the São Francisco river (Correntina Syenites), while amphibole-mica monzonitic and syenitic rocks (Guanambi-Urandi Batholith) occur southeastward. The Guanambi-Urandi, a 6000 km² batholith, shows a slight sigmoidal shape whereas the Correntina Syenites outcrop along the valleys where the Phanerozoic cover difficult the mapping. The existing geochronological data reveal a contemporaneity between these set of rocks, about 2 Ga.

Our geochemical data point to potassic plutonism, with high Ba, Sr, REE and moderate Ti, Zr, Nb and Y. The above characteristics suggest an orogenic environment, probably linked a subduction zone.

INTRODUÇÃO

A origem dos magmas sieníticos/traquíticos tem sido explicada por vários processos: cristalização fracionada de magmas basálticos alcalinos ou transicionais combinado a variáveis graus de assimilação crustal (Barker et al., 1975; Wyllie, 1984); fusão parcial de um manto metassomatizado (Bailey, 1987; Menzies, 1987; Foley & Wheller, 1990), e como produtos de baixos graus de fusão parcial da crosta inferior (Smith et al., 1988; Zhao et al., 1995).

Trabalhos mais recentes parecem convergir para o fato destas rochas representarem o

produto de magmatismo profundo em ambientes geodinâmicos diversos, tais como: em arco de ilhas (Sunda-Indonésia, Edwards et al., 1994); em terrenos pós-colisionais (Cinturão Caledoniano-Escócia, Thompson & Fowler, 1986; Cinturão Móvel Salvador-Curaçá-NE Brasil, Conceição, 1993; Leste da Ásia, Wickham et al., 1994, 1995; Yamato Mountains-Antártida, Zhao et al., 1995), e em ambientes intraplaca (Toro-Ankole-África e Leucita Hills-USA, Barton, 1979). Estas rochas, quando associadas a ambiências orogênicas, têm um perfil geoquímico característico, marcado por baixos conteúdos de Ti, Nb,

Y, Zr e enriquecidas em Rb, K, Ba e La (Foley, 1992).

A presença de plutonismo potássico Proterozóico Inferior, no leste do Estado da Bahia, foi colocada em evidência a partir de 1990 por diversos trabalhos (Conceição, H., 1990, 1992; Conceição, R.V., 1994; Rosa, 1994; Oliveira, 1995). Estes caracterizaram a presença de um "cordão" de sienitos *hipersolvus* alinhados por mais de 1000 km, intrusivos nas etapas finais do ciclo orogênico Transamazônico e situados na porção mediana do Cinturão Móvel Atlântico.

A presença de rochas potássicas do tipo sienito/traquito, saturadas em sílica,

tem sido reconhecida em uma ampla abrangência de idades, desde o Fanerozóico (p.ex.: Escócia-Thompson & Fowler, 1986 e Leat et al., 1987; Indonésia-Edwards et al., 1994; Ásia-Wickham et al., 1994, 1995; Sibéria-Bogatikov et al., 1994) até o Proterozóico (p.ex.: Canadá-Lafliche et al., 1991 e Corriveau & Gorton, 1993). No Brasil, os principais estudos são centrados nas regiões NE (Guimarães, 1989; Ferreira et al., 1992; Da Silva Filho et al., 1993; Ferreira & Sial, 1993; Conceição et al., 1993, 1995; Rosa & Conceição, 1995) e SE (Janasi, 1992; Wiedeman, 1993). A frequência, a abundância (batólitos com até 500.000 km², cf. Wickham et al., 1995) e a disposição espaço/temporal destes plutonitos denotam a importância destas rochas no ambiente geodinâmico onde se situam.

O presente trabalho trata de um destes grandes batólitos, com aproximadamente 6000 km² e as ocorrências de sienitos na região de Correntina situados no oeste do Estado da Bahia e intrusivo em rochas gnáissicas e granulíticas (Fig. 1). Os aspectos geológicos, petrográficos e litoquímicos, serão discutidos à luz dos dados obtidos até então por nossa equipe, que constituem as primeiras informações deste nível da região em apreço.

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A região oeste do Estado da Bahia (Fig. 1) ainda é pobremente conhecida do ponto de vista geológico. Os trabalhos existentes, de cunho regional (Portela et al., 1976; Radambrazil, 1982 e Moraes et al., 1980), permitiram identi-

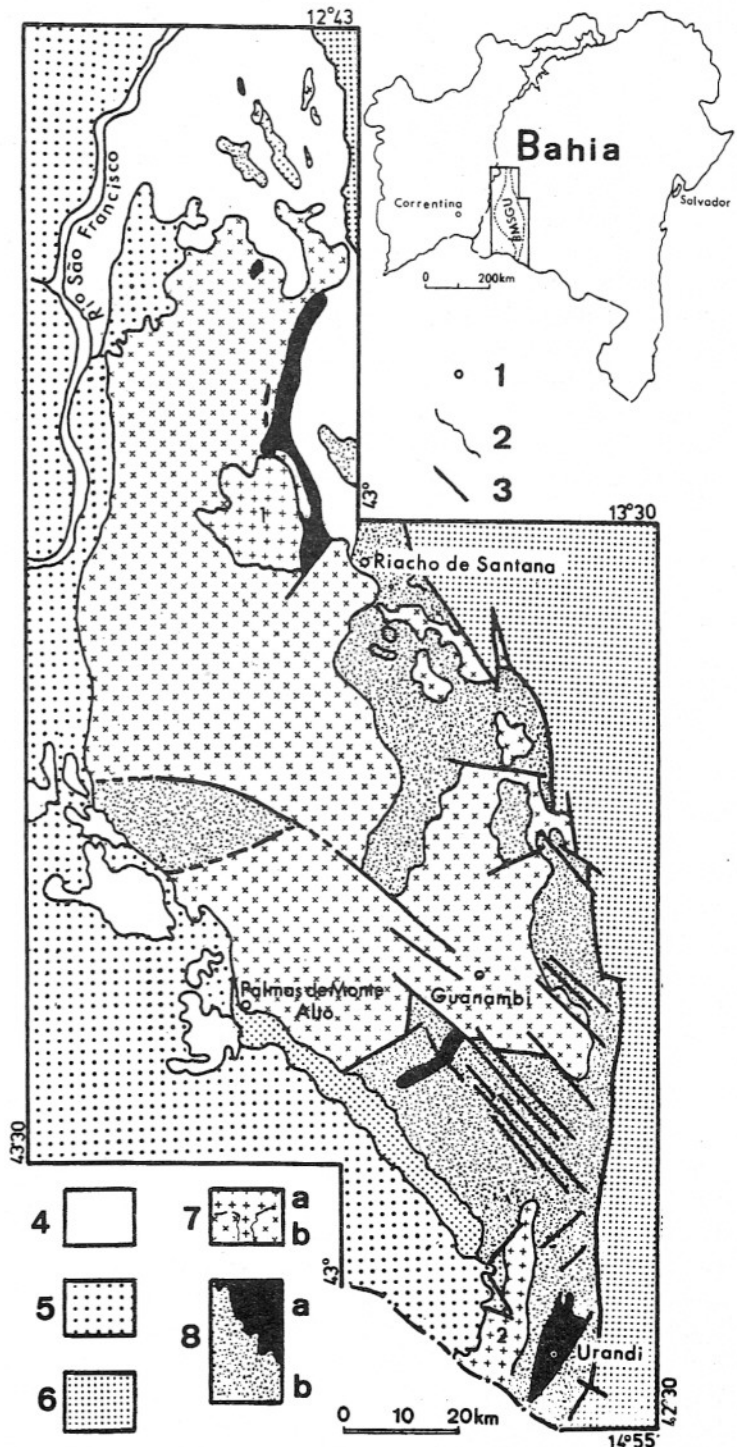


Figura 1- Mapa geográfico do Estado da Bahia com a localização do batólito monozo-sienítico de Guanambi-Urandi (BMSGU) e as ocorrências de Correntina. Mapa geológico simplificado do BMSGU: Cidade (1), Contato litológico (2), Falhas (3), Coberturas fanerozóicas (4); Calcários do Grupo Bambuí, Proterozóico Superior (5); Metassedimentos do Grupo Espinhaço, Proterozóico Médio; BMSGU (6), intrusões tardias (6a) (1= Cara Suja e 2= Estreito) e terrenos das intrusões múltiplas, fácies Guanambi (7b), Proterozóico Inferior; Sequências Vulcanossedimentares (8a) e Complexo Santa Isabel (8b), Proterozóico Inferior/Arqueano.

