



# STOCKS DE K-SIENITOS PÓS-OROGÊNICOS COM ASSINATURA DE SUBDUCÇÃO E AFINIDADE COM MINETTES NA PARTE SUDOESTE DO NÚCLEO SERRINHA (ESTADO DA BAHIA): PETROGRAFIA, IDADE E LITOGEOQUÍMICA

H. Conceição<sup>1</sup>, C.M.G. Burgos<sup>1</sup>, D.C. Rios<sup>1</sup>, M.L.S. Rosa<sup>1</sup>, B.E. Cruz Filho<sup>1</sup>, A.A. Peixoto<sup>1</sup>, L.L. Oliveira<sup>1</sup>, M.M. Marinho<sup>1</sup>, M.J.B. Macambira<sup>2</sup>, T. Scheller<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (GPA) – Departamento de Geoquímica, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Instituto de Geociências – UFBA, Rua Caetano Moura, 123, Sala 211-A, Federação, CEP 40201-340, Salvador, BA

<sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) – Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 1611, CEP 66075-900, Belém, PA

Recebido em 12/00; aprovado para publicação em 07/01

## ABSTRACT

*On the southwestern region of Serrinha Nucleus, eastern part of Bahia State, there are two syenitic stocks aged 2067±22Ma and 2086±17Ma (Pb-Pb). These intrusions were emplaced on Archean migmatitic-gneisses.*

*Petrographic and geochemical data suggest that the stocks represent a single post-orogenic alkali-potassic magmatic event with lamprophyric affinities. The enrichment in LILE and HFSE depletion, associated with other geochemical diagnostic ratios, indicate that the syenites are fractional crystallization products of magmas, generated by partial melting of a lithospheric mantle, modified by a subducted component within the garnet stability region (>80 km).*

*The ages obtained for these syenitic rocks overlap those from Morro do Afonso Massif, which is located on this same Archean nucleus. This fact indicates that all the syenitic plutons emplaced on the East region of São Francisco Craton represent the same expression of post-orogenic magmatism related to the Transamazonian Event.*

## RESUMO

*Na região sudoeste do Núcleo Serrinha, no leste do Estado da Bahia, ocorrem dois stocks sieníticos com idades Pb-Pb de 2067±22 Ma e 2086±17 Ma. Estas intrusões encontram-se encaixadas em rochas gnáissico-migmatíticas arqueanas.*

*Os dados petrográficos e geoquímicos indicam que estes corpos sieníticos representam a expressão de um único magmatismo de natureza alcalino-potássica, pós-orogênica e com afinidade minética. Estas rochas sieníticas caracterizam-se, ainda, por apresentarem alto LILE e baixo HFSE, e razões geoquímicas diagnósticas sugerem que elas representam o produto da cristalização fracionada de um magma, gerado pela fusão parcial de um manto litosférico modificado por componente de subducção na região da estabilidade da granada (>80 km).*

*A idade obtida para as rochas sieníticas em estudo superpõe-se àquelas obtidas para o maciço de Morro do Afonso, localizado neste mesmo núcleo arqueano. Este fato é interpretado como todos os sienitos do leste do Cráton do São Francisco representam a expressão do magmatismo pós-orogênico da orogenia Transamazônica.*

## INTRODUÇÃO

O período Paleoproterozóico nos terrenos do Cráton do São Francisco, no Estado da Bahia, é caracterizado pela colocação de volumes expressivos de magmas alcalino-potássicos que, ao evoluírem, cristalizaram rochas sieníticas metaluminosas e saturadas em sílica. Inicialmente, estas rochas sieníticas foram identificadas nos terrenos dos cinturões móveis antigos (cf. Conceição & Otero, 1996), seja sob a forma de grandes diques (p. ex. Itiúba, 1800 km<sup>2</sup> – Conceição, 1993) ou de batólitos (p. ex. Batólito de Guanambi, 6000 km<sup>2</sup> – Rosa, 1999) e interpretados como a expressão do magmatismo posterior ao pico da orogenia Transamazônica, marcado por metamorfismo granulítico (2200–2150 Ma). Os dados geocronológicos U-Pb e Pb-Pb, em monocristais de zircão, obtidos para os sienitos da região leste da Bahia, forneceram idades entre 2080 e 2100 Ma e, na região oeste, idades entre 2040 e 2068 Ma (Conceição *et al.*, 1997; Rosa, 1999), indicando que este plutonismo ocorreu em um intervalo de tempo relativamente curto, de  $\pm 60$  milhões de anos, no período Paleoproterozóico no Cráton do São Francisco. A disposição geográfica atual dos corpos da região leste e oeste da Bahia é expressiva, com distâncias entre 800 e 1200 km, indicando que o processo responsável pela geração destes magmas não foi limitado, tendo expressão continental. O forte enriquecimento em LILE nestas rochas sieníticas, associado às baixas razões iniciais de Sr (0,6966–0,7042) e os valores negativos de  $\epsilon Nd_T$  (-4 até -12) têm levado os pesquisadores que as estudaram (Conceição *et al.*, 1997; Rosa *et al.*, 2000) a interpretá-

las como produtos de magmas gerados por fusão parcial de um manto enriquecido e com assinatura próxima àquela atribuída ao componente mantélico do tipo EMI (Zindler & Hart, 1986).

Posteriormente, com a continuação dos estudos sobre o magmatismo sienítico que ocorre no Estado da Bahia, identificou-se a ocorrência de outros corpos (Rios, 1997; Burgos, 1999) nos núcleos gnáissico-migmatíticos arqueanos circundados pelos cinturões móveis. As idades U-Pb e Pb-Pb em monocristais de zircão forneceram valores entre 2080 e 2060 Ma para estes sienitos (Rios *et al.*, 1998, 2000; Burgos, 1999). Estes valores situam-se no intervalo das idades obtidas para os maciços sieníticos dos cinturões móveis paleoproterozóicos. Estes novos dados revelaram ainda que, ao contrário do que se acreditava (cf. Conceição & Otero, 1996), o magmatismo sienítico paleoproterozóico no Cráton do São Francisco não se limita unicamente aos terrenos dos cinturões móveis granulíticos, ocorrendo independente do tipo e da idade dos terrenos encaixantes. Dados ainda mais recentes revelam que magmatismo sienítico com características geoquímicas e idades similares aos do Estado da Bahia, ocorre no nordeste do Estado de Minas Gerais (Rosa, 1999; Jorst-Evangelista *et al.*, 2000), sugerindo que os sienitos alcalino-potássicos metaluminosos e saturados em sílica tenham uma área de ocorrência ainda maior, e que eles representam um magmatismo marcador de uma época específica durante o Paleoproterozóico (2040–2100 Ma), correspondendo, provavelmente, ao período pós-colisional da orogenia Transamazônica.

Este trabalho tem por objetivo apresentar e discutir os dados de dois *stocks* sieníticos intrusivos nos terrenos gnáissico-migmatíticos arqueanos do Núcleo Serrinha, localizado na região nordeste do Estado da Bahia.

## GEOLOGIA REGIONAL

Os dois *stocks* sieníticos estudados são intrusivos na porção nordeste do Núcleo Serrinha (Fig. 1A). Este núcleo, como definido por Mascarenhas (1979), representa um dos segmentos crustais (ou continentes) arqueanos, de natureza gnáissico-migmatítica, circundados por cinturões móveis granulíticos, relacionados ao Paleoproterozóico (Fig. 1A). No caso particular do Núcleo Serrinha (NSer), seus limites são, a leste e a sul, marcados por falhas de cavalgamento, que colocam as rochas granulíticas do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá sobre os terrenos do NSer. O seu limite a oeste é igualmente tectônico, sendo que, a nordeste, é marcado por falhas de cavalgamento, relacionadas ao período Neoproterozóico e, a oeste, por falhamentos normais, associados à instalação de bacias sedimentares mesozóicas.

Reconhece-se, atualmente, no NSer, um embasamento gnáissico-migmatítico, uma possante granitogênese e duas seqüências vulcanossedimentares (Fig. 1B). Nos terrenos gnáissico-migmatíticos atribuídos ao Arqueano, tem-se a dominância de rochas ortoderivadas com afinidades trondhjemíticas e toleíticas (Pereira, 1992; Rios *et al.*, 1998) e, de forma localizada em sua parte sul, rochas paraderivadas (gnaiesses aluminosos, associados a formações manganés-

feras e a rochas cálcio-silicáticas – Pereira, 1992).

A granitogênese no NSer compartimenta-se nos períodos Arqueano e Paleoproterozóico, segundo Rios *et al.* (2000). A granitogênese arqueana (3400-2700 Ma) tem afinidade geoquímica dominante TTG e ocorre, aparentemente, na região central do NSer. A granitogênese paleoproterozóica é representada por: granitos cálcio-alcálicos (2300-2150 Ma; Rios *et al.*, 2000) e trondhjemitos (2100 Ma, Rios *et al.*, 1998; Rios *et al.*, 2000); monzonitos e sienitos da série shoshonítica (2100 Ma – Nascimento, 1996; Rios *et al.*, 1998); lamprófiro e sienitos ultrapotássicos (2060-2080 Ma – Conceição *et al.*, 1995; Rios, 1997; Burgos 1999; Rios *et al.* 2000) e granitos metaluminosos da série alcalina (2070 Ma – Rios *et al.*, 2000). Sistemáticamente em todos os granitos paleoproterozóicos do NSer, é presente uma assinatura geoquímica pós-colisional, marcada por baixos conteúdos em Nb e Ti, indicando que estes magmas foram gerados sob influência de subducção (Rios *et al.*, 1998).

As seqüências vulcanossedimentares são representadas pelo Complexo Capim (localizado ao nordeste do NSer) e pelo *greenstone belt* do Rio Itapicuru (situado na região central do NSer). As idades disponíveis sobre estas seqüências vulcanossedimentares (2200-2100 Ga – Silva, 1992; Leal *et al.*, 1994) correlacionam-nas ao período Paleoproterozóico e superpõem-se àquelas obtidas para os granitos deste período.

