GEOLOGIA, PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO TRONDHJEMÍTICO NORDESTINA, NÚCLEO SERRINHA, NORDESTE DA BAHIA

**BASÍLIO E. CRUZ FILHO^{1,2}, HERBET CONCEIÇÃO^{1,2}, DÉBORA CORREIA RIOS^{1,2},
MARIA DE LOURDES DA SILVA ROSA^{1,2,3}, MOACYR MOURA MARINHO^{1,2,4}**

Abstract *GEOLOGY, PETROGRAPHY AND LITOGEOCHEMISTRY OF THE TRONDHJEMITIC NORDESTINA BATHOLITH, SERRINHA NUCLEUS, NORTHEASTERN OF THE BAHIA-BRAZIL* The Nordestina Batholith (NB; 720 km²) is a Paleoproterozoic (2.1 Ga) intrusion located in the central part of Serrinha Nucleus, Bahia, Brazil. It intrudes the gneissic-migmatitic Archean basement and the volcano sedimentary sequences of the Rio Itapicuru Greenstone Belt. Its north-south elongated shape, associated with its concentric magmatic foliation, which become more intense toward the border, is interpreted as a result of a syn-tectonic emplacement and correlated with the compressional Transamazonian event responsible for the closure of the Rio Itapicuru Basin. In this trondhjemitic batholith there are two predominant lithologies: (i) medium-grained phaneritic rocks; and (ii) porphyritic rocks, the latter limited to the central portion of the massif. Granitic dykes and dioritic enclaves are subordinate features of this batholith. The studied trondhjemitic rocks show a narrow range of SiO₂ contents (68-72 wt. %), low FeO, MgO and TiO₂, high Al₂O₃ (15-17 wt. %), fractionated REE patterns, weak and variable Eu anomalies, and La and Yb contents similar to those reported for the Archean trondhjemites of East Finland. Major and trace element petrogenetic modelling for the NB allows explaining the porphyritic facies as a result of fractional crystallization of from magmas compositionally similar to the borders unit. Correlation with available data from Serrinha Nucleus bibliography indicates that this trondhjemitic magma is correlated with the calc-alkaline volcanism of the Rio Itapicuru Greenstone Belt, and the result of partial melting of a Paleoproterozoic subducted ocean slab.

Keywords: *Serrinha Nucleus, Nordestina Batholith, trondhjemitic.*

Resumo O Batólito de Nordestina (720 km²), localizado na parte central do Núcleo Serrinha, leste do Estado da Bahia, é uma intrusão paleoproterozóica (2,1 Ga) colocada na interface tectônica entre os terrenos gnaissico-migmatíticos arqueanos e as unidades vulcanossedimentares do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru. A forma alongada NS deste batólito, associada à presença de foliação magmática concêntrica que se intensifica em direção a sua periferia, é interpretada como produzida por uma colocação sintectônica, correlacionável ao evento compressional transamazônico responsável pelo fechamento da bacia Rio Itapicuru. Este batólito trondhjemítico é constituído por dois conjuntos litológicos predominantes: um com textura fanerítica e outro com textura porfírica limitado a sua porção central. Diques graníticos e enclaves dioríticos ocorrem de forma subordinada no batólito. As rochas trondhjêmíticas estudadas apresentam estreita variação de SiO₂ (68-72%), baixos conteúdos de FeO, MgO e TiO₂, altos percentuais de Al₂O₃ (15-17%), espectros de ETR fracionados, fracas e variáveis anomalias em Eu, e conteúdos de La e Yb similares aos trondhjemitos arqueanos da Finlândia. Os modelamentos petrogenéticos efetuados permitiram explicar a formação dos trondhjemitos porfíricos do centro do batólito a partir da cristalização fracionada de magmas com composição similares aos da borda do corpo, formando como cumulos dioritos. Os dados obtidos neste estudo, quando correlacionados aos disponíveis na bibliografia sobre o Núcleo Serrinha, permitem inferir que o magmatismo trondhjemítico representa o produto da fusão parcial de placa oceânica paleoproterozóica e seja correlacionável aos termos sódicos do vulcanismo cálcio-alcálico do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

Palavras-chave: Núcleo Serrinha, Batólito Nordestina, trondhjemitico.

INTRODUÇÃO Tonalitos e trondhjemitos são importantes constituintes da crosta continental e, de acordo com Barker (1979), ocorrem largamente: em terrenos de gnaisses cinzas arqueanos; nas periferias de *greenstones belts* arqueanos; e em margens continentais proterozóicas e paleozóicas.

O entendimento da origem de trondhjemitos é, portanto, essencial para a compreensão dos processos petrogenéticos e geodinâmicos envolvidos na formação das crostas continentais. Por outro lado, a diminuição expressiva do volume de magmas

trondhjêmíticos nos períodos geológicos pós-arqueanos revela que existiram importantes mudanças físico-químicas nas fusões mantélicas (Arth *et al.* 1978).

No Estado da Bahia (Fig. 1A), as ocorrências de trondhjemitos têm se limitado ao período Arqueano, no interior de núcleos gnaissico-migmatíticos antigos (Marinho 1991, Santos Pinto 1996, Martin *et al.* 1997, Bastos Leal *et al.* 1998), ou como maciços retrabalhados nos cinturões móveis paleoproterozóicos (Pinho 2000). As primeiras ocorrências, com idades entre 3,4-3,2 Ga, são

1 - Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral – IG/UFBA, Rua Caetano Moura 123, CEP: 40210-340, Salvador-Bahia, Brasil, (e-mails: basilio@ufba.br, herbet@cpogg.ufba.br, debora@cpogg.ufba.br, lourdes@cpogg.ufba.br)

2 - Curso de Pós-Graduação em Geologia

3 - Pesquisadora do CNPq

4 - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM, 4ª AV. CAB, CEP: 41745-000, Salvador-Bahia (cbpmdt@cbpm.com.br)

interpretadas como fragmentos relativamente preservados de crosta arqueana continental (e.g. Martin *et al.* 1997), enquanto aquelas que ocorrem nos cinturões móveis carecem ainda de informações para a compreensão exata de seu significado. Estudos recentes realizados no Núcleo Serrinha identificaram a existência de intrusões paleoproterozóicas de natureza trondhjemitica (Cruz Filho 2000, Rios 2002).

Este trabalho tem por objetivo apresentar e discutir os dados geológicos, petrográficos e litogeoquímicos do Batólito Nordestina, que constitui a intrusão trondhjemitica mais expressiva do leste do Estado da Bahia.