car a presença de rochas sieníticas e monzoníticas na parte sudoeste dos terrenos arqueanos/proterozóicos e a oeste do rio São Francisco. Estas últimas limitam-se a ocorrer expostas nos vales dos rios escavados nas formações de idade Fanerozóica.

Entre as cidades de Urandi (Sul) e Paratinga, 147 km a norte de Riacho de Santana (Fig. 1), dominam os terrenos atribuídos ao Proterozóico Inferior/Arqueano, interpretados como um cinturão móvel (Mascarenhas, 1979). Este cinturão é constituído pelas rochas do Complexo Santa Isabel, seqüências vulcanosedimentares e o batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi-BMSGU (Fig. 1).

O Complexo Santa Isabel representa uma faixa de rochas polideformadas e metamorfosadas, que ocorrem lateralmente aos terrenos aplainados do BMSGU, sendo constituído, essencialmente, por rochas intermediárias com termos básicos e ultrabásicos subordinados. Uma zonalidade metamórfica é marcada por terrenos granulíticos de média a alta pressão ao sul, que passam bruscamente às condições anfibolíticas ao norte, caracterizando-os como terrenos gnaíssicos-migmatíticos (Conceição et al., em preparação). As idades disponíveis sobre este Complexo variam de 2.6-3.0 Ga (Brito Neves et al., 1980; Mascarenhas & Garcia, 1987). Encravadas nestes terrenos, são presentes as seqüências vulcanosedimentares de Urandi e Riacho de Santana, além de extensos "pacotes" vulcanoquímicos (cherts e itabiritos). Os limitados dados geológicos e geocronológicos impossibilitam, no momento, reconhecer a estratigrafia destes terrenos.

Os contatos do Complexo Santa Isabel com BMSGU são frequentemente estruturados por falhas e pelo aparecimento de xenólitos do embasamento no batólito. Ainda que mal definido, as rochas do BMSGU mostram um aumento gradacional de deformação dúctil próximo aos contatos com as rochas deste complexo. Este aspecto deve refletir a interação entre o BMSGU e seu embasamento.

A seqüência vulcanosedimentar de Riacho de Santana é constituída por sedimentos clásticos, vulcanoclásticos, vulcanoquímicos e rochas básicas (Silveira, 1994). Recentemente, foram encontrados *spinifex* associados às rochas básicas (J. de F. Mascarenhas com. verbal, 1995). O contato desta seqüência com as rochas do BMSGU é marcado pelo aparecimento de *hornfels* nos metassedimentos, que chegam a atingir as condições do médio grau metamórfico. Na zona limítrofe ocorre a presença de xenólitos desta seqüência no BMSGU.

GEOLOGIA, ESTRUTURA E ASPECTOS PETROGRÁFICOS

As rochas sieníticas e monzoníticas na região oeste do Estado da Bahia foram reconhecidas por vários projetos de cartografia geológica regional (Portela et al., 1976; Radambrasil, 1982; Moraes et al., 1980).

Os dados geocronológicos K/Ar e Rb/Sr, disponíveis sobre as rochas do BMSGU, indicam idades de 2.0 Ga (Távora et al., 1967; Jardim de Sá et al., 1976; Mascarenhas & Garcia, 1987).

A isócrona Rb/Sr, obtida neste trabalho para a fácies Cara Suja (Fig. 2, Tabela 1), definida a seguir, forneceu idade de $2,1778 \pm 0,103$ Ga ($R_o = 0,70297 \pm 0,00166$; MSWD=1,695), confirmando as datações anteriores. Igualmente, as idades K/Ar e Rb/Sr, obtidas por Mascarenhas & Garcia (1987) para as rochas sieníticas da região de Correntina, são de 2041 ± 37 Ma e $1967,3 \pm 40,1$ Ma ($R_o = 0,7043 \pm 0,009$; MSWD=2,0582), respectivamente. Estes dados colocam em evidência a contemporaneidade do magmatismo sienítico no sudoeste e oeste da Bahia.

A arquitetura interna do BMSGU é dada por um *fabric* de origem magmática, delineada, principalmente, pela orientação preferencial dos cristais de feldspatos. Apesar de existirem variações importantes, a orientação é predominantemente NW-SE. De forma secundária, o *fabric* primário é também marcado pela presença de *shlierens* que localmente podem definir duas orientações (NW-SE e EW), refletindo uma mudança na direção de fluxo. Em algumas rochas mais máficas porfiríticas, observam-se, com freqüência, estruturas que traduzem o bloqueio do fluxo magmático. Estas refletem o elevado número de cristais, trazendo o aumento da viscosidade, que propicia o desenvolvimento localizado de *lock-up shears*, indicando a passagem do regime tipicamente magmático para o *pre-full crystallization* (Hutton, 1988).

Embora nossos trabalhos, no momento, estejam centrados principalmente no BMSGU, os dados iniciais sobre suas relações com os terrenos de seu embasamento polideformado, a sua forma grosseiramente

sigmoidal sem apresentar feições de deformações importantes, sugerem que a intrusão do BMSGU processou-se de forma relativamente passiva. Um cenário provável para acolher este batólito é um sistema *pull-apart*. Estudos mais detalhados a serem desenvolvidos posteri-

ormente tentarão ratificar esta hipótese.

Rosa et al. (1995) levando em conta as relações de campo (contatos e estruturas) e a distribuição faciológica, dividiu o BMSGU em dois domínios principais: o das intrusões múltiplas e o das intrusões tardias.

O domínio das intrusões múltiplas, agrupado sob a terminologia de fácies Guanambi, representa cerca de 92% da área aflorante do batólito. O domínio das intrusões tardias foi dividido em duas fácies: Cara Suja e Estreito (Fig. 1).