## GEOLOGIA E IDADE DOS STOCKS SIENÍTICOS

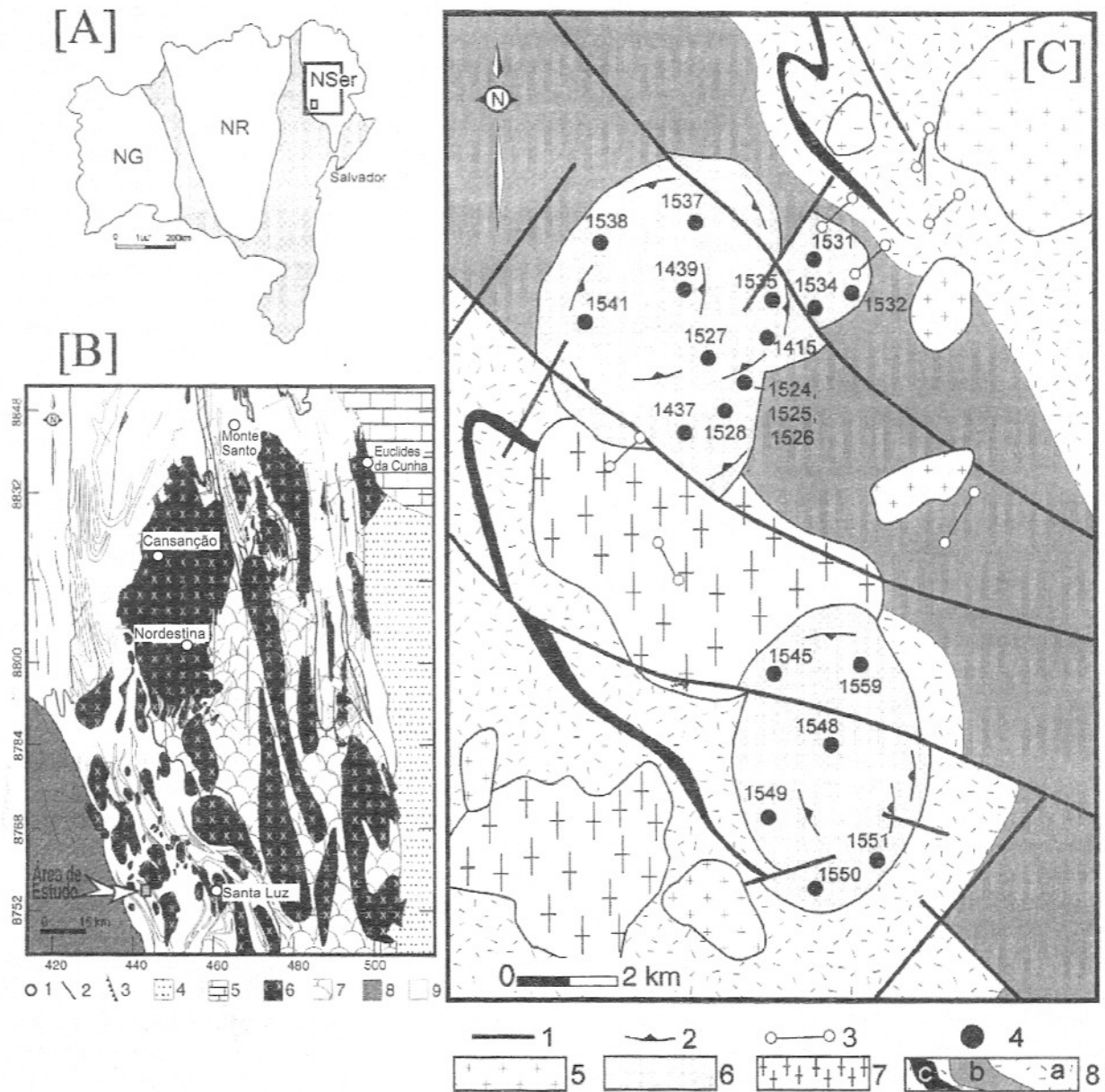
Os *stocks* sieníticos Agulhas-Bananas (SAB, 26 km<sup>2</sup>) e

Serra do Pintado (SSP, 16 km<sup>2</sup>), localizados a 14 km a oeste da cidade de Santa Luz, têm formas elipsoidais e contatos abruptos com as intrusivas graníticas e as rochas gnáissico-migmatíticas atribuídas ao Paleoproterozóico e Arqueano, respectivamente (Fig. 1C). Estes *stocks* são afetados por falhamentos orientados NW-SE que apresentam deslocamentos sinistrais. Embora seja relativamente rara a presença de xenólitos das rochas encaixantes nestes sienitos, seu caráter intrusivo é facilmente identificado, em campo, pelos truncamentos das foliações regionais e pelas invasões de diques que provêm deles e adentram nas rochas encaixantes.

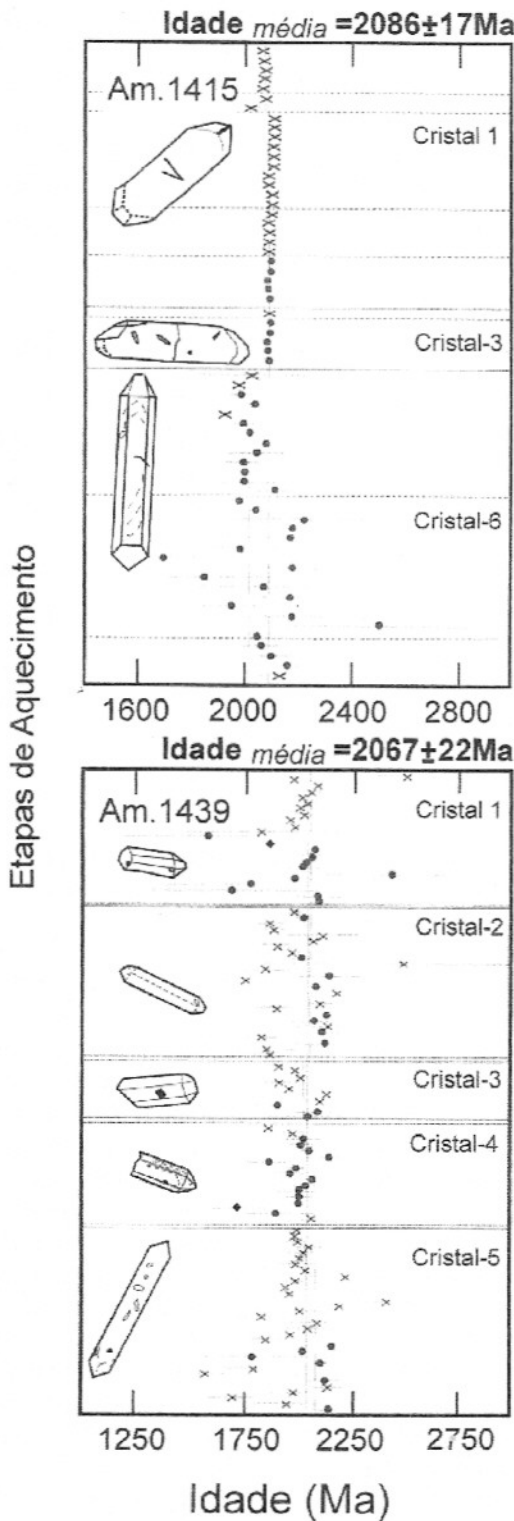
Estes *stocks* são predominantemente constituídos por rochas sieníticas de granulação média a grossa e de cor rósea, tendo subordinada a presença de cumulos e diques. As rochas sieníticas apresentam anisotropia marcada pela orientação dos prismas de feldspato alcalino e dos aglomerados de minerais máficos. Esta orientação, que tende a ser concêntrica no SAB (Fig. 1C) e que condiciona os leitões e autólitos máficos, foi interpretada, por Burgos (1999), como uma foliação de fluxo magmático. A disposição das foliações internas nestes *stocks*, com caimento para suas regiões centrais, sugerem que o nível de erosão é elevado e que as rochas atualmente expostas correspondem às partes profundas destas câmaras magmáticas. Os leitões máficos correspondem a concentrações de minerais escuros, com espessuras inferiores a 10 cm e comprimentos de até 4 m, que ocorrem em todos os afloramentos visitados. Nos afloramentos em que estes leitões máficos são mais abundantes, eles ocorrem

paralelos entre si e exibem terminações afuniladas e contatos gradacionais com as rochas sieníticas encaixantes. No seu interior, assim como nas rochas sieníticas, ocorrem concentrações ainda mais máficas e ricas em clinopiroxênio, com formas globulares, contatos bruscos e com dimensões não superiores a 10 cm por 15 cm, que foram interpretadas como autólitos, por Burgos (1999). Em alguns afloramentos, observa-se ainda que, superimpostas às feições primárias, ocorrem feições de cisalhamento indicando compressão SW-NE, com deslocamento de massa para NE.

Os diques ocorrem em três grupos distintos e, aparentemente, dispõem-se de forma errática. O primeiro grupo é constituído por sienitos porfiríticos de granulação fina e que, em muitos afloramentos, englobam fragmentos do sienito encaixante com tamanhos diversos e formas angulares. Estas rochas apresentam cristais de hornblenda com até 3 cm, ricos em inclusões. Embora as relações estruturais com as rochas sieníticas hospedeiras revelem um forte contraste de viscosidade, a ausência de margem de resfriamento nestes diques sugere que a diferença de temperatura com as rochas encaixantes não deve ter sido importante. O segundo grupo de diques é constituído por granitos de cor rósea, que se apresentam nos afloramentos visitados com forma de ocorrência similar à dos diques sieníticos, mas exibem, localmente, granulação fina nas bordas, indicando a existência de contraste térmico com a encaixante. O terceiro grupo de diques é constituído por pegmatitos graníticos com biotita e especularita, que cortam aleatoriamente as rochas destes *stocks*.



**Figura 1** – [A] Esquema geotectônico para os terrenos do Cráton do São Francisco no período Paleoproterozóico no Estado da Bahia proposto por Mascarenhas (1979), sendo as regiões em cinza os cinturões móveis e os núcleos antigos (Serrinha [NSer], Remanso [NR] e Guanambi [NG]). [B] Mapa geológico simplificado do Núcleo Serrinha, após Rios *et al.* (1998), localizando a área de ocorrência dos sienitos estudados (cidades [1], falhas e fraturas [2], falha de empurrão [3], sedimentos mesozóicos [4], calcários neoproterozóicos [5], granitos [6], seqüências vulcanossedimentares [7; CC= Complexo Capim e GBRI= Greenstone Belt do Rio Itapicuru], cinturão móvel Salvador-Curaçá [8] e os terrenos arqueanos do Núcleo Serrinha [9]). [C] Mapa geológico dos stocks científicos de Agulhas-Bananas (SAB, a norte) e da Serra do Pintado (SSP, a sul), com o fundo geológico após Pereira (1992), Rios *et al.* (1998) e Burgos (1999). Falhas [1], foliação [2], diques de granitos [3], pontos amostrados [4], granitos de 2070 Ma [5], sienitos estudados [6], granitos de 2100 Ma [7], embasamento gnáissico-migmatítico arqueano [8; com afinidade TTG (a), paraderivadas (b) e anfibolitos com afinidade toleítica (c)].



**Figura 2** – Diagramas Etapas de Aquecimento *versus* Idade em milhões de anos. São apresentados os desenhos esquemáticos dos cristais utilizados para as determinações das razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$ . Os símbolos apresentados indicam: blocos válidos ( $\bullet$ ), blocos rejeitados manualmente devido as razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  serem muito altas ou muito baixas ( $\times$ ), e blocos rejeitados devido as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  serem superiores a 0,0010 ( $\blacklozenge$ ). As barras em cada ponto representam o desvio experimental  $2\sigma$ .

A idade destes sienitos foi obtida a partir do método geocronológico  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  por evaporação em monocristais de zircão. As determinações geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal do Pará. Foram selecionadas duas amostras do *stock* de Agulhas-Bananas [Amostras (Ams.) 1415 e 1439] e os resultados obtidos foram de  $2067 \pm 22$  Ma e  $2086 \pm 17$  Ma (Fig. 2; Tabela 1). Estes dados correlacionam este magmatismo sienítico ao período Paleoproterozóico e estão de acordo com as idades de outros corpos sieníticos do Estado da Bahia que se situam entre 2100 e 2040 Ma (Conceição *et al.* 1997; Rosa, 1999).