GEOLOGIA REGIONAL. O Batólito Nordestina (BN), objeto deste estudo, localiza-se no Núcleo Serrinha (NSr). Este núcleo (Fig. 1A) representa uma das unidades geotectônicas (ou continentes) arqueanas de natureza gnáissico-migmatítica, circundadas por cinturões móveis granulíticos paleoproterozóicos (Mascarenhas 1979) integrantes do embasamento do Cráton do São Francisco (Almeida 1977). O NSr (Fig. 1B) é limitado a oeste pelos terrenos granulíticos do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, através de falhas de cavalgamento e, a leste, encontra-se recoberto por metassedimentos neoproterozóicos e fanerozóicos.

O NSr ocupa uma área de aproximadamente 21.000 km², sendo constituído por terrenos do tipo granito-*greenstone*, que podem ser subdivididos em três conjuntos litológicos principais: i) embasamento gnáissico-migmatítico; ii) seqüências vulcanossedimentares; e iii) volumosa granitogênese que corta as unidades anteriores.

De uma forma geral as rochas do embasamento do NSr são descritas como um complexo gnáissico-migmatítico arqueano, de composição essencialmente granítica, com presença ocasional de rochas básicas, ultrabásicas e cálcio-silicáticas, estando todas estas litologias metamorizadas nas condições da Fácies Anfibolito (Bruni *et al.* 1983, Seixas 1985, Melo 1991). Embora vários autores tenham apresentado propostas de subdivisões para estes terrenos gnáissico-migmatíticos do NSr (e.g. Inda *et al.* 1976, Melo 1991, Oliveira 1993), não existem até o momento informações geológicas e geocronológicas suficientes para individualizá-los cartograficamente. Os dados geocronológicos disponíveis (3,1-2,7 Ga (Rb-Sr) - Mascarenhas & Garcia 1987; 3,13-2,05 Ga (SHRIMP) Cordani *et al.* 1999; 3,6-3,1 Ga (U-Pb em monozircão) Rios *et al.* 2002) confirmam tratar-se de terrenos arqueanos. Todavia, idades de 2,0 Ga obtidas em anfibólitos pelo método K-Ar (Brito Neves *et al.* 1980) e em zircões metamórficos pelo método U-Pb (Rios 2002) em anfibólitos são interpretadas como expressão de metamorfismo transamazônico.

O Grupo Capim, situado no setor norte-nordeste do NSr, ocupa uma área de cerca de 130 km² (Fig. 1B). Neste grupo predominam rochas máficas na base seguidas por vulcânicas ácidas e vulcanoclásticas (Winge 1984). A presença de metacherts, sulfetos e carbonatos ocorrendo de forma ampla nos terrenos deste grupo apontam, segundo Winge (1984), para um ambiente predominantemente marinho. A presença de vulcanismo basáltico toleítico e ácido cálcio-alcálico conduziu Winge (1984) a relacionar estas rochas a um ambiente *back-arc*. Oliveira *et al.* (1998, 1999) apresentam idades de 2,30 a 2,14 Ga para as rochas félsicas e estabelecem o intervalo de 2,7 a 2,5 Ga para a cristalização das rochas básicas deste grupo. Estes dados evidenciam que o magmatismo máfico toleítico do Grupo Capim é arqueano e o félsico, cálcio-alcálico, é paleoproterozóico e contemporâneo ao presente no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, descrito a seguir.

Figura 1 - (A) Localização do setor estudado no Estado da Bahia apresentando em cinza os núcleos arqueanos e em branco os cinturões móveis paleoproterozóicos. As linhas tracejadas marcam a zona de influência dos cinturões neoproterozóicos. (B) Mapa geológico simplificado do Núcleo Serrinha apresentando a proposta de Rios *et al.* (1998) para a sucessão estratigráfica da granitogênese neste núcleo. Legenda: 1. Vilas; 2. Cidades; 3. Falhas de empurrão; 4. Falhas e fraturas; 5. Coberturas; 6. Granito tipo G5; 7. Granito tipo G4; 8. Granito tipo G3; 9. Granito tipo G2; 10. Granito tipo G1; 11. Grupo Capim (GC) e GBRI; 12. Anfibólitos; 13. Embasamento gnáissico-migmatítico; 14. Cinturão Móvel Salvador-Curaçá.

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI), localizado na porção meridional do NSr (Fig. 1B), tem estrutura alongada na direção Norte-Sul, e cerca de 170 km de extensão por 15 km de largura. Segundo Silva (1992a) o GBRI corresponde a uma bacia vulcânica do tipo *back-arc*. Ele foi subdividido em três domínios litológicos distintos por Kishida (1979) e Silva (1983): vulcânico-máfico, ocupando a base do empilhamento vulcânico; vulcânico-félsico, na

porção intermediária; e sedimentar, no topo. O domínio vulcânico máfico, com idade Pb-Pb em rocha total de 2.209 ± 60 Ma (Silva 1992b) e idade modelo T_{DM} de 2,2 Ga (Silva 1996), é constituído essencialmente por basaltos de natureza toleítica, exibindo litogeoquímica semelhante aos toleítos dos assoalhos oceânicos recentes (Silva 1992a). O domínio vulcânico-félsico é constituído por andesitos e dacitos que exibem assinatura litogeoquímica semelhante à reportada para as rochas cálcio-alcálicas de margem continental (Silva 1992a). As seguintes idades absolutas são disponíveis para o vulcanismo félsico: Rb-Sr de 2.089 ± 85 Ma ($R_i=0,7016 \pm 0,0013$; $MSWD=0,95$; $n=5$; Brito Neves et al. 1980), Pb-Pb em rocha total de 2.170 ± 80 Ma e a idade modelo T_{DM} de 2,1 Ga (Silva 1992b). O domínio sedimentar é formado por espessos pacotes de psamitos, psefitos e pelitos, além de *cherts* e formações ferríferas bandadas. Silva (1996) encontrou para este domínio sedimentar uma idade modelo T_{DM} de 2,0 Ga.