A fácies Guanambi é fanerítica média a grossa, usualmente porfirítica, reúne um variado cortejo de rochas predominantemente sieníticas e monzoníticas, com termos monzodioríticos e graníticos subordinados. Estas últimas contêm, com frequência, cristais de quartzo azul. Os pórfiros comuns são cristais euédricos de ortoclásio peritéticos, raramente zonados, que chegam a atingir tamanhos de 5 cm de comprimento. Em alguns locais, como por exemplo a 12 km da cidade de Guanambi em direção a Palmas de Monte Alto (Ba-030), é observada a passagem brusca de rochas faneríticas a porfiríticas. Nesta região, são presentes belas figuras de mistura de magmas que se materializam pelo aparecimento de autólitos, por vezes com forma de gotas, texturas *rapakivi* e *spongy cellular* (como definido por Hibbard, 1995), em cristais de ortoclásios geminados segundo as leis Carlsbad e Manebach. Em outros locais, as variações composicionais ou texturais entre as rochas ocorrem de for-

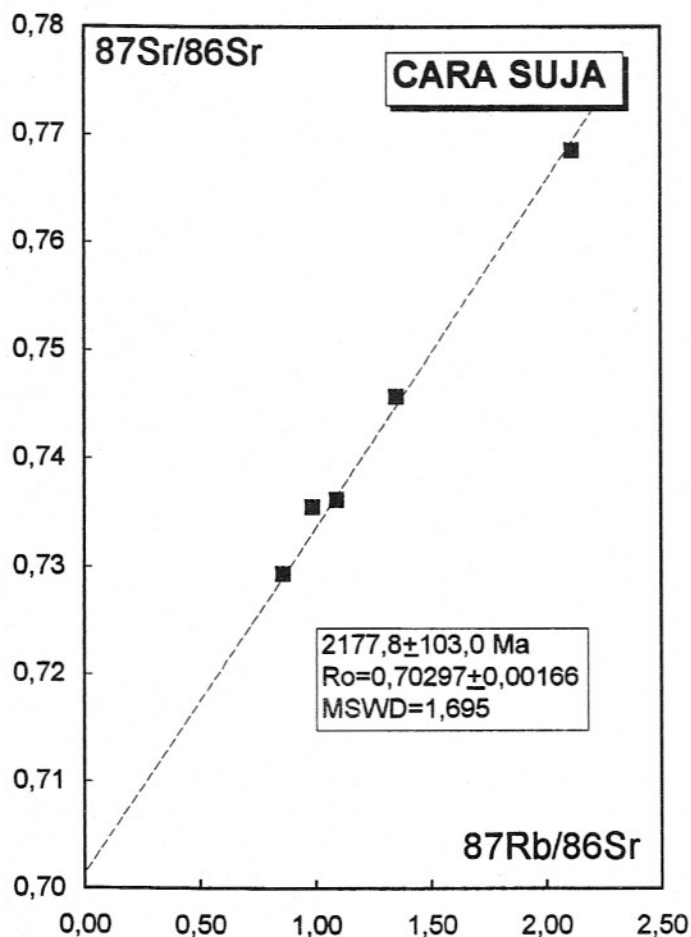


Figura 2 - Isócrona da fácies Cara Suja.

Tabela 1 - Dados geocronológicos das rochas da fácies Cara Suja.

| | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|--------|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|
| CS-15 | 316,8 | 843,9 | $1,9000 \pm 0,0310$ | $0,731300 \pm 0,000080$ |
| C2-23 | 260,6 | 559,9 | $1,3520 \pm 0,0380$ | $0,745810 \pm 0,000900$ |
| CS-01B | 309,4 | 911,0 | $0,9860 \pm 0,0280$ | $0,735500 \pm 0,000100$ |
| CS-05 | 339,9 | 1149,5 | $0,8580 \pm 0,0240$ | $0,729390 \pm 0,000009$ |
| CS-21 | 329,5 | 453,7 | $2,1150 \pm 0,0590$ | $0,768610 \pm 0,000012$ |

ma brusca ou gradacional. Os minerais máficos presentes são anfibólio-verde uralítico, mica-marron e diopsídio. Nas fácies máficas, o diopsídio e a mica-marron constituem a matriz e os pórfiros de ortoclásio mostram estruturas de fluxo. O plagioclásio subeuédrico a euédrico tem composição intermediária entre oligoclásio-andesina, pode, ocasionalmente, ocorrer como pórfiros, mas é dominante na matriz. Os minerais opacos são, essencialmente, representados por magnetita e ilmenita, embora se observe a cristalização tardia de sulfeto (pirita > calcopirita). Estes últimos tendem a ser mais abundantes nos termos máficos. Autólitos de sienitos, monzonitos e os xenólitos das rochas do embasamento são facilmente encontrados, apresentando tamanhos e formas variadas.

A fácies Cara Suja representa uma intrusão tardia de forma circular e com cerca de 220 km² (Fig. 1). Ela é constituída, essencialmente, por monzonitos, na parte central, por um arco de álcali-feldspato-sienitos, a leste, e por monzogranitos, a sudeste (Paim et al., 1995). As rochas monzoníticas são claras, faneríticas média, e exibem uma orientação N200°, incipiente dos minerais máficos, mas constante. Os minerais máficos presentes são hornblenda-verde, mica-marron e clinopiroxênio subordinado. A mineralogia acessória é constituída por apatita, zircão, óxidos de Fe-Ti, esfênio e sulfetos tardios. É comum a presença de filões de composições monzoníticas e graníticas. Tem-se também filões maciços de fluorita-roxa e pirita preenchendo fraturas tardias centimétricas. O arco sienítico é constituído por álcali-feldspato-sienitos com hornblenda e

biotita, apresentando estrutura isotrópica e granulação fanerítica grossa. Nestas rochas, são encontrados enclaves centimétricos de sulfeto maciço e de mica-clinopiroxenito. Os primeiros, com formas poligonais e distribuição irregular, são interpretados como xenólitos da seqüência vulcanossedimentar adjacente e, os mica-clinopiroxenitos com forma elipsoidal, são considerados autólitos. Enclaves com geometria e composição similares aos mica-clinopiroxenitos têm sido descritos nos sienitos potássicos do leste da Bahia e são atribuídos às etapas iniciais da cristalização destes magmas (Conceição, 1990). As composições graníticas ocorrem na parte sudeste da intrusão. São biotita-monzogranitos com textura fanerítica fina, onde, localmente, são visíveis estruturas de fluxo, desenhando figuras que lembram estratificação cruzada. Nestes granitos, ocorre, além dos minerais acessórios usuais (óxidos de Fe-Ti, zircão, apatita e allanita), molibdenita disseminada, que, localmente, chega a representar de 0,6% do volume da rocha.

A fácies Estreito corresponde a uma intrusão alongada NS, aflorando por 210 km², que representa a expressão sul do batólito, na divisa do Estado da Bahia com Minas Gerais. É digno de nota que este plutão ainda se prolonga por mais de 30 km no Estado de Minas. É uma intrusão constituída, essencialmente, por rochas leucocráticas, faneríticas média a grossa, com composições variando de sienitos, monzonitos e granitos. Em todas as fácies, são frequentes a presença cristais de quartzo azul. As rochas mais máficas são representadas por sienitos mesocráticos porfiríticos com matriz mica-clinopiroxenítica.

As variações composicionais são gradacionais e os dados atuais colocam em evidência a dominância de composições monzoníticas e graníticas na parte norte da intrusão. Como nas outras fácies descritas anteriormente, a forma arredondada dos cristais de quartzo reflete a ausência de deformação importante nestas rochas.

Os sienitos de Correntina são rochas avermelhadas, de granulação média e com estrutura gnáissica. Suas relações de contatos são abruptas com rochas gnáissicas, possivelmente correlacionadas ao Complexo Santa Isabel. São sienitos *hipersolvus*, similares aos encontrados no leste da Bahia. O mineral máfico dominante é a salita, seguido de hastingsita e flogopita (Conceição, 1990). O quartzo é, normalmente, mineral acessório, ocorrendo intersticial associado ao anfibólio, juntamente com zircão, apatita e esfênio tardio.