## PETROGRAFIA

Estudaram-se espécimes representativas das fácies descritas anteriormente dos diferentes *stocks*. Os dados modais destas rochas estão listados na Tabela 2. De posse destes, constata-se que as rochas estudadas são predominantemente álcali-feldspato sienitos leucocráticos a mesocráticos, com quartzo, biotita, hornblenda, e, ocasionalmente, diopsídio. Estas rochas no diagrama modal QAP, não apresentadas, acham-se posicionadas ao longo do lado AQ, na região ocupada pelas suítes alcalinas saturadas em sílica.

As rochas cumuláticas (Ams. 1524 e 1534) podem ser nomeadas como hornblenda cumulado e os diques como hornblenda-álcali-feldspato sienito (Am. 1528) e álcali-feldspato granito (Am. 1525).

Analisando-se os dados modais das rochas em estudo (Tabela 2), observa-se que não existem diferenças expressivas entre as rochas dos *stocks* estu-

**Tabela 1** – Dados das razões isotópicas obtidas pelo método geocronológico Pb-Pb por evaporação de monocristais de zircão em amostras dos sienitos estudados. As colunas horizontais delimitadas por traço tracejado indicam as etapas de aquecimento.

Zircão Et – Evp.	Bl. Val.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 $\sigma$	Idade (Ma)	2 $\sigma$	
1439-1	1	11	0,000195	33		0,1310	12	0,1278	14	2,068	19	
1439-2	1	8	0,000332	36		0,1322	12	0,1277	16	2,067	22	
1439-3	1	3	0,000129	173		0,1289	31	0,1265	52	2,050	72	
1439-4	1	13	0,000106	24		0,1280	10	0,1265	11	2,050	15	
1439-5	1	6	0,000322	46		0,1365	14	0,1316	19	2,120	26	
	#1	0	0,002483	27	0,1870	3	0,1608	2	0,1282	3	2,074	4
	#2	0	0,002473	66	0,1876	16	0,1617	10	0,1285	9	2,078	12
1415-1	#3	0	0,000759	7	0,1614	5	0,1401	3	0,1301	2	2,100	3
	#4	0	0,000892	10	0,1608	2	0,1409	2	0,1293	2	2,089	2
	5	5	0,000290	12	0,1492	3	0,1331	1	0,1295	3	2,091	3
1415-3	#1	0	0,000738	5	0,1230	3	0,1390	2	0,1293	2	2,089	3
	2	5	0,000082	1	0,1203	10	0,1303	1	0,1292	1	2,087	2
1415-6	1	28	0,000088	11	0,0000	0	0,1254	6	0,1239	6	2,013	9

dados (Tabela 2). Por este motivo, a apresentação da petrografia, feita a seguir, refere-se conjuntamente às rochas dos dois corpos sieníticos.

Os cristais de feldspato alcalino têm forma subeuédrica e seus prismas variam de 0,3 mm até 30 mm, predominando aqueles com comprimento de 5 mm. Eles ocorrem geminados, segundo as leis Carlsbad e Albita-Periclina, e são, invariavelmente, pertíticos. Incluem, frequentemente, cristais euédricos de zircão, apatita e, ocasionalmente, cristais subeuédricos de diopsídio e aglomerados de minerais máficos (<8 mm), que reúnem cristais de diopsídio, anfibólio, biotita, minerais opacos, apatita e zircão. Nas rochas em que foram notados efeitos de cisalhamento, os cristais de feldspato alcalino apresentam desenvolvimento de subgrãos de microclina e albita em suas bordas, refletindo o efeito do esforço.

Os cristais de albita (<8% An) são subeuédricos e anédricos, seus tamanhos variam entre 0,8 mm e 6,5 mm e apresentam-se geralmente geminados, segundo as leis Albita-Carlsbad e Albita. Estes cristais são pobres em inclusões, sendo ocasionais a de cristais de quartzo e, localmente, nota-se a presença do intercrescimento mirmequítico.

O quartzo ocorre anédrico e intersticial. Seus tamanhos variam de 0,06 mm até 9,6 mm. Em algumas rochas, estes cristais encontram-se reunidos em agregados que se dispõem ligeiramente orientados segundo a anisotropia presente. Estes cristais exibem contatos concavoconvexo, por vezes interpenetrantes, e com extinção ondulante difusa. Não é raro encontrar-se neles várias gerações de inclusões fluídas alinhadas, sendo que algumas delas são bifásicas.

Os minerais máficos (diopsídio, hornblenda, biotita e opa-

cos) tendem a ocorrer reunidos. Os cristais subeuédricos e anédricos de diopsídio (cor verde clara, fraco pleocroísmo em tons de verde,  $c^{\wedge}z = 42^{\circ}$  e  $2V = 52^{\circ}$ ) exibem tamanhos inferiores a 7 mm e estão, invariavelmente, circundados por hornblenda, exceto quando inclusos nos cristais de feldspato alcalino. A hornblenda verde ( $x =$  verde escuro,  $y =$  amarelo,  $z =$  marrom esverdeado, e  $2V=60^{\circ}$ ) apresenta-se, nestas rochas, como cristais subeuédricos ou anédricos e com dimensão máxima de 10 mm, predominando os indivíduos com tamanhos em torno de 4 mm. Este mineral é o que apresenta não só o maior volume de inclusões, como também as mais variadas (diopsídio, apatita, zircão, minerais opacos e, ocasionalmente, allanita, biotita e quartzo). A sua associação íntima com o diopsídio sugere que, ao menos, parte da sua cristalização depende da desestabilização deste clin-

**Tabela 2** – Dados modais das rochas dos maciços de Agulhas-Bananas (Ams. 1524 até 1542, sendo que as amostras 1524 e 1534 correspondem aos cumalatos e as amostras 1525 e 1528 aos diques) e da Serra do Pintado (Ams. 1545 até 1563).

Amostra	Qz	Plag	F. Alc	Diop.	Hb	Biot	Zir	Ap	Min.Op	Tit	All	P+Cb	%An
1524	3	2	2	3	86	0,25	0,50	2,0	0,50	0,25	0,50		4
1534	0,5				91		1	3,0	4	0,25	0,25		-
1415	5	8	75	2	6	3	0,25	0,25	0,20	0,20	0,10		8
1430	20	46	30			3	0,20	0,20	0,50		0,10		5
1437	5	5	80	2	2	5	0,25	0,25	0,20	0,10	0,10	0,10	4
1439	7	4	80	1	5	2	0,25	0,25	0,20	0,20	0,10		6
1526	10	5	75		3	6	0,20	0,25	0,20	0,25	0,10		6
1527	8	5	75	1	3	6	0,25	0,20	0,25	1	0,10	0,20	4
1531	10	2	75	1	9	2	0,25	0,25	0,20	0,20	0,10		4
1532	10	5	75	3		6	0,10	0,10	0,20	0,50	0,10		5
1535	10	5	75	1	5	3	0,10	0,10	0,10	0,50	0,10	0,10	7
1538	5	3	80	1	3	7	0,10	0,20	0,50	0,10	0,10		4
1525	18	50	25		6	0,20	0,10	0,20	0,20	0,10	0,10	0,10	4
1528	10	65	20		4	0,20	0,10	0,20	0,10	0,20	0,20		4
1540	6	2	80	3	8	0,25	0,10	0,25	0,20	0,10	0,10		5
1542	7	3	80	1	8	0,50	0,10	0,10	0,20	0,10			5
1545	5	5	75	14			0,10	0,50	0,10	0,10	0,10	0,10	4
1548	8	2	85	0,3	4	0,20	0,10	0,10	0,20	0,10			5
1549	5	2	85	2	5	0,25	0,20	0,20	0,25	0,10			4
1550	8	2	80	3	6	0,25	0,20	0,20	0,25		0,10		5
1551	5	2	85	2	5		0,10	0,20	0,50	0,10	0,10		4
1559	3	5	80	1	2	8	0,10	0,25	0,25	0,20	0,10	0,10	4
1563	15	5	70		4	5	0,10	0,25	0,20	0,25	0,10	0,10	4

piroxênio. Em alguns cristais de hornblenda, constata-se a existência de uma fina franja de um anfibólio incolor (actinolita ?), refletindo, provavelmente, o reequilíbrio a baixa temperatura. Os cristais de biotita marrom são subeuédricos e com tamanhos inferiores a 6 mm. Grande parte deles desenvolve-se ao longo das clivagens da hornblenda, embora existam cristais que as trunquem ou que ocorrem dissociados dela. A biotita guarda inclusões de minerais opacos, zircão e apatita. Todavia, no dique álcali-feldspato granito, a biotita marrom cristaliza-se independentemente do

anfibólio e orienta-se segundo a direção do fluxo magmático.

Ao se observar os minerais opacos sob luz refletida, constata-se a presença de magnetita, ilmenita e pirita. A magnetita tende a ser mais abundante e mais euédrica que os demais opacos. Seus cristais têm dimensões inferiores a 4 mm e exibem, com frequência, exsoluções de ilmenita em forma de flâmulas. A ilmenita é menos abundante que a magnetita e encontra-se invariavelmente circundada por titanita. O sulfeto é o mais anédrico dentre os minerais opacos e distribui-se irregularmente nas rochas estudadas.

Os minerais acessórios nestas rochas (apatita, zircão, titanita e allanita) são subeuédricos a euédricos e com tamanhos inferiores a 1 mm. Carbonato, pistacita e clorita são igualmente presentes.

## LITOGEOQUÍMICA

O estudo litogeoquímico das rochas dos *stocks* de SAB e SSP foi efetuado em espécies representativas e com base em 21 amostras, onde foram dosados os elementos maiores, mais F, CO<sub>2</sub>, perda ao fogo, alguns traços e, em 15 delas, fo-

ram analisados os Elementos Terras Raras (ETR). Estas análises foram realizadas na GEOSOL – Geologia e Sondagens Ltda. e os dados obtidos são apresentados nas Tabelas 3, 4 e 5.

As amostras analisadas são potássicas,  $K_2O > 6,8\%$  (Fig. 3A) e  $1,8\% < K_2O/Na_2O < 3\%$ , situam-se no domínio das rochas alcalinas (Figs. 3B e 3C) e exibem caráter metaluminoso

com tendência a peralcalinidade, exceto o cumulado (Am. 1534,  $0,71\%$  de  $K_2O$  e  $K_2O/Na_2O = 0,5$ ) que se situa no campo peralcalino (Fig. 3D). A grande maioria das amostras estudadas posiciona-se no diagrama TAS no campo dos sienitos (Fig. 3B) – podendo ser classificadas como K-sienitos, devido aos seus conteúdos de  $K_2O$ , conforme as recomendações da IUGS (Le Maitre *et al.*, 1989),

exceto as amostras dos cumulos que se situam nos campos do diorito gabróico (Am. 1524) e do gabro (Am. 1534) e um dique (Am. 1525), no campo do granito alcalino ( $3,2\% K_2O$  e  $K_2O/Na_2O = 0,56$ ).

Os K-sienitos dos dois *stocks* estudados têm composições químicas similares e apresentam pequena variação de  $SiO_2$  ( $61 < \%SiO_2 < 66$ ; Tabelas 3 e 4). Todos eles exibem eleva-

**Tabela 3** – Análises químicas representativas dos elementos maiores e alguns traços do *stock* sienítico de Agulhas-Bananas.