Os granitos são amplamente distribuídos no NSr (Fig. 1B) e os dados geológicos, petrológicos e geocronológicos obtidos por Matos & Conceição (1993), Rios et al. (1998, 2000) e Rios (2002) permitem individualizar 5 grupos distintos: Granitos tipo G1 (tonalitos-granodioritos com afinidade com suítes TTG), Granitos tipo G2 (granodioritos cálcio-alcálicos de médio K), Granitos tipo G3 (granodioritos e trondjemitos), Granitos tipo G4 (sienitos-lamprófiros e monzonitos, que representam suítes ultrapotássicas e shoshoníticas, respectivamente) e os Granitos tipo G5 (monzogranitos potássicos). Matos & Conceição (1993) advogam que esta granitogênese registra diferentes fases de deformações que afetaram o GBRI e seu embasamento. Assim, estes mesmos autores consideraram os três primeiros conjuntos graníticos como pré a sin-tectônicos, com os registros deformacionais diminuindo de G1 para G3, enquanto os dois últimos grupos (G4 e G5) foram classificados como tarde a pós-tectônicos, apresentando pouca ou nenhuma deformação. Os granitos arqueanos (G1) com idade variando de 3.100-2.700 Ma (Rios et al. 2000, Rios 2002) exibem afinidades com suítes TTGs e formam corpos com geometria oval, alongada na direção norte-sul, e com uma ampla distribuição dentro do embasamento arqueano gnáissico-migmatítico do NSr. Os granitos G2 (2.300-2.150 Ma - Rios et al. 2000) e G3 (2.100 Ma - Alves da Silva 1994, Rios et al. 2000) intrudem as rochas do GBRI, têm geoquímica cálcio-alcálica e estruturalmente estão classificados como sin-tectônicos à fase compressional E-W, atribuída ao fechamento da bacia Itapicuru por Alves da Silva (1994). Segundo Silva (1991) a litogeoquímica destes granitos é comparável à das rochas vulcânicas cálcio-alcálicas do GBRI, cuja idade é de 2.170 ± 80 Ma. Os granitos tipo G3 apresentam bordas gnaissificadas e centros isotrópicos com estruturas magmáticas preservadas e as suas formas são menos alongadas quando comparadas com as formas do tipo G2. Os corpos do grupo tarde/pós-tectônico (G4 e G5), apresentam foliações ígneas discordantes do *trend* regional. A colocação destes corpos não parece ser separada por um grande intervalo de tempo do grupo sin-tectônico. O grupo G4 (2.105-2.060 Ma - Nascimento 1996, Rios et al. 1998, 2000) é composto por rochas potássicas a ultrapotássicas enriquecidas em LREE com texturas fanerítica grossa e porfirítica, enquanto os granitos G5 (2.070 ± 10 Ma - Rios et al. 2000, Rios 2002) correspondem a granitos potássicos cinzas, equigranulares e isotrópicos, de textura fanerítica fina a média. Os dados litogeoquímicos disponíveis sobre estas rochas graníticas e vulcânicas do NSr evidenciam afinidade orogênica, do tipo arco vulcânico (Fig. 2). Nas rochas graníticas observa-se uma evolução litogeoquímica de magmatismo intra-placa nos termos plutônicos ultrapotássicos (Fig. 2).

Figura 2 - Diagrama discriminante Rb versus (Y + Nb) de Pearce (1996) para granitos aplicado as rochas do Batólito de Nordestina. Campos: granitos sin- e pós- colisionais (syn -COLG and post-COLG), granitos intraplaca (WPG), granitos de arco vulcânico (VAG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). Em cinza, campos dos granitos do Núcleo Serrinha segundo Conceição et al. (2000). Símbolos: FFM (Fácies Fanerítica Média), FP (Fácies Porfirítica), DT (Diques Trondjemíticos), DG (Diques Granodioríticos), AND, GBRI (Andesitos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, dados de Silva 1987).

ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO BATÓLITO NORDESTINA

O Batólito Nordestina está encaixado na interface tectônica entre o GBRI e o embasamento gnáissico-migmatítico (Fig. 3). Este batólito tem forma ligeiramente elipsoidal alongada segundo o *trend* N-S e possui uma área de aproximadamente 720 km². A determinação radiométrica existente pelo método ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em monozircão forneceu a idade mínima de 2.100 ± 10 Ma para sua cristalização (Alves da Silva 1994). As relações de contato entre o BN e as rochas metavulcânicas básicas do GBRI são em grande parte capeadas por uma cobertura areno-argilosa. Todavia, são perceptíveis os efeitos térmicos provocados quando da intrusão do BN nas metamáficas do GBRI, gerando um metamorfismo de contato que chega a atingir condições hornblenda-hornfels (Matos & Conceição 1993). As rochas do centro do BN são levemente anisotrópicas o que se materializa pela orientação dos prismas de plagioclásio e hornblenda. A presença de quartzo arredondado nestas rochas foi interpretada por Cruz Filho (2000) como evidência do caráter magmático da foliação das rochas do BN. Em direção às margens do batólito, a foliação magmática é gradualmente superposta por uma foliação tectônica de alta temperatura, gerando estrutura gnáissica e, algumas vezes, milonitos. De uma forma geral, os planos destas foliações tendem a ser concêntricos com a geometria do batólito (Alves da Silva 1994) e, ao mesmo tempo, parecem respeitar a foliação regional N-S do NSr (Fig. 3). Em campo, os gnaisses de borda do BN e os gnaisses do embasamento do

NSr diferem pela presença de fortes foliações, dobramentos e abundantes níveis anfibolíticos neste último. Com base nas informações obtidas nos trabalhos de campo, foi possível identificar quatro conjuntos litológicos, confirmados e caracterizados pelos estudos petrográficos (discutidos a seguir), que foram nomeados de: Fácies Fanerítica Média (FFM), Fácies Porfírica (FP), enclaves e diques. A FFM abrange cerca de 70% da área aflorante do BN (Fig. 3) e tende a mostrar diminuição no tamanho dos cristais em direção às margens do corpo. A FP, menos expressiva, situa-se na parte central do maciço e (Fig. 3) possui fenocristais de plagioclásio imersos numa matriz com aparência similar às rochas da FFM. As relações de contato entre estas duas litologias são transicionais e marcadas pelo aumento no tamanho e na abundância dos fenocristais de plagioclásio em direção ao centro do corpo.

Os enclaves dioríticos presentes no BN apresentam tamanhos variando desde centimétricos até hectométricos. Estes enclaves têm formas alongadas e encontram-se paralelizados à foliação magmática presente no batólito. Os enclaves centimétricos são frequentes e bem distribuídos no maciço, enquanto que os maiores se concentram na parte sul do batólito (Fig. 3), onde existem fortes anomalias magnéticas (Lima *et al.* 1982).

O BN é cortado por diques distribuídos principalmente próximos às suas bordas. Estes diques são geralmente corpos tabulares verticais a subverticais, paralelos a subparalelos à foliação geral do BN. Eles têm limites bem definidos, exibindo contatos retos a suavemente sinuosos. Suas espessuras variam entre 25 a 40 cm e existem pelo menos três grupos: os de cor cinza, branca e os pegmatíticos. Constata-se em alguns afloramentos que os diques de cor branca podem alcançar até 2m de espessura, e que, localizadamente, incorporam enclaves de dique cinza.

Dois tipos de intrusões transectam as rochas do BN (Fig. 3). Na sua porção noroeste tem-se a intrusão monzonítica de Cansanção (Mascarenhas *et al.* 1975), com cerca de 24 km² e com idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em monozircão de 2.105 ± 3 Ma (Rios *et al.* 1998, 2000, Rios 2002), e a nordeste o maciço granodiorítico Maravilha, de natureza cálcio-alcalina de alto-K e com idade U/Pb em monozircão de 2.068 ± 1 Ma (Rios 2002).