GEOQUÍMICA

Objetivando caracterizar geoquimicamente as rochas do BMSGU, foram selecionadas 15 amostras representativas, após um minucioso estudo petrográfico, onde se descartou aquelas afetadas por processos de alteração. Com igual rigor, selecionou-se três amostras de sienitos que ocorrem nos arredores de Correntina, a oeste do Rio São Francisco. Sobre estas amostras, foram realizadas análises químicas para os elementos maiores, menores, traço e Terras Raras (ETR). Estas análises foram efetuadas nos laboratórios da GEOLAB/GEOSOL e no Centre de Recherche Petrographique et Géochimique-CRPG (421, 422 e 423). Os resultados obtidos

mais máficos em suítes potássicas têm sido interpretadas como: rochas menos evoluídas (Thompson & Fowler, 1986; Zhao et al., 1995; Conceição et al., 1995); expressões de processos cumulativos (Conceição, H., 1990; Conceição, R.V., 1994; Rosa, 1994), ou mesmo como expressão de imiscibilidade de líquidos (Ferreira et al., 1992). As relações de campo, adicionadas às texturas presentes nas rochas estudadas (caráter máfico dado pela matriz mica-clinopiroxenítica), apontam a favor da primeira hipótese. Neste caso, a evolução de ultrapotássica a potássica, descrita anteriormente (Fig. 4b), pode refletir o processo de fracionamento e/ou contaminação crustal.

Levando-se em consideração as dimensões do BMSGU (~ 6000 km²) e o predomínio das composições sieníticas e monzoníticas (>95% das rochas aflorantes), este batólito apresenta uma estreita variação em sílica (51<%SiO₂<65). Quando comparados à média dos granitos tipo I (Collins et al., 1987), estas rochas têm conteúdos relativamente elevados em bário (4330-659 ppm), estrôncio (1377-688 ppm), cromo (400-145 ppm), SETR (1457-222 ppm); moderados valores de rubídio (297-97 ppm), zircônio (889-172 ppm), ítrio (123-20), P₂O₅ (0,3-0,07%), e baixos valores de TiO₂ (1,3-0,56%). As rochas do BMSGU diferenciam-se dos sienitos de Correntina por estes apresentarem valores mais altos em bário, estrôncio, fósforo e mais baixos em Cr, Ni e Co (Tabela 2). Todavia, tanto as rochas do BMSGU, como as de Correntina têm um perfil geoquímico comparável as suí-

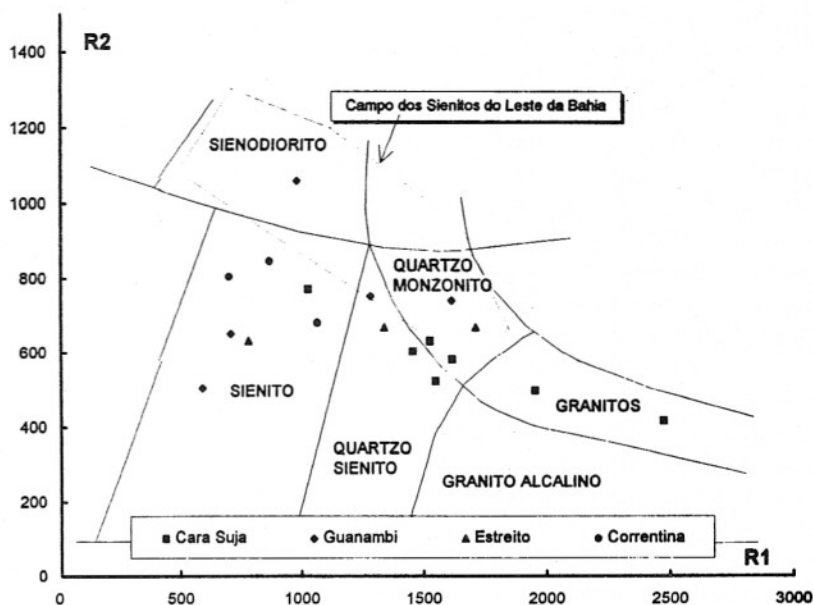


Figura 3 - Distribuição das amostras do BMSGU no diagrama multicatiônico de De la Roche et al. (1980). $R1=[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]$ e $R2=(6Ca+2Mg+Al)$.

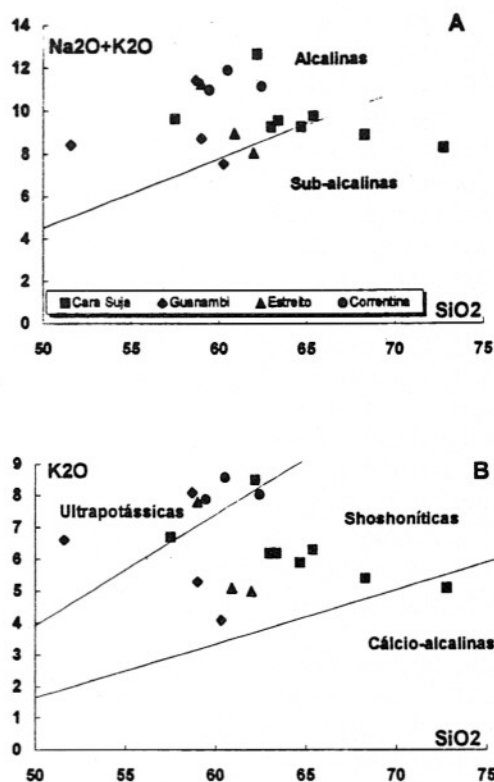


Figura 4 - Disposição das amostras do BMSGU nos diagramas álcalis versus sílica. (A) (Na_2O+K_2O) versus sílica (SiO_2) com limite divisório entre as rochas alcalinas e subalcalinas, segundo Irvine & Baragar (1971). (B) K_2O versus SiO_2 com campos limitando as rochas cálcio-alcalinas, shoshoníticas e ultrapotássicas (Apud Corriveau & Gorton, 1993).

tes potássicas orogênicas (cf. Thompson & Fowler, 1986; Foley, 1992; Müller & Groves, 1995). Em todos os casos, tanto no Fanerozóico, quanto no Proterozóico Inferior, esta assinatura é atribuída à participação de um manto enriquecido por material proveniente da placa oceânica subductada (cf. Varne, 1985; Ringwood, 1990).

A distribuição das amostras em diagrama multielementar (Fig. 5) evidencia a constância de anomalias negativas em Nb, Ti e P, sendo ocasionais as de Ba, Sr e Nd, sugerindo fontes similares para estas rochas. As anomalias em tório são variáveis nas diferentes fácies estudadas. Na fácies Cara Suja é constante os baixos valores de K* ($K/K_N < 464$) e os elevados valores de Th (até 157 ppm), sugestivos de contaminação crustal. Comparando-se a concentração do tório entre as duas amostras mais evoluídas desta fácies (68,3% SiO_2 -CS3 e 72,8% SiO_2 -CS2), observa-se, nestas, baixos conteúdos de alumínio, sendo inferiores aos presentes nas rochas menos diferenciadas, o que dificulta responsabilizar este aspecto por contaminação crustal e sugere controle do fracionamento das fases feldspática e acessória. Reforçada esta hipótese, tem-se o fato do decréscimo abrupto de Zr (593→169 ppm), Y (40→16 ppm), F (122→94 ppm) e Ca (2,1→1,5% CaO), ratificando o fracionamento de zircão, apatita e monazita (?).