	1534	1524	1537	1437	1527	1540	1542	1415	1439	1538	1535	1531	1532	1528	1525
SiO <sub>2</sub>	47,8	54,8	61,4	62,1	63,6	63,8	64,4	64,6	64,6	64,8	65,3	65,6	65,9	64,4	69,4
TiO <sub>2</sub>	3,5	0,44	1,0	0,8	0,74	0,76	0,71	0,67	0,69	0,69	0,73	0,62	0,7	0,73	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5	6,1	14,1	14,2	14,2	13,8	14,4	14,5	14,6	14,5	14,3	13,7	13,8	14,2	15,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,8	3,6	1,7	1,0	1,4	0,95	1,3	1,2	1,0	1,0	1,1	1,3	0,96	1,5	1,2
FeO	12,7	8,0	3,3	4,3	3,2	3,4	3,0	3,0	2,9	3,2	2,9	2,9	3,6	3,0	2,0
MnO	0,41	0,29	0,58	0,14	0,12	0,12	0,13	0,11	0,11	0,11	0,1	0,13	0,13	0,12	0,09
MgO	9,3	8,5	2,3	2,1	1,7	1,8	1,3	1,7	1,4	1,3	1,5	1,4	1,5	1,5	0,66
CaO	10,9	10,7	3,0	2,8	1,8	2,2	1,6	1,8	1,6	1,7	2,1	1,8	1,8	1,8	1,5
Na <sub>2</sub> O	1,4	1,0	3,5	2,8	3,6	3,5	3,6	2,8	4,0	3,4	3,5	3,6	3,2	3,5	5,7
K <sub>2</sub> O	0,71	2,5	7,3	7,4	7,2	7,3	7,3	8,0	7,5	7,4	7,1	6,8	6,9	7,3	3,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,2	2,4	0,7	0,53	0,41	0,47	0,38	0,45	0,35	0,44	0,4	0,38	0,47	0,41	0,09
F	0,72	0,54	0,17	0,19	0,14	0,17	0,14	0,14	0,1	0,09	0,14	0,14	0,13	0,13	0,05
CO <sub>2</sub>	0,1	0,1	0,38	0,33	0,1	0,25	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
P.F.	0,67	0,8	0,52	0,39	0,17	0,15	0,24	0,42	0,24	0,17	0,15	0,27	0,23	0,19	0,34
Total	98,71	99,77	99,95	99,08	98,38	98,67	98,6	99,49	99,19	98,9	99,42	98,74	99,42	98,88	99,63
Nb	66	11	30	22	20	21	20	19	21	16	24	16	23	23	15
Y	90	47	37	42	38	30	33	30	43	29	29	26	33	38	37
Zr	1804	70	646	578	579	579	600	584	725	644	640	536	655	601	356
Rb	23	49	230	239	221	179	187	237	221	208	183	197	185	222	76
Sr	941	368	1118	1243	1082	1107	1002	987	987	1077	1428	691	866	1138	979
Ba	357	1207	5100	4685	4462	5000	4950	4214	5000	4703	4505	4253	3833	4380	1338
Th	15	18	41	<5	17	<5	21	20	69	14	14	33	19	10	25
Hf	35	8	11	12	11	10	11	12	14	13	12	9	12	12	8
V	202	62	59	55	43	48	47	49	37	42	49	43	51	49	31
Cr	200	211	122	68	52	58	37	57	46	43	48	42	39	43	23
Co	35	24	18	13	10	11	13	11	11	12	11	9	11	10	7
Pb	18	9	37	21	13	19	26	16	28	18	19	22	19	13	14
Ni	92	78	47	26	20	25	17	22	15	15	16	17	17	23	8
Cu	13	9	8	14	20	25	13	6	8	9	7	17	12	23	8
Ga	<5	15	17	19	20	21	18	20	23	21	21	20	19	19	26



**Tabela 4** – Análises químicas representativas dos elementos maiores e alguns traços do *stock* sienítico de Serra do Pintado.

	1545	1559	1550	1551	1549	1548
SiO <sub>2</sub>	62,40	62,50	62,80	63,30	64,10	65,30
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,83	0,76	0,80	0,75	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	14,40	14,30	13,80	13,50	14,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	1,30	0,86	2,10	1,70	2,30
FeO	3,00	3,70	4,00	3,20	3,00	2,10
MnO	0,16	0,13	0,14	0,12	0,13	0,10
MgO	1,60	2,00	1,90	2,00	1,90	1,50
CaO	4,00	2,30	2,30	2,30	2,30	2,00
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,20	3,50	3,50	3,50	3,50
K <sub>2</sub> O	7,70	7,40	7,50	7,10	6,90	7,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,55	0,54	0,50	0,47	0,43
F	0,06	0,17	0,17	0,16	0,17	0,15
CO <sub>2</sub>	0,40	0,28	0,10	0,10	0,10	0,16
P.F.	0,28	0,25	0,09	0,11	0,06	0,14
Total	99,05	99,01	98,96	99,09	98,58	99,49
Nb	11	21	18	20	19	22
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	47	39	37	35	30	33
Zr	324	491	644	738	662	591
Rb	146	233	200	182	177	217
Sr	1275	1428	1442	1178	1276	1157
Ba	4698	5220	5110	4799	5000	4541
Th	<5	17	<5	10	6	<5
Hf	8	9	12	15	12	12
V	36	52	54	57	56	41
Cs	<5	<5	6	<5	<5	<5
Cr	40	59	60	69	57	47
Co	9	13	12	14	13	12
Pb	22	16	36	14	15	19
Ni	15	23	26	23	21	17
Cu	15	20	26	17	12	13
Ga	11	23	20	19	16	18
Sn	<5	6	<5	14	<5	<5
Sc	16	<10	<10	<10	13	<10

dos conteúdos de Ba, Sr, ETRL, Th, Hf e Pb; F e CO<sub>2</sub> relativamente elevados; teores moderados de Zr, Y, Rb e baixos valores de TiO<sub>2</sub> (<1%) e Nb (<24 ppm) (Tabelas 3, 4 e 5). Estes dados, associados à proximidade geográfica entre os dois *stocks* e às semelhanças petrográficas descritas anteriormente, indicam que eles representam a expressão de um único magmatismo. Os baixos valores de Cr (<200 ppm), Ni (<100 ppm), e V (<200 ppm) traduzem a natureza evoluída destes

sienitos, todavia os valores presentes são elevados quando comparados com aqueles encontrados em rochas, com igual índice de diferenciação, de suítes cálcio-alcálicas e alcálicas sódicas (Fitton & Upton, 1987). Por outro lado, os moderados valores de Zr e Y, associados aos baixos valores de Nb, revelam uma assinatura orogênica, distinta, portanto, daquelas presentes nos sienitos anorogênicos (Fitton & Upton, 1987).

A presença, nestes *stocks*, de rochas formadas por acumula-

ção de cristais evidencia que o processo de cristalização fracionada foi atuante na formação destes sienitos. Através das correlações entre elementos traço é possível seguir o fracionamento do magma gerador destas rochas (Fig. 4). As relações entre Cr e Ni evidenciam os extremos do fracionamento e da acumulação, sendo eles representados pelas amostras do dique granítico (Am. 1525) e dos anfibólio-cumulatos (Fig. 4), respectivamente. O decréscimo abrupto em Cr, com valores relativamente constantes de Ni do dique granítico (Am. 1528) e em alguns sienitos sugere o fracionamento combinado dos minerais máficos presentes. O Sr nestas rochas decresce com o aumento do SiO<sub>2</sub> (62%SiO<sub>2</sub>, 1243 ppm Sr → 65%SiO<sub>2</sub>, 691 ppm Sr) e cresce com o aumento de Ba e da razão CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 5). Estes diagramas indicam, ainda, que o feldspato, além dos minerais máficos anteriormente citados, participa da paragênese mineral fracionada. Observando o comportamento dos hornblenda-cumulatos, nestes mesmos diagramas, constata-se que eles correspondem a episódios distintos de acumulação e que o mais rico em SiO<sub>2</sub> é também aquele com mais Ba, expressando os efeitos da participação do feldspato alcalino nos cumulatos máficos mais evoluídos. O posicionamento do dique granítico, Am. 1525 (Fig. 5), em relação à curva de evolução dos sienitos reflete, provavelmente, a trajetória seguida pelos magmas diferenciados graníticos destes corpos.

Os espectros dos ETR em todas as rochas destes *stocks* são marcados por um fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP (Fig. 6). Os cumulatos máficos são as rochas com os maiores conteúdos de ETR. Os

**Tabela 5** – Dados dos ETR de rochas dos *stocks* sieníticos estudados e alguns valores de razões obtidas com os elementos normalizados pelo Condrito C1 (Sun & McDonough, 1989).

	1534	1524	1437	1542	1415	1538	1439	1535	1532	1528	1525
La	530	160,8	146,5	161,9	168,6	352	287	373	229	61,5	42,7
Ce	1000	409	297	400	347	253	490	258	220	278	189,8
Nd	528	205	145,0	144,7	135,8	116,4	211	122,5	108,6	51,3	35,00
Sm	85,5	36,74	24,23	23,04	19,97	18,73	29,15	19,66	18,72	10,45	7,20
Eu	17,16	6,35	4,66	5,09	4,01	4,01	6,42	4,27	3,48	1,21	0,82
Gd	51,7	23,29	15,27	14,27	11,22	11,19	16,82	11,82	12,06	8,82	6,00
Dy	9,59	13,02	9,57	8,13	6,77	6,51	10,18	6,98	7,71	7,70	5,71
Ho	4,00	1,83	1,41	1,13	0,88	0,90	1,33	0,96	1,18	1,31	0,90
Er	11,01	4,88	3,79	3,09	2,43	2,48	3,76	2,70	3,29	3,36	2,20
Yb	6,82	2,98	2,80	1,98	1,48	1,58	2,32	1,71	2,37	2,20	1,50
Lu	0,94	0,42	0,41	0,28	0,20	0,23	0,30	0,23	0,33	0,33	0,21
Total	2265,20	865,97	651,2	763,82	698,81	767,86	1059,50	803,69	607,99	426,55	229,09
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	52,48	36,48	35,31	55,27	76,65	150,20	83,34	147,54	65,39	18,90	19,26
Eu/Eu*	0,73	0,62	0,69	0,80	0,75	0,78	0,82	0,79	0,66	0,38	0,37
Ce/Ce*	0,95	1,17	1,02	1,29	1,11	0,46	0,94	0,45	0,59	2,42	2,39

ETR tendem a decrescer com o aumento do SiO<sub>2</sub> e a anomalia negativa em Eu acentua-se (Eu/Eu\* = 0,73 → 0,62; Fig. 6A). Esta riqueza em ETR revela que estes elementos têm comportamento compatível durante a evolução deste magma. Por outro lado, a presença da anomalia negativa de Eu (usualmente interpretada como o resultado da extração de plagioclásio durante a evolução dos magmas) nestas rochas, onde o plagioclásio é ausente, revela que a deficiência neste elemento pode ser atribuída como uma assinatura do magma fonte. As rochas sieníticas apresentam, em geral, espectros paralelos aos cumulos (Figs. 6A e B) e uma menor anomalia em Eu (média = 0,76). O Ce em algumas amostras exibe anomalia positiva (1 < Ce/Ce\* < 1,3) e, em outras, negativa (0,5 < Ce/Ce\* < 0,9; Fig. 6B). Os diques exibem conteúdos de ETR mais baixos das rochas estudadas (Fig. 6C) e, igual ao que