PETROGRAFIA E CLASSIFICAÇÃO O estudo petrográfico visando caracterizar as rochas do BN foi realizado em 33 amostras. Estas amostras foram nomeadas seguindo-se as recomendações da IUGS (Le Maître *et al.* 1989) e de acordo com estes critérios elas são trondhjemiticas, ou seja: tonalitos com o índice de cor menor que 10% (Fig. 4).

As rochas da FFM são inequigranulares e suas granulações variam de média (1-5 mm) a grossa (5-30 mm). Estas rochas são constituídas essencialmente por oligoclásio (11 a 16 % An), quartzo e biotita. Ocasionalmente são observados cristais de hornblenda (< 3 % do volume modal). Os cristais de oligoclásio são subédricos a anédricos, geralmente estão geminados segundo as leis albite e albite-Carlsbad e, com frequência, exibem zoneamento composicional múltiplo e concêntrico, sendo estas zonas composicionais distintas sempre paralelas às faces cristalinas. Os cristais de quartzo são anédricos, equidimensionais, e seus contatos são definidos pelas faces dos cristais de feldspatos. Eles exibem extinção ondulante com intensidade e formas variadas. Os cristais de biotita apresentam cor variando de verde a marrom, são subédricos e mostram-se relativamente ricos em inclusões de titanita. A microclina, que pode estar ausente em algumas amostras das bordas, aumenta em abundância em direção ao centro do batólito, entretanto nunca excede a 6 % do volume modal, tem

Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Batólito Nordestina, mostrando a localização das amostras (modificado de Cruz Filho 2000). Legenda: 1. Estradas; 2. Cidades; 3. Rio; 4. Afloramentos visitados; 5. Amostras com química; 6. Traço axial de dobra; 7. Falhas e Fraturas; 8. Foliação; 9. Lineação geológica; 10. Contato; 11. Diques; 12. Corpo estudado: (a) Fácies fanerítica média, (b) Fácies porfírica; 13. Outros granitos paleoproterozóicos; 14. GBRI; 15. Embasamento: (a) gnáissico-migmatítico; (b) leitos anfibolíticos.

sempre forma anédrica e ocupa os interstícios entre os minerais descritos anteriormente. A hornblenda é subédrica a anédrica e possui pleocroísmo em tons de verde. Os minerais acessórios comuns nestas rochas são: apatita, zircão, titanita e ocasionalmente allanita. É digno de nota que, algumas vezes, os cristais de zircão e allanita estão zonados. Esporadicamente observa-se que os cristais de plagioclásio alteram-se para saussurita e que a biotita está parcialmente cloritizada.

As rochas da FP apresentam a mesma mineralogia e textura descritas para as rochas da fácies anterior. Todavia, destacam-se pela textura porfírica gerada pela presença dos fenocristais de oligoclásio (13-14 % An). Estes fenocristais exibem tamanhos variando de 2 até 4 cm, sobressaindo-se na matriz fanerítica média, e

Figura 4 - [A] Diagrama modal Q-A-P mostrando a localização das amostras do Batólito de Nordestina de acordo com a classificação de Streckeisen (1976). T = tonalitos, Gd = granodioritos, e G = granitos. O diagrama Q-A-P também mostra trends típicos de diferenciação de Lameyre & Bowden (1982) para algumas séries de magmáticas: toleítica (TH), cálcio-alcalino de baixo K_2O (a) e cálcio-alcalino de médio K_2O (b). [B] Diagrama modal Q-A+P-M mostrando a localização das amostras do Batólito de Nordestina de acordo com a classificação de Le Maître et al. (1989). Símbolos: FFM (Fácies Fanerítica Média), FP (Fácies Porfirítica), DT (Dique Trondhjemitico), DG (Dique Granodiorítico).

perfazem até 10% do volume das rochas estudadas.

Ao se relacionar os dados modais obtidos nas amostras do BN com as evoluções modais das séries magmáticas clássicas (Fig. 4), constata-se que eles se superpõem ao trend trondhjemitico, sem contudo apresentar os usuais membros menos diferenciados (gabros e mela-tonalitos).

Os enclaves dioríticos são equigranulares e de granulação média a grossa. Estas rochas são constituídas por andesina (32%An), hornblenda verde e Ti-magnetita. Quartzo, titanita, apatita, zircão e allanita são acessórios.

Os diques no BN ocorrem em duas populações distintas: os de cor cinza correspondem a trondhjemitos enquanto os de cor branca são granodioríticos (Fig. 4). Os diques trondhjemiticos têm textura hipidiomórfica e porfirítica. Os fenocristais de oligoclásio (16% An) e os agregados de quartzo e de biotita estão imersos em matriz fina constituída por quartzo, microclina, oligoclásio (16% An) e biotita, tendo como acessórios apatita, zircão e titanita. Os diques de granodiorito têm textura inequigranular, fanerítica fina, levemente anisotrópica, sendo constituídos por oligoclásio (16% An), quartzo, biotita, microclina e acessórios (zircão, apatita e titanita).

PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS Um total de 21 amostras representativas do BN foram selecionadas para a realização de análises químicas para os elementos maiores e alguns menores e

traços. Em 19 destas amostras foram dosados elementos terras raras. As análises foram efetuadas nos laboratórios do consórcio Geosol Lakefield Ltda. As determinações dos elementos químicos foram efetuadas por: fluorescência de raios-X (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, P, Mn, Cl e S), absorção atômica (Na, K, Co, Cr, Cu, Ni e Pb) e ICP-AES (Elementos Terras Raras - ETR). O FeO foi dosado por titulometria, o F por eletrodo de íon específico, o CO_2 pela medida do gás evoluído, e a perda ao fogo (PF) por calcinação a 1000 °C a peso constante.

RESULTADOS LITOGEOQUÍMICOS E DISCUSSÕES As tabelas com resultados analíticos das amostras estudadas e com as simulações efetuadas no modelamento geoquímico podem ser disponibilizadas aos interessados via e-mail, pelo autores, em arquivos PDF.

Elementos maiores As rochas do BN no diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connor (1965) com campos definidos por Barker (1979) posicionam-se no domínio dos trondhjemitos (Fig. 5A), exceto a amostra 1864 que corresponde ao dique de composição granodiorítica, e que se posiciona no campo dos granitos. No diagrama AFM (Fig. 5B) as rochas do BN colocam-se sobre a linha evolutiva da suíte trondhjemitica da Finlândia, estudada por Arth et al. (1978), localizando-se na região dos seus termos mais diferenciados. Dois conjuntos distintos aparecem no diagrama AFM (Fig. 5B), um menos evoluído que reúne rochas da FFM e do dique trondhjemitico e outro mais evoluído que agrupa as rochas da FP. Nota-se ainda que o dique granodiorítico destaca-se das outras rochas analisadas situando-se no extremo mais próximo do pólo A.