Nas rochas de Correntina (Fig. 5), é presente uma acentuada anomalia de Nd, embora seja presente de forma moderada em algumas outras amostras do BMSGU (CS21, G43, G73, G33 e E62). Este fato traduz os elevados percentuais relativos de Sr e P. Anomalias similares estão presentes em algumas ro-

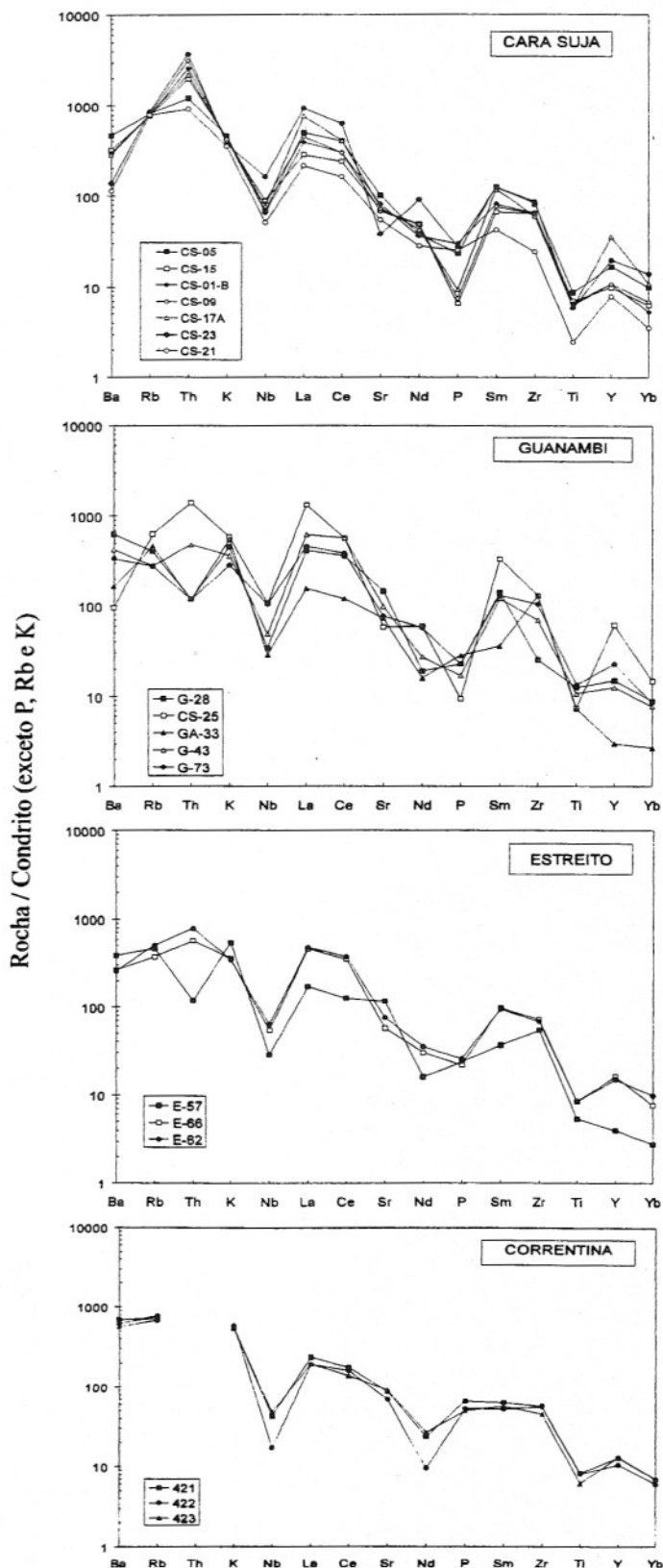


Figura 5 - Espectros dos elementos traço das amostras do BMSGU no diagrama multielementar normalizado pelos valores condriticos de Thompson (1982).

chas lamprofíricas potássicas e têm sido atribuídas à assinatura da fonte (Conceição et al., 1995).

As pequenas variações na geometria dos espectros nas fácies estudadas refletem taxas diferenciadas de fracionamento e/ou acumulação dos minerais em equilíbrio nestes magmas (Fig. 6). A excelente correlação observada entre Cr-Ni (Fig. 6a), para as diferentes fácies, coloca em evidência o importante controle do fracionamento do clinopiroxênio e um papel subordinado da olivina e plagioclásio. Descartou-se, nestes cálculos, o fracionamento do

anfibólio devido sua formação uralítica. A importância do papel dos feldspatos é testada, correlacionando-se Sr-Ba (Fig. 6b), onde observa-se, a nível geral das amostras em estudo, uma resultante, indicando o fracionamento do clinopiroxênio e, a nível das fácies, o alinhamento de algumas amostras são indicativos do fracionamento combinado de ortoclásio e plagioclásio. Estes aspectos, associados à ausência de importantes vales em K, Sr e Ba, nestas rochas, sugerem que os feldspatos não tenham sido fases em equilíbrio no magma parental e que suas cristaliza-

ções processaram-se após a intrusão, não influenciando no perfil geoquímico da fonte. As evoluções observadas entre Zr-Nb (Fig. 6c) e Ce-Yb (Fig. 6d) evidenciam um modesto fracionamento de anfibólio e mica, e forte de apatita e zircão. A participação da mica no processo é também sugerida pelas correlações positiva Ba-Sr e negativa Rb-Sr, sendo esta reforçada por sua presença na matriz dos sienitos máficos. A participação, mesmo que modesta, de minerais hidratados e a ausência de importante fracionamento de feldspato exigem a presença de um magma