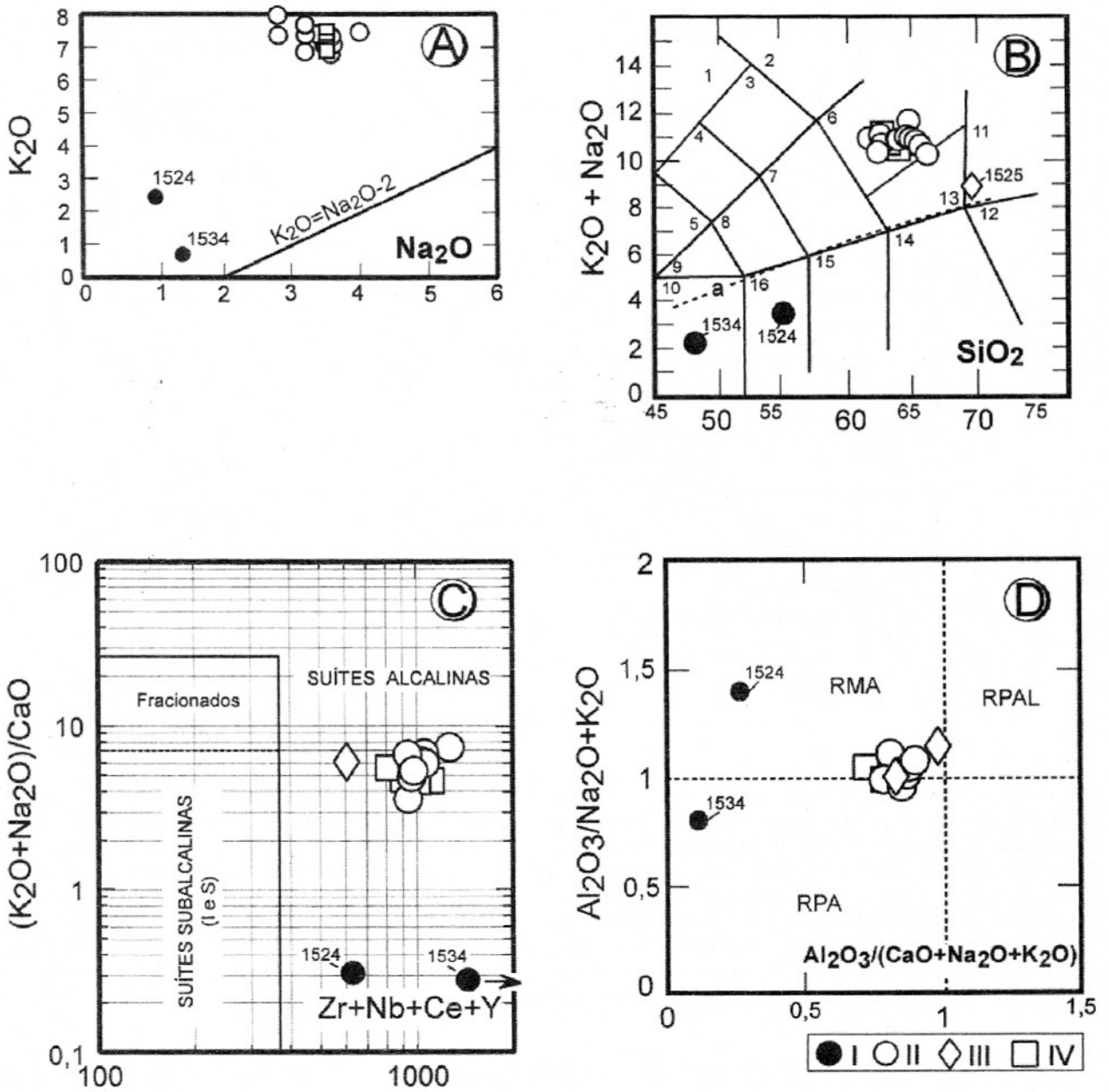
acontece com os cumulos, os conteúdos dos ETR decrescem com o aumento da diferenciação (SiO<sub>2</sub>) e a anomalia negativa em Eu aumenta (≈0,3). As razões (La/Yb)<sub>N</sub> dos diques apresentam os valores mais baixos (≈19) do conjunto de rochas estudadas, refletindo provavelmente o fracionamento precoce nestes magmas de apatita e zircão. Nestas rochas, aparece, ainda, uma expressiva anomalia positiva do Ce (2,3 < Ce/Ce\* < 2,4), que pode refletir a presença de fase fluída. Holland (1972) demonstra que este comportamento do Ce é geralmente resultado da atuação de fluidos de alta temperatura e com pH < 7.

## DISCUSSÃO

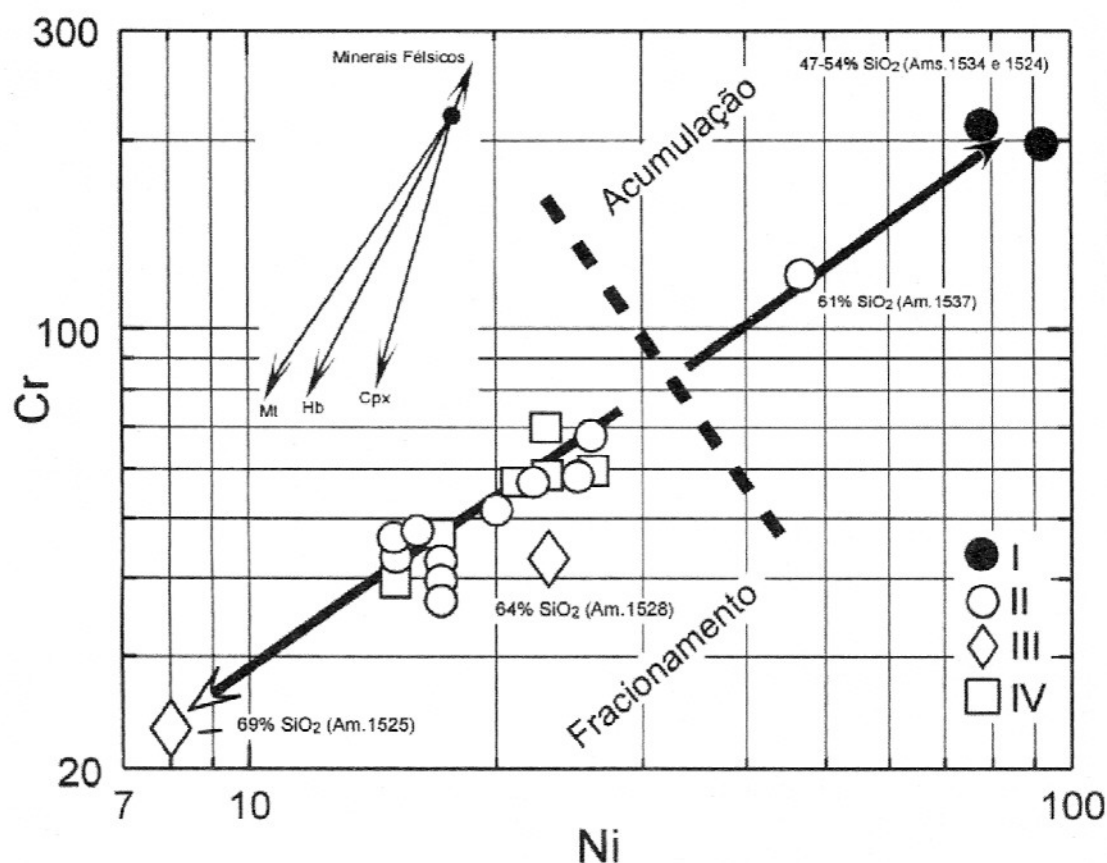
### Existência e Identidade do Magma Sienítico

As rochas sieníticas são, com frequência, consideradas

como resultados de acumulação de cristais de feldspato alcalino durante a evolução de magmas alcalinos básicos e intermediários. Nos *stocks* sieníticos estudados tem-se uma monotonia petrográfica e geoquímica, comumente reportada aos sienitos formados por acumulação (p. ex. Fitton & Upton, 1987). Todavia, os aspectos geológicos observados (tendência de foliação concêntrica à geometria do corpo ígneo, presença de estruturas de fluxo magmático orientando os prismas de feldspato alcalino e os cumulos máficos – formados pela mineralogia precoce máfica e acessória) e a presença de diques sieníticos adentrando no embasamento indicam a existência de condições de viscosidade e fluidez favoráveis ao fracionamento magmático e, portanto, pouco prováveis de se desenvolverem em rochas formadas por acumulação de cristais.



**Figura 3** – Disposição das rochas sieníticas estudadas em diagramas litogeoquímicos. [A] Correlação entre  $K_2O$  e  $Na_2O$ , em percentagem em peso, apresentando a curva estabelecida por Le Maitre *et al.* (1989) para classificação das rochas ígneas como sódicas ( $K_2O < Na_2O - 2$ ) e potássicas ( $K_2O > Na_2O - 2$ ). [B] Diagrama TAS com a delimitação dos campos composicionais para rochas ígneas plutônicas propostos por Middlemost (1994) [1 = rochas ricas em feldspatóides, 2 = foid sienitos, 3 = foid monzonitos, 4 = foid dioritos, 5 = foid gabros, 6 = sienitos, 7 = monzonito, 8 = monzodiorito, 9 = monzogabro, 10 = gabro, 11 = granito alcalino, 12 = granito subalcalino, 13 = quartzo monzonito, 14 = granodiorito, 15 = diorito, 16 = diorito gabróico] e a curva *a* corresponde ao limite estabelecido por Kuno (1966) para a divisão das suítes alcalinas e subalcalinas. [C] Diagrama correlacionando a razão  $[(K_2O+Na_2O)/CaO]$  versus  $Zr+Nb+Ce+Y$  de Whalen *et al.* (1987). [D] Diagrama, em moles, correlacionando as razões  $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]$  versus  $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$ , separando os campos das suítes metaluminosas [RMA], peraluminosas [RPAL] e peralcalinas [RPA]. Hornblenda-cumulatos [I], sienitos [II] e diques [III] do stock Agulhas-Bananas e os sienitos do stock de Serra do Pintado [IV].