As rochas do BN apresentam estreita variação nos conteúdos de SiO_2 (68-72 %), são metaluminosas a levemente peraluminosas ($A/CNK < 1,1$; Fig. 6), exibem baixos valores de $mg\#$ (0,3-0,4) e do somatório de $Fe_2O_3^* + MgO + MnO + TiO_2$ (<4,52 %). Estes dados traduzem o alto grau de fracionamento das rochas deste batólito. Os conteúdos de Al_2O_3 situam-se entre 15 e 17 %, o que permite classificar o BN como pertencente ao grupo dos trondhjemitos de alto-Al ($Al_2O_3 > 15\%$ para $SiO_2 \approx 70\%$) segundo a classificação de Barker & Arth (1976). É baixa a razão K_2O/Na_2O (0,21 e 0,43). Estes dados mostram que as amostras estudadas possuem composições químicas similares àquelas estabelecidas por Barker (1979) para rochas trondhjemiticas.

Os dois diques analisados (amostras 1863 e 1864) apresentam composições químicas distintas. O dique trondhjemitico (amostra 1863, $SiO_2 = 68,9$) exibe composição similar à amostra menos diferenciada da FFM (amostra 1406), sugerindo a cogeneticidade entre este dique e o corpo principal. Todavia, o dique granodiorítico (amostra 1864) representa a rocha mais evoluída (73,8 % SiO_2 , $mg\# = 0,18$, $TiO_2 = 0,05$ %, $K_2O/Na_2O = 0,69$) dentre as estudadas no BN, não sendo evidente sua relação genética com as rochas descritas anteriormente.

Em diagramas de SiO_2 versus alguns dos óxidos dosados (Fig. 7) constata-se a presença de correlações negativas, mais ou menos definidas, exceto para o K_2O , que é positiva. Evidencia-se ainda que as rochas da FP, quando comparadas às da FFM, apresentam menores conteúdos de Fe_2O_3 , TiO_2 e CaO e maiores de K_2O . Este fato, aliado às informações geológicas e petrográficas, corroboram que as rochas da FP são mais diferenciadas do que as rochas da FFM. Por outro lado, a evolução negativa para os óxidos de Na, Ca e Al indica que o fracionamento de plagioclásio teve um papel importante na geração das rochas do BN.

Figura 5 - [A] Triângulo normativo An-Ab-Or (O'Connor, 1965) com campos de Barker (1979). To, tonalito; Tdh, trondhjemitos; Gd, granodiorito; Gr, granito. [B] Diagrama A-F-M (A = Na₂O + K₂O; F = FeO + Fe₂O₃; Mg = MgO). Os campos são de Kuno (1968). Th, toleítico; CA, cálcio-alcalino. A linha Tdh corresponde a tendência de diferenciação da suíte trondhjêmica clássica do sudoeste da Finlândia (Barker & Arth, 1976). Os símbolos são os mesmos da Figura 2.

Figura 6 - Diagrama de saturação de alumínio para o Batólito de Nordestina (após Maniar & Piccoli 1989) baseado no índice de Shand. Os símbolos são os mesmos da figura 4.

Elementos-traço As rochas do BN apresentam baixos conteúdos em ppm dos elementos de transição (Ni < 22, V < 34, Cr < 41, Co < 10) e de Nb (< 17), Y (< 8) e valores de Ga variando de 23 a 27 ppm. As correlações dos elementos-traço com o SiO₂ não exibem tendências evolucionais claras, exceto para o Ba, onde se observa uma correlação positiva (Fig. 7). Nota-se ainda neste mesmo diagrama que as amostras da FP exibem enriquecimento mais pronunciado em Ba com o aumento do SiO₂ que as rochas da FFM, refletindo provavelmente o maior conteúdo modal de microclina, que varia de 5 a 6% na FP, contra < 3% nas rochas da FFM. A FP apresenta-se também igualmente mais enriquecida que a FFM em Sr e de forma menos expressiva em Rb (Fig. 7).

Em diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (McDonough *et al.* 1992), as rochas da FFM, da FP e o dique trondhjêmico mostram um padrão bastante regular, destacando-se as fortes anomalias positivas de Sr e Zr (Fig. 8). A FP (exceto para o Ba) e o dique trondhjêmico são envelopados pela FFM, o que aponta, sob o nosso ponto de vista, para a cogeneticidade entre estas rochas. Já o dique granodiorítico exibe geometria dife-

rente das rochas trondhjêmicas estudadas por apresentar valores mais altos de Rb, Ba e K, fortes anomalias negativas em P e Ti, e ausência de anomalia de Sr. Esta é uma assinatura litogeoquímica distinta do BN, mas compatível com a exibida pelo plutonismo cálcio-alcalino normal presente no NSr descrita por Rios (2002).

Elementos terras raras As rochas das FFM e FP exibem espectros dos ETR com geometrias muito próximas, sendo que as rochas da FP apresentam-se dentro do envelope das rochas da FFM (Fig. 9). Todos os espectros são fracionados e a razão (La/Yb)_N varia de 15 a 73 com um valor médio de 27. De forma geral o fracionamento dos ETRL e ETRP são os mesmos, e todos os espectros possuem uma forma côncava mais ou menos acentuada nos ETRP. Além deste aspecto, grande parte destas rochas exibem fracas a moderadas anomalias positivas em Eu (Eu/Eu*) variando de 1,06 até 1,51, com exceção de duas amostras da FFM que apresentam fracas anomalias negativas em Eu: 0,95 na amostra 1336 e 0,81 na amostra 1869. O dique granodiorítico tem forte anomalia negativa em Eu (0,39), enquanto o dique trondhjêmico (1864) não apresenta significativa anomalia em Eu (1,02) (Fig. 9). Os baixos valores de Yb, associados ao fracionamento (La/Yb)_N dos espectros ETRL, faz com que as rochas do BN posicionem-se no campo dos trondhjemitos arqueanos (Fig. 10), podendo indicar que durante a formação do TTG em estudo as condições foram próximas daquelas dos TTGs arqueanos.

Mecanismo de diferenciação As diversas informações obtidas neste estudo sugerem que o processo de cristalização fracionada seja o responsável pela diferenciação das rochas deste batólito. A presença de correlação linear entre o SiO₂ e os outros elementos maiores (Fig. 7) e as correlações negativas com alto ângulo presentes em diagramas bi-logarítmicos entre elementos-traço incompatível e compatível (Fig. 11) indicam que o processo de cristalização fracionada foi atuante no BN. Por outro lado, a existência de correlação negativa entre o SiO₂ e os demais óxidos de elementos maiores, com exceção do K₂O, evidencia que o cumulo extraído durante a evolução do magma Nordestina deve ter sido relativamente enriquecido em Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂, CaO e Na₂O, e pobre em K₂O. Esta assembléia pode reunir diversos minerais es-

Figura 7 - Diagramas de variação de Harker mostrando a evolução química dos elementos maiores e traços das rochas do Batólito de Nordestina. Os símbolos são os mesmos da figura 4.

táveis em magmas desta natureza (e.g. Martin 1985), como por exemplo: plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, biotita e minerais opacos. Todavia, Arth *et al.* (1978) e Barker (1979) argumentam que dificilmente cristaliza-se clinopiroxênio em magmas com SiO_2 superior a 68%. O crescimento de K_2O com o aumento do SiO_2 , como ocorre nas rochas do BN, indica que a paragénesis fracionada é pobre em K_2O , descartando-se assim a cristalização precoce de feldspato alcalino e de biotita. Ante estas considerações a assembléia mineral mais provável a controlar a evolução deste magma representa uma mistura de hornblenda, plagioclásio, minerais opacos e acessórios.