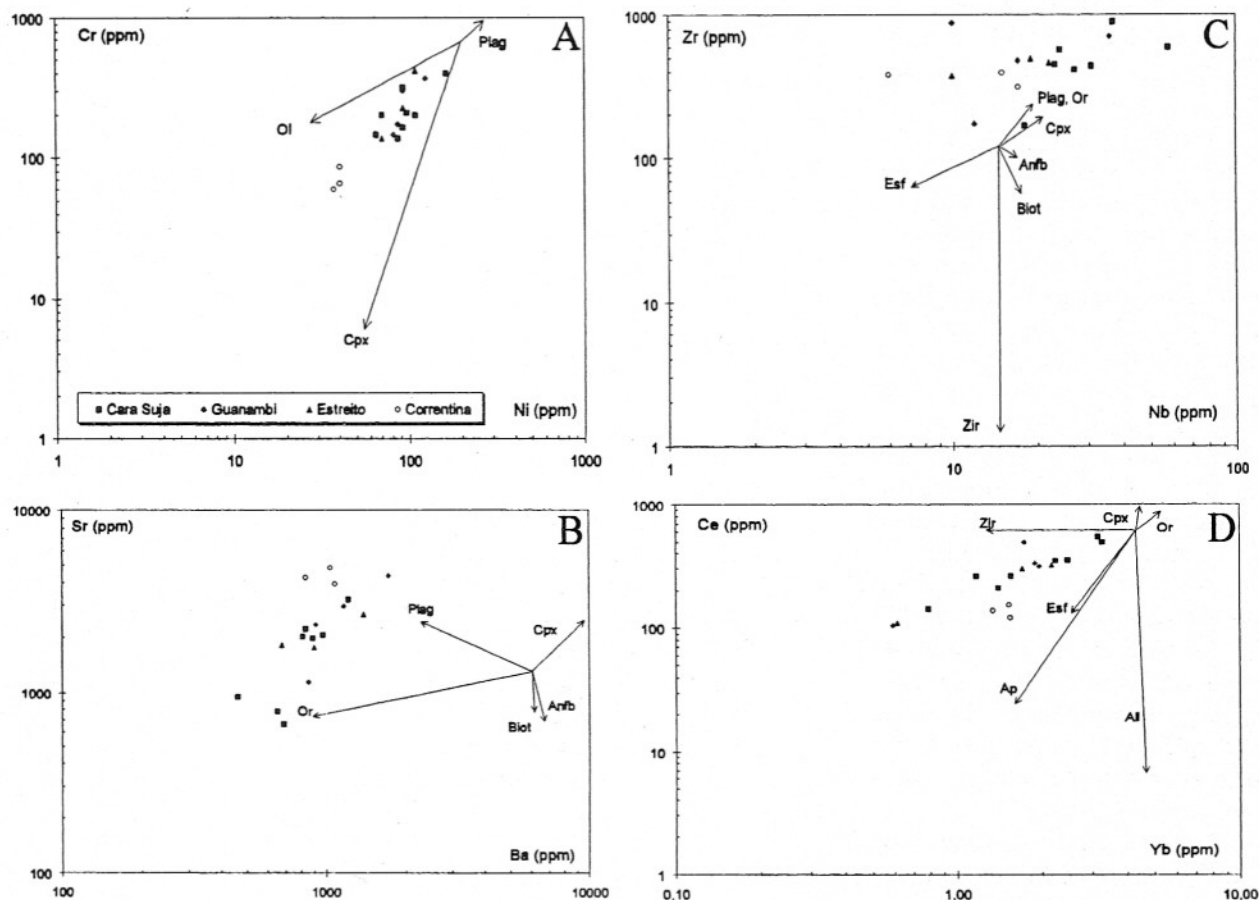


Figura 6 - Diagramas inter-elementos para as rochas do BMSGU apresentando os vetores resultantes do fracionamento dos minerais (Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Plag=plagioclásio, Or=ortoclásio, Biot=biotita, Anfb=Anfibólio, Esf=esfênio, Zir=zircão, Ap=apatita, All=allanita). Utilizou-se para os cálculos a lei de Rayleigh e os Kds, segundo Villemant et al. (1981), Wöner et al. (1983) e Lemarchand et al. (1987).

básico não usual. Outra hipótese que se pode argumentar é que as feições observadas traduzem os efeitos de acumulação. À luz dos dados disponíveis e levando-se em conta as texturas e estruturas observadas em campo, a representatividade da amostragem e as dimensões do BMSGU, parece-nos difícil de argumentar a favor de processo cumulativo de tamanha amplitude.

Os conteúdos dos ETR nas rochas estudadas (Tabela 2, Fig. 7) são relativamente elevados e mostram um acentuado fracionamento dos ETRL ($40 < [La/Nb]_N < 91$), distinto das rochas de Correntina ($[La/Nb]_{\text{médio}} = 31$). A fácies Cara Suja e as rochas de Correntina apresentam moderada anomalia negativa em európio ($Eu/Eu^*]_{\text{médio}} = 0,5$), enquanto que nas outras duas fácies, Guanambi e Estreito, são presentes picos positivos e negativos em Eu, materializando o fracionamento de feldspatos.

As diversas relações inter e multielementares apresentadas, associadas aos conteúdos elevados de potássio, aos baixos valores de titânio ($1,5-0,6 < \%TiO_2$), à ausência de enriquecimento em ferro ($0,13 < mg\# < 0,4$), a moderados valores de alumínio ($12 < \%Al_2O_3 < 19$) e fósforo ($0,07 < \%P_2O_5 < 0,71$), à presença de hiperstênio normativo (1,7-11%) e à dualidade de comportamento alcalino/subalcalino em diversos diagramas são características apontadas por Morrison (1980) para a série shoshonítica.

A presença constante de sienitos máficos com paragéneses do tipo mica-clinopiroxenito e autólitos de igual composição sugerem um magma progenitor litosférico ultrapotássico. A razão inicial Rb/

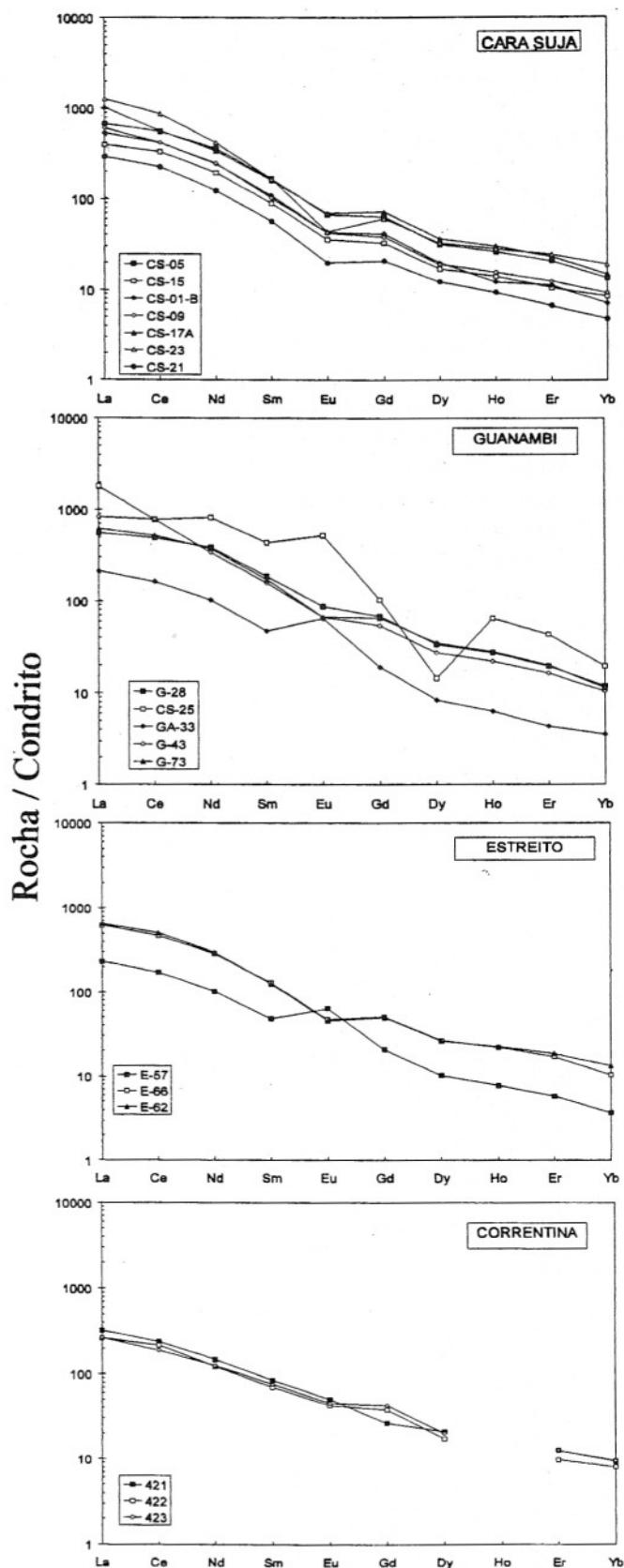


Figura 7 - Espectros dos elementos Terras Raras, normalizados pelos valores condríticos de Evensen et al. (1978).

Sr de 0,70297 aponta a favor de uma fonte litosférica. Associações similares são presentes em diversas suítes potássicas (p.ex. Thompson & Fowler, 1986; Conceição et al., 1995, etc.) e escapam à tipologia clássica da série shoshonítica, como definida por Morrison (1980). Soma-se, ainda, a estes fatos, que estas rochas têm valores relativamente mais elevados de K, Ba, Sr e ETR, quando comparados aos usuais reportados a esta mesma série (p.ex. Lima, 1995). Estas feições podem refletir que magmas ultrapotássicos máficos/ultramáficos, ao se diferenciarem, gerem rochas com assinaturas muito próximas às encontradas na série shoshonítica. Perfis geoquímicos similares têm levado alguns autores a proporem uma afinidade lamprofírica para estas rochas (Thompson & Fowler, 1986; Leat et al., 1988; Janasi, 1992; Laval & Hottin, 1992; Conceição et al., 1995).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados obtidos nesta pesquisa permitiram identificar a presença de rochas potássicas e ultrapotássicas na região oeste do Estado da Bahia e confirmaram a idade de 2 Ga para este plutonismo. Neste contexto, destaca-se a caracterização da existência do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi no sudoeste da Bahia que, devido as suas dimensões (~6000 km²), representa o maior batólito desta natureza no estado.