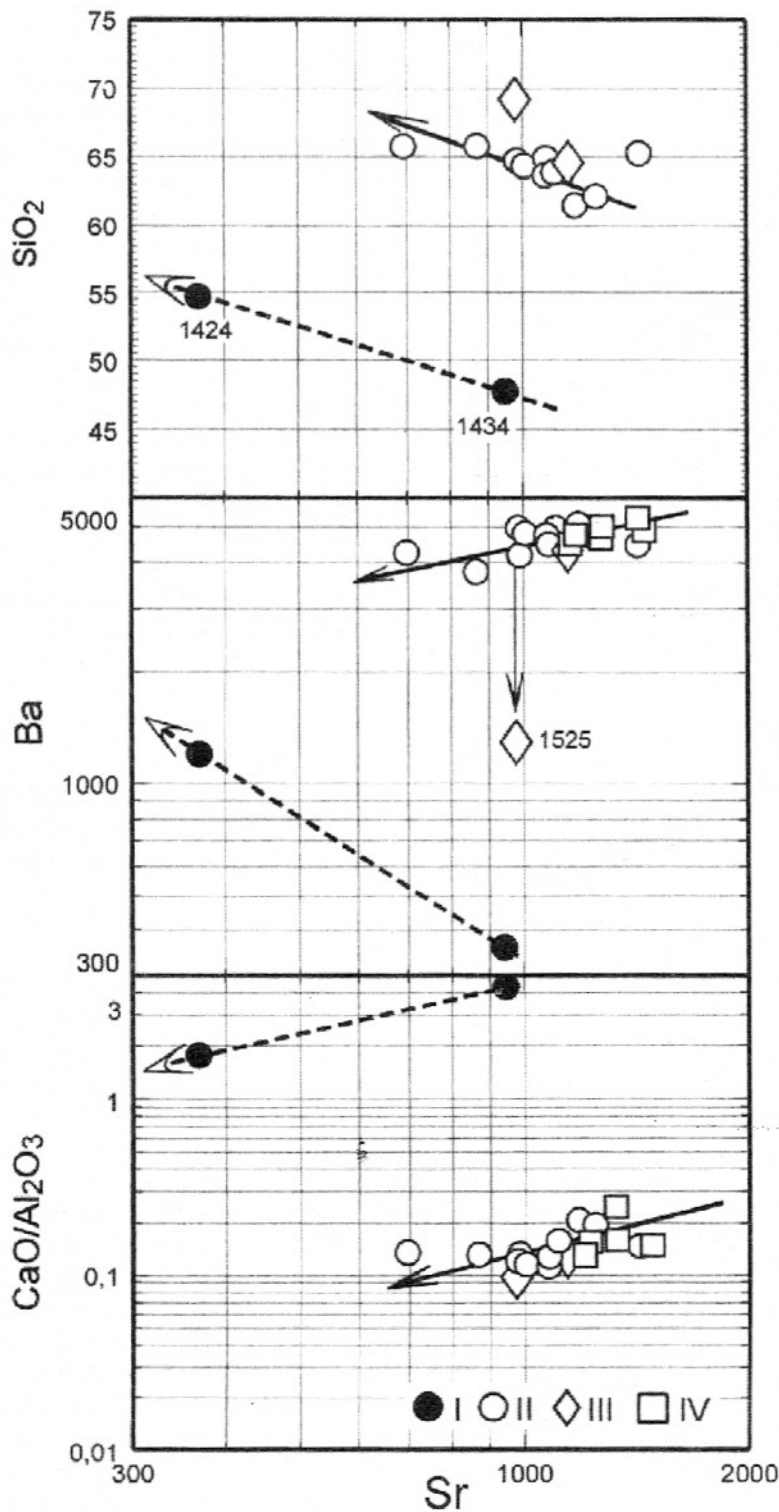
**Figura 4** – Diagrama bi-logarítmico correlacionando Cr versus Ni das amostras dos *stocks* estudados, apresentando os vetores das tendências de acumulação (seta preta) e fracionamento (seta branca). A curva tracejada corresponde a um limite arbitrário das regiões, onde dominam os efeitos da acumulação e do fracionamento de cristais (ver explicação no texto). O feixe de setas apresentado corresponde às direções indicativas dos efeitos de fracionamento de clinopiroxênio [Cpx], hornblenda [Hb], magnetita [Mt] e à assembléia de minerais félsicos. Os cálculos foram efetuados a partir da equação de fracionamento  $C_o = C_i F^{(D-1)}$ , utilizando-se os *Kds* destes elementos listados por Rollinson (1996), admitindo-se que estes minerais cristalizam-se a partir de um magma de composição intermediária. Hornblenda-cumulatos [I], sienitos [II] e diques [III] do *stock* Agulhas-Bananas e os sienitos do *stock* de Serra do Pintado [IV].

Um dos aspectos que chama atenção nas rochas sieníticas estudadas é a ausência da cristalização de plagioclásio. Os cristais de albita observados nestas rochas limitam-se unicamente às vizinhanças dos cristais de feldspato alcalino e suas relações texturais com este mineral indicam que a formação da albita é controlada pela exsolução do feldspato alcalino. A ausência de cristalização de plagioclásio em magmas reflete, normalmente, um alto conteúdo em voláteis (Bowen, 1956), alta pressão ou, ainda, a

resposta de sua limitação composicional (Mitchell & Bergman, 1991; Mitchell, 1995). De qualquer forma, magmas com este comportamento são raros e estas evidências descartam a possibilidade da existência de magmas basálticos usuais na gênese destes sienitos. Por outro lado, magmas básicos e intermediários, que têm a capacidade de cristalizar como paragênese precoce clinopiroxênio ( $\pm$ hornblenda), mica e apatita, são frequentemente reportados às suítes lamprofíricas e lamproíticas (Wolley *et al.*, 1996).

A diferença diagnóstica entre magmas lamprofíricos potássicos (minettes) e lamproíticos é a capacidade, deste último, de cristalizar uma paragênese acessória constituída por minerais pouco usuais (p. ex. Ba-Cr titanatos, wadeita [ $K_2ZrSi_3O_9$ ]; Wolley *et al.*, 1996). Estes minerais não foram identificados nos sienitos estudados.

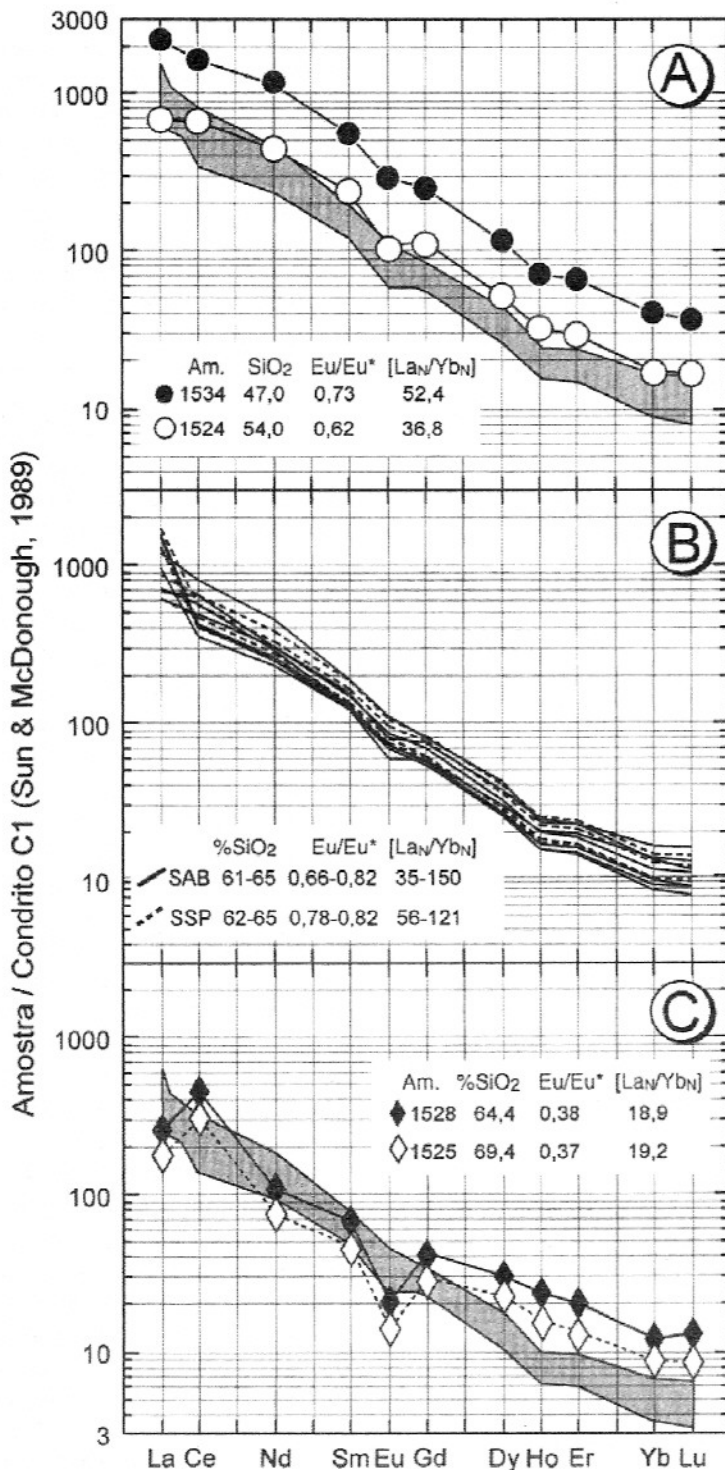
A ocorrência de magmas lamprofíricos ultrapotássicos, associados a K-sienitos no NSer, foi reportada por Conceição *et al.* (1995) no Maciço de Morro do Afonso, que se loca-



**Figura 5** – Diagramas apresentando as relações entre o  $\text{SiO}_2$  (%), Ba (ppm) e a razão  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus o Sr (ppm). As curvas apresentadas correspondem às tendências evolucionais traçadas para o fracionamento (reta contínua) e acumulação (reta tracejada) nos stocks sieníticos estudados. Hornblenda-cumulatos [I], sienitos [II] e diques [III] do stock Agulhas-Bananas e os sienitos do stock de Serra do Pintado [IV].

liza a 20 km a norte dos *stocks* estudados. Posteriormente, Barrueto *et al.* (1996) descrevem a existência de lamprófiros sódicos e potássicos na mina de Au da Fazenda Maria Preta. Comparando-se o espectro composicional dos sienitos estudados com aqueles dos sienitos e lamprófiros do Maciço de Morro do Afonso (Fig. 7), constata-se uma grande similaridade entre estas rochas. Destaca-se, entretanto, que os sienitos estudados são mais empobrecidos em Th, K, La, Ce, Zr e apresentam um forte vale em P e moderado em Sr, indicando fracionamento expressivo de apatita ( $Kd_p \gg 1$  e  $Kd_{Sr} > 1$ ).

A associação entre sienitos alcalino-potássicos e minettes como a que ocorre no NSer é relativamente comum e, em todas elas, magmas lamprofíricos têm sido atribuídos como os responsáveis pela cristalização dos sienitos (Rock, 1987; Conceição *et al.*, 1995; Eklund *et al.*, 1998). Os estudos experimentais desenvolvidos por Esperança & Holloway (1987) demonstram que a paragênese clinopiroxênio, apatita e mica é estável a temperaturas inferiores a 1000°C nestes magmas lamprofíricos. Os dados termométricos obtidos para a cristalização do zircão nos K-sienitos em apreço são da ordem de  $915 \pm 20^\circ\text{C}$  (Fig. 8A). Esperança & Holloway (1987) chamam atenção para o aumento da atividade de  $\text{H}_2\text{O}$  na cristalização, diminui o campo dos líquidos, sendo que a baixas pressões a mica deixa de ser estável dando lugar ao ortoclásio. A presença da hornblenda formando-se às custas do diopsídio, como ocorre nos K-sienitos estudados, tem sido interpretada como o reflexo do aumento da atividade de fluidos (Elliot *et al.*, 1998) e sua cristalização conduz à saturação do magma em sílica.