Com o objetivo de testar e quantificar a hipótese de controle do processo de cristalização fracionada na formação das litologias do

Figura 8 - Distribuição dos elementos incompatíveis para as amostras do BN, normalizados ao manto primitivo (valores de normalização de McDonough *et al.* 1992).

batólito em estudo selecionou-se duas amostras menos diferenciadas das bordas norte (1836) e sul (1867) situadas sobre a reta de regressão (Fig. 7), visando obter a composição de uma amostra evoluída (1856), localizada na região central do batólito. Utilizou-se para isto o algoritmo de Störmér & Nicholls (1978) com o auxílio do *software* GENESIS (Teixeira 1997). As simulações efetuadas para os elementos maiores apresentam resíduos baixos (0,28 e 0,70), taxas de fracionamento realísticas e de no máximo 17%, e o cumulado fabricado no processo tem composição diorítica. A presença freqüente de enclaves dioríticos no BN adiciona-se a favor deste modelo. A ausência de análises químicas de rochas dioríticas do BN impede, no momento, avaliar se elas exibem composições químicas similares às obtidas para os cumulos calcula-

Figura 9 - Padrões de ETR normalizados ao condrito C1 (valores de normalização de Evensen et al. 1978), para o BN e os diques. Os símbolos são os mesmos da figura 4.

dos.

Os cálculos efetuados confirmaram a importância subordinada da biotita. Este aspecto concorda com as considerações de Abbot (1981) que evidenciou que a cristalização magmática de hornblenda enriquece o magma em Al_2O_3 , tornando-o peraluminoso, o que favorece a passagem de hornblenda para biotita. Os conteúdos obtidos em ppm para os elementos-traço dos magmas produzidos pela simulação, não se levando em conta os minerais acessórios, produziram resultados irreais (Fig. 12). Ajustando-se estes resultados, com adição de minerais acessórios identificados nestas rochas nos estudos petrográficos, obteve-se resultados coerentes (Fig. 12). Todavia, estes mesmos cálculos revelam que os valores encontrados para o Ba e Sr representam aproximadamente a metade dos presentes nas rochas estudadas, indicando provavelmente que os valores dos Kds adotados destes elementos para o

Figura 10 - Diagrama (La_N/Yb_N) versus $(Yb)_N$ de Martin (1985, AT= TTG arqueanos, PA = granitóides pós-arqueanos), aplicado às rochas do Maciço de Nordestina. Os símbolos são os mesmos da figura 4.

Figura 11 - Diagramas $\log(Ga)$ versus $\log(Sr)$; $\log(Ga)$ versus $\log(Rb)$ mostrando que os trondhjemitos de BN. Cristalização fracionada (CF) e fusão parcial (FP). Os símbolos são os mesmos da Figura 4.

Figura 12 - Padrões de elementos terras raras das rochas do Batólito de Nordestina comparados com os resultados do modelo de cristalização fracionada. A composição do cumulado e o grau de cristalização fracionada (17-13%) foram determinados usando cálculos dos elementos maiores. As amostras 1836 e 1867 correspondem aos magmas menos diferenciados, enquanto a amostra 1856 é considerada como representante do magma diferenciado. Os quadrados preenchidos são os padrões de terras raras calculados para o magma diferenciado. A linha tracejada representa os cálculos sem allanita e zircão.

plagioclásio são muito elevados. Por outro lado, seria esperado que os magmas formados pela extração de cumulos ricos em plagioclásio, com até 79% em volume, apresentassem forte anomalia negativa em Eu, o que não ocorre no BN. Segundo Martin *et al.* (1997) magmas trondhjêmíticos que apresentam espectros de ETR similares traduzem o fato que, hornblenda, allanita e apatita têm baixos Kd_{Eu} , quando comparados com Kd_{Sm} e Kd_{Gd} minimizando ou mesmo cancelando desta forma o efeito do fracionamento do Eu pelo plagioclásio.

CONCLUSÕES A identificação da existência de rochas trondhjêmíticas no Núcleo Serrinha, contemporânea ao magmatismo cálcio-alcálico de médio e alto K, revela que as condições geodinâmicas que controlaram a formação destes magmas paleoproterozóicos foram variadas e comparáveis com aquelas descritas em arcos vulcânicos modernos (e.g. Drummond & Defant 1990, Martin 1999). A existência de lavas andesíticas sódicas no *Greenstone Belt* do Itapicuru apresentando idade de 2.170 ± 80 Ma e com afinidade trondhjêmítica (Figs. 5A e 5B), e que quando lançadas no diagrama discriminante de Pearce (1996) situam-se no campo dos granitos de arco vulcânico (Fig. 2), são argumentos a favor da hipótese levantada por Silva (1991) que propõe que existe contemporaneidade e, provavelmente, gênese comum, entre as rochas plutônicas e vulcânicas cálcio-alcálicas neste núcleo.

Os dados obtidos nesta pesquisa permitiram constatar que o Batólito de Nordestina, localizado na porção central do Núcleo Serrinha, é intrusivo na interface tectônica entre os terrenos gnáissico-migmatíticos arqueanos do embasamento e as rochas meta-máficas paleoproterozóicas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, e que sua estruturação interna (foliação magmática concêntrica com geração de gnaisses nas bordas) é condizente com uma intrusão sin-tectônica. Neste caso, a idade mínima do batólito

($\approx 2,1$ Ga) permite inferir que este magmatismo traduz igualmente a expressão de um plutonismo sin-orogênico ao Transamazônico nesta parte do Cráton do São Francisco.

Internamente no Batólito Nordestina identificaram-se dois conjuntos litológicos maiores (trondhjêmíticos porfíricos, na região central, e trondhjêmíticos faneríticos nas regiões de borda) cujos dados litogeoquímicos indicam que estas rochas são cogenéticas e que as rochas do centro do BN podem ser geradas a partir da cristalização fracionada de composições menos diferenciadas, como as encontradas nas regiões de bordo deste batólito. Neste contexto, os enclaves dioríticos encontrados nas rochas trondhjêmíticas podem representar fragmentos de acumulações precoces retrabalhados e orientados pelo fluxo magmático responsável pela estruturação da foliação presente no batólito. Várias são as evidências de que a microclina e a biotita tenham se formado tardiamente neste líquido trondhjêmítico. Neste processo a biotita resulta, provavelmente, da reação entre a hornblenda e o magma trondhjêmítico evoluído. A natureza trondhjêmítica do Batólito de Nordestina associada ao fato de seus conteúdos em ETR serem similares aos dos TTGs arqueanos pode indicar que durante o Paleoproterozóico no Núcleo Serrinha, existiram localizadamente condições de fusão parcial próximas àquelas encontradas no Arqueano. Estudos isotópicos posteriores serão necessários para avaliar esta hipótese.