Os dados sobre a estrutura do BMSGU, mesmo que preliminares, evidenciam: o caráter muito pouco deformado, a presença de intrusões múltiplas e tardias e uma forma ligeira-

mente sigmoidal. Este panorama é indicativo de que estes magmas foram intrusivos em um regime tectônico passivo, onde o ambiente do tipo *pull-apart* é o mais provável. As texturas e estruturas presentes, típicas de fluxo magmático, suportam esta hipótese.

As características geoquímicas principais apresentadas, tanto em termos dos elementos maiores, traço e ETR, são similares às descritas para o magmatismo potássico pós a tardi-orogênico associados a ambientes de subducção. A situação geotectônica e características geoquímicas apresentadas pelo BMSGU (intrusivo em um cinturão móvel Proterozóico Inferior) são similares àquela reportada ao cordão de sienitos do leste da Bahia, que têm a mesma idade. Neste contexto, um traço marcante é que as rochas potássicas proterozóicas baianas apresentam a mesma idade 2 Ga e situam-se nas posições medianas de cinturões móveis transamazônicos. As semelhanças não se limitam, apenas, aos aspectos composicionais e geométricos destes plutonitos, mas estão também presentes no quadro geotectônico regional (terrenos polimetamórficos de alto grau sendo o embasamento e a presença de seqüências vulcanosedimentares adjacentes). No caso do leste da Bahia, as bacias proterozóicas de Jacobina, Mundo Novo e do Rio Itapicuru representam as mais importantes mineralizações de ouro do estado. No sudoeste, as ocorrências de ouro são relacionadas às bacias de Urandi, Riacho de Santana e restos de seqüências vulcanoquímicas. Além destas correlações, chama atenção a presença freqüente de enclaves de sulfetos maciços no BMSGU e as ocorrências de Cr

nos terrenos do embasamento, estruturação esta que lembra àquelas presentes no leste da Bahia (Cu e Cr nos vales da Caraíba e Jacurici, respectivamente). Este panorama regional, associado à presença freqüente de fraturamento tardio (permeabilidade) e veios de fluorita, indicando percolação de fluidos tardios fluorados, associado a presença constante de sulfetos encontrados nestas rochas, reúne as condições propícias para mineralizações de ouro e cobre, segundo Müller & Groves (1995).

A evolução geoquímica apresentada permite sugerir que o principal mecanismo responsável pela estruturação das fácies petrográficas do BMSGU seja a cristalização fracionada, controlada, inicialmente, pelo fracionamento de clinopiroxênio, minerais acessórios, mica, e, posteriormente, feldspatos, embora, em algumas fácies de ocorrência limitada, observe-se feições de mistura. Com relação a origem destes magmas, a presença de enclaves mica-clinopiroxenitos e sienitos máficos, com igual paragênese, são indicativos de que magmas máficos (ultramáfico) potássicos litosféricos participaram da formação destas rochas. Magmas orogênicos desta natureza são, usualmente, atribuídos à fusão parcial de um manto anômalo, com contribuição da placa oceânica subductada.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento desta pesquisa está sendo possível graças aos projetos financiados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral-CBPM (Proj. Petrologia e Implicações Metalogenéticas dos Plutões de Morro do Afonso e Cara Suja),

CNPq (Proj. n° 30.02.00/91-9, Sienitos Proterozóicos do Estado da Bahia), FINEP/PADCT (Proj. n°60.94.0038.01, Operação 4: Petrogênese do Plutonismo Alcalino, In: Cráton de São Francisco na Bahia-Evolução Geodinâmica, Petrogênese e Potencial Metalogênico) e Convênio CNPq/ORSTOM (n° 910144/94-0, Evolução Geodinâmica Precoce do Cráton do São Francisco-Bahia). M.L.S.R. expressa seu agradecimento à CAPES, pela bolsa de doutorado; H.C., ao CNPq e aos colegas César F.N. Martins e Alagoinhas, pelas amostras dos sienitos de Correntina; G.A.S. Leahy, à CAPES, pela bolsa de mestrado; M.M. Paim e E.B. dos Santos, ao PIBIC (Conv. CNPq-UFBA).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAILEY, D.K. (1987) Mantle metasomatism-perspective and prospec. In: Alkaline Igneous Rocks, J.G. FITTON & B.G.J. UPTON (eds.). Geol. Soc. Sp. Pub., **30**:1-13.
- BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; BOROUGH, G.A. (1975) The Pikes Peak batholith, Colorado front range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Prec. Res.*, **2**:97-160.
- BARTON, M. (1979) A comparative study of some minerals occurring in the potassic-rich alkaline rocks of the Leucite Hills, Wyoming, the Vico volcano, western Italy, and the Toro-Ankole region, Uganda. *Neues. Jahrb. Mineral Abhand.*, **137**:113-134.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, **48**:43-55.
- BOGATIKOV, O.A.; KONONOVA, V.A.; PERVOV, V.A.; ZHURAVLEV, D.Z. (1994) Petrogenesis of Mesozoic potassic magmatism of Central Aldam: a Sr-Nd isotopic and geodynamic model. *Int. Geol. Rev.*, **36**:629-644.
- BRITO NEVES, B.B. DE; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R. (1980) Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Textos Básicos, Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, SME, Salvador-BA, **3**:1-101.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. (1982) Nature and origin A-types granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**:184-200.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil). Thèse Doct., Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, França. 395p.
- CONCEIÇÃO, H. (1992) Petrologia dos filões graníticos e sieníticos potássicos do cinturão móvel Salvador-Curaçá. *Geochim. Brasil.*, **6**(1):37-53.
- CONCEIÇÃO, H. (1993) Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá mobile belt (Bahia-Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. Bra. Ci.*, **65**(1):17-32.
- CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D.C.; ROSA, M.L.S. (1995) Petrologia da associação sienito-lamprófito: caso da intrusão de Morro do Afonso (Greenstone belt do rio Itapicuru, Bahia). *Geochim. Brasil.*, **9**(1):91-109.
- CONCEIÇÃO, R.V. (1994) Petrologia dos sienitos potássicos do maciço de Santanópolis e alguns aspectos do seu embasamento granulítico. Dissert. Mestrado, CPG em Geologia-UFBA, 275p.
- CORRIVEAU, L. & GORTON, M. P. (1993) Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**(2):262-279.
- DA SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; THOMPSON, R.N. (1993) Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeira-Salgueiro belt, NE Brazil; a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precam. Res.*, **52**:323-342.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses: Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**(3/4):183-210.
- EDWARDS, C.M.H.; MENZIES, M.A.; THIRLWALL, M.F.; MORRIS, J.D.; LEEMAN, W.P.; HARMON, R.S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser Complex, East Java, Indonesia. *J. Petrol.*, **35**(6):1557-1595.

- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **42**(8):1199-1212.
- FERREIRA V.P. & SIAL, A.N. (1993) Mica piroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magma in Northeastern Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, **65**(1):51-61.
- FERREIRA V.P.; SIAL, A.N.; WHITNEY, J.A. (1992) Imiscibilidade de líquidos como o principal processo magmático na formação de sienitos peralcalinos ultrapotássicos e piroxenitos associados, no Precambriano do nordeste do Brasil. *An. Acad. bras. Ci.*, **64**(4):367-382.
- FOLEY, S. (1992) Petrological characterization of the source components of potassic magmas: Geochemical and experimental constraints. *Lithos*, **28**(3/6):187-204.
- FOLEY, S.F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D.H.; TOSCANI, L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Sci. Rev.*, **24**:81-134.
- FOLEY, S.F. & WHELLER, G.E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chem. Geol.*, **85**(1):1-18.
- GUIMARÃES, I.P. (1989) The petrological evolution and tectonic associations of the Bom Jardim complex, Pernambuco State, NE - Brazil. Thesis of Doctor of Philosophy, University of London, U.K. 424p.
- HIBBARD, M.J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey-USA, 587p.
- HUTTON, D.H.W. (1988) Granite emplacement mechanisms and tectonical controls: Inferences from deformation studies. *Trans. Royal Soc. Edinb.*, **79**:245-255.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, V.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- JANASI, V.A. (1992) Rochas sieníticas e mangerítico-charnoquíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre, MG: aspectos petrológicos. Tese de Doutorado, IGEO-USP, 298p.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; BRITO NEVES, B.B. DE; BARTELS, R.L. (1976) Novos dados geocronológicos sobre o Cráton de São Francisco no Estado da Bahia. XXIX Congr. Bras. Geol., Anais **1**:185-203.
- LAFLÈCHE, M.R.; DUPUY, C.; DOSTAL, J. (1991) Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi Greenstone Belt. *Precam. Res.*, **52**(1/2):71-96.
- LAVAL, M. & HOTTIN, A.M. (1992) The Mlindi ring structure. An example of an ultrapotassic pyroxenite to syenite differentiated complex. *Geol. Rund.*, **81**(3):737-757.
- LEAT, P.T.; THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; TRAYHORN, S.C. (1987) Geodynamic significance of post-Variscan intrusive and extrusive potassic magmatism in SW England. *Trans. Royal Soc. Edinb.*, **77**:349-360.
- LEAT, P.T.; THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; DICKIN, A.P. (1988) Silicic magmas derived by fractional crystallization from Miocene minette, Elkhead Mountains, Colorado. *Mineral. Mag.*, **52**(2):577-585.
- LEMARCHAND, F.; VILLEMANT, B.; CLAS, G. (1987) Trace elements distribution coefficients in alkali basalt series. *Geochim. Cosmoch. Acta*. **51**:1071-1082.
- LIMA, E. (1995) Petrologia das rochas vulcânicas e hipabissais da associação shoshonítica de Lavras do Sul-ASLS, RS. Tese de Doutorado, CPGG-UFRGS, 338p.
- MASCARENHAS, J. de F. (1979) Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (Ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos*, SME/CPM, **2**:57-157.
- MASCARENHAS, J. de F. & GARCIA, T.W. (1987) Texto explicativo do Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais da Bahia (ed.). 189p.
- MENZIES, M. (1987) Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. In: *Alkaline Igneous Rocks*, J.G. FITTON & B.G.J. UPTON (eds.). *Geol. Soc. Sp. Pub.*, **30**:15-27.
- McKENZIE, D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **95**(1/2):53-72.
- MORAES, L.C.; MARTINS, A.A.; SAMPAIO, A.R.; GIL, C.A.A.; FILHO, E.L.A.; ARCANJO, J.B.; BINA, R.O.C.; MELO, R.C.; OLIVEIRA, R.B.D'A.; MARGALHO, R.S.F.X., (1980) Projeto Brumado Caetitê, Relatório Final-Fase 1, 9 vols.
- MORRISON, G. W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**(1):98-108.

- MÜLLER, D. & GROVES, D.I. (1995) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Lecture notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 210p.
- OLIVEIRA, O.M.C. DE (1995) Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do maciço sienítico de Anurí, Sul da Bahia. Dissert. Mestrado, CPG em Geologia-UFBA, 171p.
- PAIM, M.M.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H. (1995) Petrografia da intrusão de Cara Suja. 47º Reun. Anual da SBPC, Anais 2:431.
- PORTELA, A.C.P.; MARCHETTO, C.M.L.; SANTOS, E.L.; MENEGUESO, G.; STEIN, J.H.; MOUTINHO DA COSTA, L.A.; BATISTA, M.B.; MOSSMANA, R.; SILVA, W.G. (1976) Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. Relatório Final, MME-DNPM, Convênio DNPM-CPRM, Fase Final, Fase V, Texto, 1a:557p.
- RADAMBRASIL (1982) Projeto Radambrasil. Programa de Integração Nacional, Levantamento de Recursos Naturais. Folha SD-23-Brasília, MME-SG, Brasília, 29:660p.
- RINGWOOD, A.E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, **82**(3/4):187-207.
- ROSA, M.L.S. (1994) Magmatismo shoshonítico e ultrapotássico no sul do cinturão móvel Salvador-Curaçá, maciço de São Félix: geologia, mineralogia e geoquímica. Dissert. Mestrado, CPG em Geologia-UFBA, 241p.
- ROSA, M.L.S. & CONCEIÇÃO, H. (1995) Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do maciço sienítico de São Félix-Bahia. *Geoch. Bras.*, **9**(2):201-219.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M.M. (1995) Batólito monzo-sienítico Guanambi-Urandi (Oeste da Bahia): Geologia. XV Simp. Geol. Nordeste, Bol. **14**(1):297-300.
- SMITH, I.E.M.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W.; EGGLETON, R.A. (1988) Fractionation in zoned monzonite pluton: Mount Dromedary, southeastern Australia. *Geol. Mag.*, **125**:273-284.
- SILVEIRA, W. P. (1994) A geologia da seqüência vulcanossedimentar de Riacho de Santana. XXXVIII Congr. Bras. Geol. Camboriú-SC., Bol. res. Exp. **2**:91-93.
- TÁVORA, F.J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1967) Determinações de idade potássio/argônio em rochas da região central da Bahia. XXI Congr. Bras. Geo., Anais:234-244.
- THOMPSON, R.N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scot. J. Geol.*, **18**:49-107.
- THOMPSON, R.N. & FOWLER, M.B., (1986) Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**(4):507-522.
- VARNE, R. (1985) Ancient subcontinental mantle: a source for K-rich orogenic volcanics. *Geology*, **13**(6):405-408.
- VILLEMANT, B.; JAFFREZIC, H.; JORON, J.-L.; TREUIL, M. (1981) Distribution coefficients in the basalt series of Chaîne de Puys (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta.* **45**(11):1997-2016.
- WICKHAM, S.M.; LITVINOVSKY, B.A.; ZANVILEVICH, A.N.; BINDEMAN, I.N. (1994) Batholithic, K-rich silicic magmatism in East-Central Asia: Evidence for mantle source for progressive regional crustal potassium enrichment. *Mineral. Mag.*, **58A**:969-704.
- WICKHAM, S.M.; LIVINOVSKY, B.A.; ZANVILEVICH, A.N.; BINDEMAN, I.N. (1995) Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: A key constraint on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization. *J. Geoph. Res.* **100**(B8):15641-15654.
- WIEDEMANN, C.M. (1993) The evolution of the Early Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of Coastal Mobile Belt, in the State of Espírito Santo, Eastern Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, **65**(1):163-181.
- WÖRNER, G.; BEUSEN, J.-M.; DUCHATEAU, N.; GIJBELS, R.; SCHIMINCKE, H.-U. (1983) Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher See Volcano (Germany). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**(2/3):152-173.
- WYLLIE, P.J. (1984) Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magmas sources and products. *Phil. Trans. Royal. Soc. London*, **A310**:699-704.
- ZHAO, J.-X.; SHIRAIISHI, K.; ELLIS, D.J.; SHERATON, J.W. (1995) Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications for the origin of syenitic magmas. *Geochim. Cosmoch. Acta.* **59**(7):1363-1382.