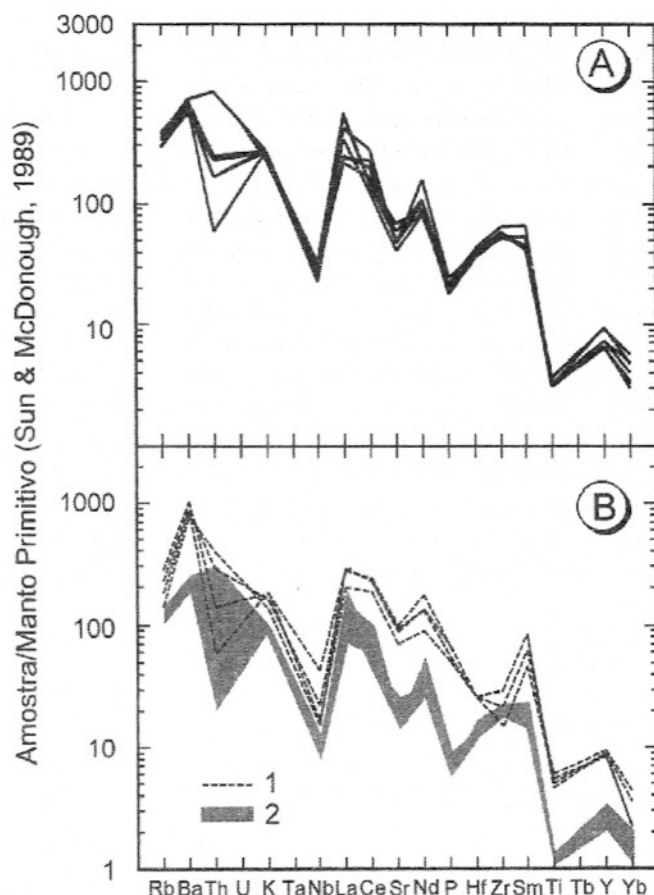


**Figura 6** – Diagramas multielementares para os Elementos Terras Raras das amostras estudadas normalizados pelo Condrito C1 (Sun & McDonough, 1989). Cumulatos [A], sienitos [B, sendo que as retas contínuas correspondem as amostras do stock de Agulhas-Bananas e a tracejada às dos sienitos do stock da Serra do Pintado] e diques [C]. A região sombreada presente nas Figuras 1A e 1C corresponde à área ocupada pelas rochas sieníticas.

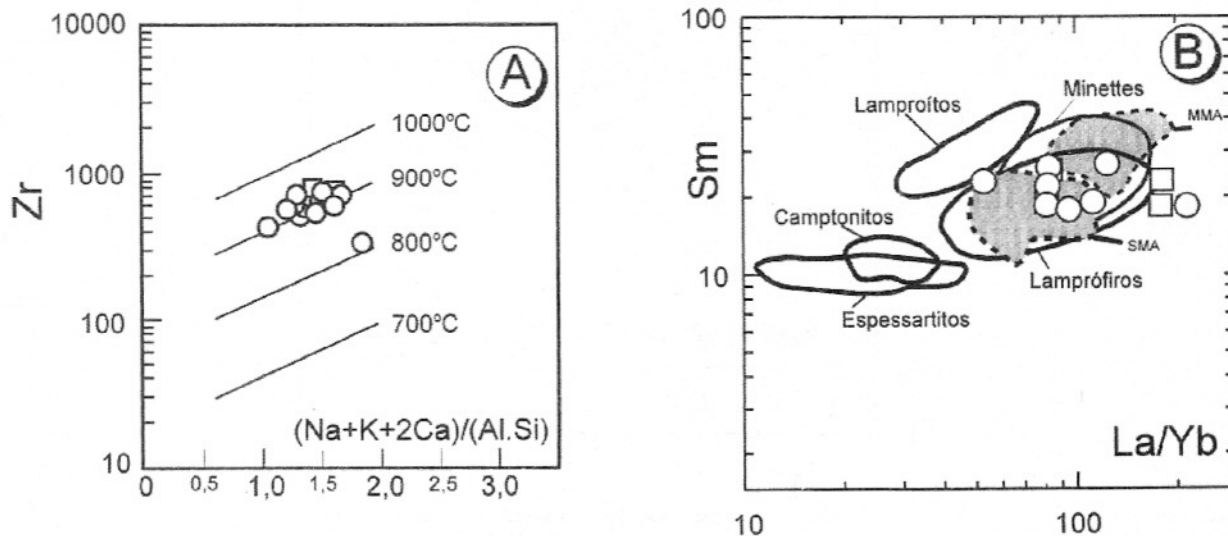
Rock (1987) estabelece diagramas discriminantes para identificar a afinidade de rochas lamprofíricas e as rochas estudadas situam-se no campo definido para os minettes, superpondo-se ao campo dos sienitos de Morro do Afonso de assinatura lamprofírica (Fig. 8B). Além dos aspectos geoquímicos importantes citados, os conteúdos expressivos em CO<sub>2</sub> e F nos sienitos estudados associados à presença de carbonato são dados que igualmente apontam para a afinidade lamprofírica destas rochas sieníticas.

#### Implicações Geodinâmicas e Natureza da Fonte dos K-Sienitos

A evolução geodinâmica do NSer é uma questão ainda em aberto, embora existam diversas proposições para explicar a história paleoproterozóica deste núcleo (p. ex. os modelos de subducção de crosta oceânica – crosta oceânica (Silva, 1992) ou de sistema *rift* (Silva, 1994) são propostos para explicar a formação do *Greenstone belt* do Rio Itapicuru). Todavia, até o momento, não foram encontradas evidências diretas que suportem os modelos propostos (p. ex. metamorfismo de alta pressão, fragmentos da crosta oceânica subductada ou de magmatismo de *rift*). Estes mesmos modelos têm sido elaborados com evidências indiretas, baseados na abundância de magmas cálcio-alcalinos (granitos e andesitos) e basálticos com afinidade toleítica, cujas características geoquímicas são similares às dos magmas gerados em ambiente de arco vulcânico (Fig. 9). Aparentemente, a colisão paleoproterozóica entre o NSer e os terrenos granulíticos do Cin urão Mó-



**Figura 7** – Diagramas multielementares normalizados pelo Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989) aplicado às rochas sieníticas dos *stocks* estudados [A] e aos lamprófiros do Maciço de Morro do Afonso, retas tracejadas [1] após Rios (1997), e a área cinza [2] corresponde ao campo determinado pelas rochas estudadas [B].



**Figura 8** – [A] Diagrama Zr versus  $[(Na+K+2Ca)/(Al.Si)]$  segundo Watson & Harrison (1983), sendo apresentadas as isotermas de saturação para  $[(Na+K+2Ca)/(Al.Si)] < 2$ . A temperatura média de saturação em zircônio para as composições estudadas calculadas foi de  $915 \pm 20^\circ C$ . [B] Diagrama Sm versus La/Yb, segundo Rock (1987), apresentando os campos para diversos tipos de lamprófiros. As regiões em cor cinza delimitadas por retas tracejadas correspondem aos minettes (MMA) e sienitos (SMA) do Maciço de Morro do Afonso. Sienitos [1] do *stock* Agulhas-Bananas e os sienitos do *stock* de Serra do Pintado [2].

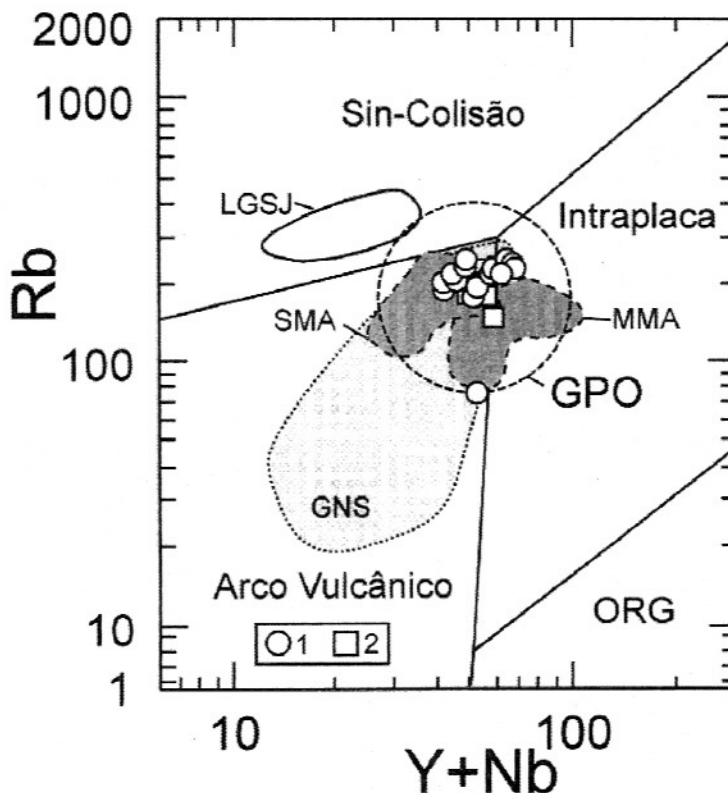
vel Salvador-Curaçá não produziu o magmatismo similar àquele do oeste (Núcleo Remanso) com este mesmo cinturão, que gerou o alinhamento de granitos crustais de Jacobina-Contendas Mirante, há 1900-2000 Ma (Cuney *et al.*, 1990).

As determinações das idades U-Pb e Pb-Pb, em monocristais de zircão, nos diferentes tipos de granitos (Rios *et al.*, 1998, 2000 e referências neles citadas) e Rb-Sr e Pb-Pb, em rocha total, nos basaltos (Silva, 1992 e Leal, 1994) revelam que existiu um grande aporte de magmas gra-

níticos e basálticos ao longo de 300 milhões de anos (2300-2000 Ma) no NSer. O magmatismo granítico deste núcleo é variado (TTG, cálcio-alcálico de médio e alto K, e alcalino) e estes corpos não se apresentam dispostos segundo a zonalidade encontrada em muitos dos sistemas colisionais modernos, o que pode refletir os efeitos da tectônica transcorrente descrita por Silva (1994) quando do fechamento da Bacia Itapicuru. De qualquer maneira, um grupo de granitos do NSer, ao qual estão inclusos os K-sienitos estudados, apresentam evidências de campo e

geoquímicas que indicam tratar de magmas pós-colisionais (Fig. 9).