De acordo com Rios *et al.* (1998) o plutonismo paleoproterozóico do NSr tem assinatura de magmatismo correlacionado a subducção (baixos teores de Ti, Nb, Y, Zr e altos conteúdos de LILE, Sr, P e K/Rb). Estudos experimentais têm sugerido que magmas trondhjêmíticos e tonalíticos podem ser produzidos pela fusão parcial de rochas basálticas hidratadas (toleítica) e dos seus equivalentes metamórficos (anfíbrito ou eclogito), sob uma ampla faixa de composições, temperaturas, pressões e de conteúdos de

água (e.g. Arth *et al.* 1978, Drummond & Defant 1990, Rapp *et al.* 1991). Entretanto, o contexto geodinâmico destes magmas a partir de fusões de protólitos toleíticos é controverso. Duas principais hipóteses têm sido argüidas: [1] subducção com fusão parcial de crosta oceânica hidratada (e.g. Drummond & Defant 1990, Martin 1999) ou [2] fusão parcial de um material basáltico hidratado via *underplate* (*hot spot*) magmático na base de uma crosta engrossada magmaticamente ou tectonicamente, ao final de um evento orogênico (e.g. Smithies 2000).

Todos os modelos geotectônicos propostos para explicar a geração do magmatismo transamazônico do NSr advogam a presença de subducção do tipo oceano-contidente sob a atuação de uma tectônica colisional responsável pelo fechamento da bacia do Itapicuru, embora, haja entre os modelos discordância quanto ao sentido da vergência da placa oceânica: se para oeste (Winge & Danni 1980, Sabaté *et al.* 1990, Rios *et al.* 1998) ou para leste (Silva 1991) e se desconheça até o presente momento a localização exata da zona de subducção neste núcleo (Conceição *et al.* 2000).

Considerando o contexto regional do NSr aqui apresentado bem

como as semelhanças litogeoquímicas (afinidade trondhjemitica) e a contemporaneidade entre as rochas do Batólito de Nordestina com a dos vulcanitos intermediários e félsicos (UVF) do GBRI, que segundo Silva (1987) apresentam características geoquímicas e isotópicas similares às dos vulcanitos cálcio-alcálinos de margens continentais ativas, a hipótese de geração de trondhjemitico em zona de subducção com fusão parcial de crosta oceânica hidratada parece ser a mais apropriada para a formação do magma que deu origem ao batólito em estudo.

Agradecimentos À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Proc. 521592/97-6), pelo apoio financeiro. B.E. Cruz Filho é bolsista de doutorado do CNPq (Proc. 141210/00-1), D.C. Rios da CAPES (Proc. BXE 1332-98/8) e M.L.S. Rosa é bolsista DCR-CNPq (Proc. 301392/00-5). Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito. Esta é a contribuição de nº 112 do Grupo de Petrologia Aplicado à Pesquisa Mineral do CPGG-UFBA.

Referências

- Abbot R. N. Jr. 1981. AFM liquidus projections for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *The Can. Mineral.*, **19**:103-110.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Brás. Geoc.*, **7**:349-364.
- Alves da Silva F.C. 1994. *Étude structural do "Greenstone Belt" Paleoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil)*. Université d'Orleans, França, Tese de Doutorado, 307p.
- Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Frideman I. 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemitic suite of south-west Finland its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, **19**:289-316.
- Barker F. 1979. Trondhjemitic: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1-12.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, **4**:596-600.
- Bastos Leal L.R., Teixeira W., Cunha J.C., Macambira M.J.B. 1998. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronological characteristics. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:209-220.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G., Torquato J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda e F.B. Duarte (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*. Salvador-BA, SME/COM, **3**:1-101.
- Bruni M.A.L., Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B., Chignone J.I., Oliveira E.P., Silva Filho A.S., Teixeira W. 1983. *Projeto Radambrasil: Levantamento de Recursos Naturais. Folhas Aracaju/Recife (SC, 24/25). Escala 1: 1.000.000*. Rio de Janeiro-RJ, MME/SGE, **30**: 852p.
- Conceição H., Burgos C.M.G., Rios D.C., Rosa M.L.S., Cruz Filho B.E., Peixoto A.A., Oliveira L.L., Marinho M.M., Macambira M.J.B., Scheller T. 2000. Stocks de K-sienitos pós-orogênicos com assinatura de subducção e afinidade com minettes na parte sudoeste do Núcleo Serrinha (Estado da Bahia): Petrologia, Idade e Litogeoquímica. *Geochimica Brasiliensis*, **14**:115-134.
- Cordani U.G., Sato K., Nutman A. 1999. Single zircon SHRIMP determinations from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brasil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 2, Córdoba-Argentina, *Actas*: 27-30.
- Cruz Filho B.E. 2000. *Batólito Trondhjemitico de Nordestina: Geologia, Petrologia e Litogeoquímica de uma Intrusão Paleoproterozóica*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 171p.
- Drummond M.S. & Defant M.J. 1990. A model for trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geoph. Res.*, **95**:21503-21521.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*. **42**:1199-1212.
- Inda H.A.V., Souza A.G., Silva Filho A.A., Pires A.B., Portela A.C.P., Cavedon A.D., Sanchez B.A., Santos E.Z., Pereira F.S., Gonçalves J.C., Braga Neto L.F., Costa M.R.A., Damião R.N., Mossman R., Oliveira V. 1976. *Projeto rochas básicas e ultrabásicas de Euclides da Cunha. Relatório final*. Rio de Janeiro, PROSPEC, SME/BA. 12 volumes.
- Kishida A. 1979. *Caracterização Geológica e Geoquímica das Seqüências Vulcano-sedimentares do Médio Rio Itapicuru (Bahia)*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 152p.
- Kuno H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: H.H. Hess & A. Poldevaart. (eds.) *The Poldevaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, New York, Interscience, **2**:623-68.
- Lameyre J.G. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcan. Geoth. Res.*, **14**:515-526.
- Le Maître R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Streckeisen A., Wooley R.A., Zannettin B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendation of the International Union of Geological Sciences*. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Londres, Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 193p.
- Lima R.F.F., Silva R.W.S., Oliveira N.S. 1982. *Projeto Integração Metalogenética de Euclides da Cunha. Relatório Final*. Salvador-

- BA, CBPM/CPRM, 58p.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination on granitoids. *GSA Bulletin*, **101**:636-646.
- Marinho M.M. 1991. *La séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du bloc Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): Un exemple de transition Archéen-Proterozoïque*. Université Balise Pascal, Clermont Ferrand II, França, Tese de Doutorado, 388p.
- Martin H. 1985. *Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale*. Mém. Centre Arm. Et. Struct. Socles, **1**: 392p.
- Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: K.C. Condie (ed.) *The Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, 205-259.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, **46**:411-429.
- Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C. 1997. Crustal evolution in the Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Prec. Res.*, **82**:35-62.
- Mascarenhas J.F. 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*. Salvador-BA, SME/CPM, **2**:57-165.
- Mascarenhas J.F. & Garcia T.W. 1987. *Mapa geocronológico do Estado da Bahia: texto explicativo*. Salvador-BA, SGM/SME, 186p.
- Mascarenhas J.F., Pedreira A. J., Queiros C.J.A., Moraes L.C., Guimarães J.T., Marinho M.M., Neves J.P., Fernandes J. 1975. *Projeto Bahia: Geologia da Folha Senhor do Bonfim - 2ª Fase. Relatório Final. Escala 1:250.000*. DNPM/CPRM. 2 vols.
- Matos F.M.V. & Conceição H. 1993. Granitogênese Associada à Parte Oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: Geologia e Tipologia. In: SBG/ Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador-BA, *Anais*, 60-62.
- McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. 1992. Potassium, rubidium and cesium in Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**:1001-1012.
- Melo R.C. 1991. Geologia Regional. In: L.H.M. Pereira (ed) *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGGB). Folha Serrinha (SC.24-Y-D-VI), Escala 1/100.000, Estado da Bahia*. Brasília-DF, DNPM/CPRM, 18-21.
- Nascimento H.S. 1996. Evolução petrogenética da intrusão ácido-básica de Cansanção. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 205p.
- O'Connor J.I. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *USGS Professional Paper*, **525-B**: 79-84.
- Oliveira E.P. 1993. Diques tholeiíticos, noríticos e piroxeníticos no enxame de Uauá. Bahia: Evidências geoquímicas e heterogeneidade no manto Proterozoico Inferior no Cráton do São Francisco. In: SBGq, Cong. Bras. Geol., 4, Brasília-DF, *Resumos Expandidos*, 5-7.
- Oliveira E.P., Lafon J.M., Souza Z.S. 1998. A Paleoproterozoic age for the Rio Capim Vulcano-Plutonic Sequence, Bahia, Brazil: Whole-Rock Pb-Pb, Pb-Evaporation, U-Pb, and Nd Isotope Constraints. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Belo Horizonte-MG, *Anais*, 14.
- Oliveira E.P., Lafon J.M., Souza Z.S. 1999. Archaean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SBG, International Symposium on Tectonics, 1, Lençóis-BA, *Proceedings*, **1**: 38-40.
- Pearce J. 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, **19**: 120-125.
- Pinho I.C.A. 2000. *Os Tonalitos/Trondhjemitos das Regiões de Ipiatã-Ubaitaba-Ibicaraí-Itabuna*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 193p.
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalities. *Prec. Res.*, **51**:1-25.
- Rios, D.C. 2002. *Granitogênese no Núcleo Serrinha: Geocronologia e Litogeoquímica*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 255p.
- Rios D.C., Conceição H., Macambira M.J.B., Burgos C.M.G., Peixoto A.A., Cruz Filho B.E., Oliveira L.L., Lisboa M.P. 1998. Granitogênese da Parte Meridional-Oriental do Núcleo Serrinha: Idade, Petrografia E Geoquímica. In: H. Conceição, M.J.M. Cruz, H.J.S. Sá, P. Sabaté (eds.) *Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas*. Publicação Especial da SBG. Salvador-BA, Núcleo Bahia-Sergipe, **5**:91-113.
- Rios D.C., Davis D.W., Conceição H., Macambira M.J.B., Peixoto A.A., Cruz Filho B.E., Oliveira L.L. 2000. Granite Ages of Serrinha Nucleus, Bahia (Brazil): an overview. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:74-77.
- Sabaté P., Cuney M., Vidal P. 1990. Expressão estrutural e plutônica de uma colisão Transamazônica N-S no Cráton do São Francisco (Bahia-Brasil). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, Natal -RN, *Boletim de Resumos*, p. 323.
- Santos-Pinto M. 1996. *Le Recyclage de la Croûte Continentale Archéenne: Exemple Du Bloc du Gavião-Bahia, Bresil*. Universidade de Rennes, França, Tese de Doutorado, 193 p.
- Seixas S.R.M. 1985. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha Uauá (SC. 24-V-D) Região Nordeste. Textos e Mapas*. Brasília-DF, DNPM/CPRM, 20p.
- Silva M.G. 1983. *A sequência vulcanossedimentar do médio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 88p.
- Silva M.G. 1987. *Geochimie, Petrologie und Geotektonische Entwicklung eines proterozoischen Gruensteinguertels: Rio Itapicuru, Bahia Brasilien*. Universidade de Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 161 p.
- Silva M.G. 1991. Evidências de uma Tectônica de Colisão-Subducção no Proterozoico Inferior do Estado da Bahia. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 14, Recife-PE, *Anais*, 216-219.
- Silva M.G. 1992a. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:157-166.
- Silva M.G. 1992b. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo-SP, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:181-182.
- Silva M.G. 1996. Síntese e interpretação dos dados geocronológicos do terreno granito-greenstone do rio Itapicuru (BA). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador-BA, *Anais*, **6**: 544-547.
- Smithies R. H. 2000. The Archaean tonalite-trondhjemitic-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Letters*, **182**:115-125.
- Störmer J.R. & Nicholls J. 1978. XLFAC: A program for the interactive

- testing of magmatic differentiation models. *Computer & Geosciences*, **4**:143-159.
- Streckeisen A. 1976. Plutonic Rocks-Classification and nomenclature recommended by the IUGS (Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks). *Geotimes*, **18**:26-30.
- Teixeira, L.R. 1997. *O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 243p.
- Winge M. 1984. A seqüência vulcanossedimentar do Grupo Capim - Bahia. In: P.V.S. V. Sá e F.B. Duarte (eds.) *Geologia e Recursos Minerais da Bahia. Textos Básicos*. Salvador-BA, SME/COM, **5**:43-93.
- Winge M. & Danni J.C.M. 1980. Compartimentos geotectônicos pré-brasileiros entre Caratacá e Bendegó; Mun. Uauá - BA. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú-SC, *Anais*, **5**: 2785-2795

Manuscrito A-1346

Recebido em 17 de maio de 2002

Revisão dos autores em 25 de junho de 2003

Revisão aceita em 28 de junho de 2003