Os fortes vales para o Nb e Ti, em diagramas multielementares (Fig. 7), e as altas razões Ba/La, Ba/Zr e baixa Ce/Pb, presentes nestes K-sienitos, são atribuídas por vários autores como características de magmas relacionados à subducção (p. ex. Hawkesworth *et al.*, 1995 e as referências nele citadas). Os altos conteúdos em Sr, Ba e ETRL, associados aos moderados valores de Eu e  $Al_2O_3$  e aos baixos conteúdos de ETRP e Y, sugerem que o mag-



**Figura 9** – Diagrama Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) apresentando a disposição dos diversos tipos de ambiente geodinâmico de colocação de granitos (*sensu lato*), sendo ORG os granitos de cadeias oceânicas. Campo dos granitos pós-orogênicos [GPO] determinados por Pearce (1996). Minettes [MMA] e sienitos [SMA] do maciço de Morro do Afonso segundo Rios (1997). Campo dos granitos do Núcleo Serrinha segundo Rios *et al.* (1998). Campo dos leucogranitos da Serra de Jacobina após Cuney *et al.* (1990). Sienitos [1] do stock Agulhas-Bananas e os sienitos do stock de Serra do Pintado [2].



ma responsável pela cristalização destes K-sienitos tenha sido gerado na zona da estabilidade da granada, com sua retenção na fonte. Altas razões La/Nb são, segundo Hawkesworth *et al.* (1995); Rogers & Setterfield (1994) e Rogers *et al.* (1995), indicativas de fontes no manto litosférico continental. Por outro lado, o enriquecimento de K<sub>2</sub>O em magmas alcalinos é geralmente assumido como o resultado da desidratação ou da fusão da placa oceânica descendente, que provoca o metassomatismo potássico ou hibridização da cunha do manto litosférico (Best, 1975) e se traduz no interior do manto pela cristalização da flogopita ou K-richterita (Schmidt, 1996; Konzett *et al.*, 1997). Razões baixas de Ba/La, Sr/Ce e Ba/Rb, como as presentes nas rochas estudadas, são, segundo Serri (1990), diagnósticas de ação de metassomatismo na cunha mantélica e traduzem a assinatura da participação de sedimentos pelágicos (Ben Othman *et al.*, 1984).

As assinaturas geoquímicas presentes nas rochas K-sieníticas estudadas sugerem que os magmas responsáveis parentais sejam produtos de fusão parcial de um manto litosférico na região de estabilidade da granada (>80 km) e com forte componente de subducção. O conhecimento atual sobre o Núcleo Serrinha não permite que se infira sobre a localização, geometria e a estrutura da subducção. Logo, é impossível tecer comentários sobre as relações entre este magmatismo alcalino e este contexto geodinâmico. Entretanto, não se pode desconsiderar o fato de que os K-sienitos estudados têm idade semelhante aos presentes no Cinturão Móvel Salvador-Curacá. Este fato é interpretado neste

trabalho como indicativo de que todo o magmatismo sienítico seja a expressão de um único evento e, neste caso, a geração destes magmas alcalino-potássicos paleoproterozóicos, na parte leste do Cráton do São Francisco, independeria da orogenia Transamazônica. As idades modelo Nd<sub>TCHUR</sub> obtidas para os maciços sieníticos do leste da Bahia (Conceição *et al.*, 1997; Rios *et al.*, 1997) têm revelado sistematicamente valores da ordem de 2,6±0,2 Ga, indicando que seja esta a idade do metassomatismo mantélico ou a da extração destes magmas alcalinos potássicos, logo anteriores à atuação da orogenia Transamazônica. Por fim, Ringwood (1990) chamou atenção para o fato de que magmas potássicos gerados por fusões mantélicas podem permanecer aprisionados no manto e se colocar na crosta continental com até 1 Ga após suas formações. Os resultados de estudos isotópicos em rochas alcalino-potássicas em diversos continentes e períodos geológicos têm confirmado esta hipótese (p. ex. Fraser *et al.*, 1986; Nelson, 1992).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo dos *stocks* sieníticos de Agulhas-Bananas e da Serra do Pintado permite melhor compreender a amplitude do magmatismo alcalino-potássico paleoproterozóico nos terrenos do leste do Cráton de São Francisco.

As semelhanças petrográficas e geoquímicas identificadas entre as rochas dos dois *stocks* sieníticos estudados permitem considerá-los como a expressão de um mesmo magmatismo. As idades Pb-Pb de 2067±22 e 2086±17 Ma (por evaporação

de monocristais de zircão), obtidas para estes sienitos, superpõem-se àquelas encontradas para os sienitos do maciço de Morro do Afonso, localizado a 20 km a norte. Este fato indica que a colocação dos magmas sieníticos no Núcleo Serrinha processaram-se em um mesmo período geológico.

Os dados químicos disponíveis sobre os sienitos estudados permitem classificá-los como sienitos alcalino-potássicos, enriquecidos em LILE e empobrecidos em HFSE. Esta assinatura geoquímica, juntamente com algumas razões entre elementos traço diagnósticas (p. ex. La/Nb, Ce/Pb, Ba/Zr, Ba/La), apontam para que estas rochas tenham se cristalizado a partir de um magma formado por fusão parcial mantélica, com retenção de granada na fonte e com forte contribuição de subducção. Neste contexto, a ausência de cristalização de plagioclásio neste magma é interpretada como uma afinidade minética.

Ao se integrar os dados obtidos neste estudo com aqueles disponíveis sobre os sienitos paleoproterozóicos do leste do Cráton do São Francisco, percebe-se que todo este magmatismo alcalino-potássico limita-se a um intervalo de tempo relativamente estreito, de 60 milhões de ano, sendo posterior ao pico da orogenia Transamazônica, sugerindo que estes corpos sieníticos representam o magmatismo pós-orogênico desta orogenia.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM, pelo valioso apoio que viabilizou esta pesquisa; ao Conselho de Desenvolvi-

mento Científico e Tecnológico CNPq (Processo nº 52192/97-6), pelas bolsas de mestrado (LLO) e doutorado (BECF); à Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal do Ensino Superior – CAPES, pelas bolsas de mestrado (CMGB, BECF e AAP) e doutorado (DCR); e aos dois revisores anônimos pelas pertinentes sugestões. Este artigo representa a contribuição de número 89 do Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral/DGq/CPGG da UFBA.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARRUETO, H.R.; OLIVEIRA, E.P.; XAVIER, R.P. (1996) Rochas subvulcânicas ultrassódicas e lamprófiros no GBRI, Bahia: implicações na metalogênese do ouro. *In: Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador. Anais, 3:253-256.
- BEN OTHMAN, D.; WHITE, W.M.; PATCHETT, J. (1984) The geochemistry of marine sediments, island area magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **94**(1):1-21.
- BEST, M.G. (1975) Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks. *Geology*, **3**:429-432.
- BOWEN, N.L. (1956) *The evolution of the Igneous Rocks*. Dover Publications Inc. USA 332p.
- BURGOS, M.C.G. (1999) Sienitos da parte sudeste do Núcleo Serrinha (Bahia): maciços dos morros das Agulhas e Bananas e da Serra do Pintado: Geologia, petrografia e geoquímica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 172p.
- CONCEIÇÃO, H. (1993) Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá mobile belt (Bahia – Brazil). *Geodynamic Significance. Acad. bras. Ci.* **65**(1):17-32.
- CONCEIÇÃO, H. & OTERO, O.M.F. (1996) Magmatismo Granítico e Alcalino no Estado da Bahia. *Pub. Esp. da Sup. Geol. Rec. Min. Bahia-SICM*. 133p.
- CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D.C.; ROSA, M.L.S. (1995) Petrologia da associação sienito-lamprófiro. Caso da intrusão de Morro do Afonso (*Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia). *Geochim. Brasil.* **9**(1):91-109.
- CONCEIÇÃO, H.; MARTIN, H.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P. (1997) Alkali-potassic magmas generated by partial melting of an enriched-mantle source: example from the Paleoproterozoic plutonism, State of Bahia, NE Brazil. *In: Int. Symp. on Granites and Associated Mineralizations*, 2, Salvador. *Extend Abstract and Program*, p.108-109.
- CUNEY, M.; SABATÉ, P.; VIDAL, Ph.; MARINHO, M.M.; CONCEIÇÃO, H. (1990) The 2Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante (Bahia-Brazil): Major and trace-element geochemistry and metallogenic potential. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **44**(1/2):123-141.
- EKLUND, O.; KONOPELKO, D.; RUTANSEN, H.; FRÖJDÖ, C.; SHEBANOV, A.D. (1998) 1.8 Ga Svelojennaina post colisional shoshonitic magmatism in Fennoscandian Shield. *Lithos* **45**:87-108.
- ELLIOTT, B.A.; RÄMO, O.T.; NIRONEN, M. (1998) Mineral chemistry constraints on evolution of the 1.88-1.87 Ga post-kinematic granites in the crustal Finland Granitoid Complex. *Lithos*, **45**:109-129.
- ESPERANÇA, S. & HOLLOWAY, J.R. (1987) On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**(2):207-216.
- FRASER, K.J.; HAWKESWORTH, C.J.; ERLANK, A.J.; MITCHELL, R.H.; SCOTT-SMITH, B.H. (1986) Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**(1/2):57-70.
- FITTON, J.G. & UPTON, B.G. (1987) *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. Spec. Pub.* 620p.
- HAWKESWORTH, C.; TURNER, S.; GALLAGHER, K.; HUNTER, A.; BRADSHAW, T.; ROGERS, N. (1995) Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.*, **100**:10271-10286.
- HOLLAND, H.D. (1972) Granites, solutions and base metal deposits. *Econ. Geol.* **67**:281-301.
- JORST-EVANGELISTA, H.; PERES, G.G.; MACAMBIRA, M.J.B. (2000) Pb/Pb single-zircon dating of Paleoproterozoic calc-alkaline/alkaline magmatism in the Southeastern São Francisco Craton Region, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **30**(1):174-176.

- KONZETT, J.; SWEENEY, R.J.; THOMPSON, A.B.; ULMER, P. (1997) Potassium amphibole stability in the upper mantle: an experimental study in a peralkaline KNCMASH system to 8.5 GPa. *J. Petrol.* **38**(5):537-568.
- KUNO, H. (1966) Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**:195-222.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHIMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R.; ZANETTIN, B. (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Backwell Scientific Publications, Oxford, U.K. 193p.
- LEAL, L.R.B.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M.; LEAL, A.B.M.; GIRARDI, V.A.V. (1994) Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil). *Geochim. Brasil.*, **8**(1):99-114.
- MASCARENHAS, J.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, Salvador-BA, SME/CPM, **2**:57-165.
- MIDDLEMOST, E. (1994) Naming materials in the magma – igneous rocks system. *Earth Sci. Rev.*, **37**:215-224.
- MILLER, C.; SHUSTER, R.; KLÖTZLI, U.; FRANK, W.; PURTSCHHELLER, F. (1999) Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrol.* **40**(9):1339-1424.
- MITCHELL, R.H. (1995) Kimberlites, orangeites and related rocks. Plenum Press, N.Y.-USA, 410p.
- MITCHELL, R.H. & BERGMAN, S.C. (1991) Petrology of lamproites. Plenum Press, N.Y.-USA. 447p.
- NASCIMENTO, H.S. (1996) Evolução petrogenética da intrusão ácido-básica de Cansanção. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 205p.
- NELSON, D.R. (1992) Isotopic characteristics and petrogenesis of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, **28**:403-420.
- PEARCE, J.A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.D. (1984) Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- PEREIRA, L.H.M. (1992) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Serrinha (SC.24-y-D-VI), Escala 1 :100.000, Estado da Bahia. DNPM/CPRM, Brasília – DF, 180p.
- RINGWOOD, A.E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, **82**(3/4):187-207.
- RIOS, D.C. (1997) Petrologia do magmatismo potássico-ultrapotássico e lamprofírico de Morro do Afonso – Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 232p.
- 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. Pub. Esp. da SBG-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) Ages of granites of the Serrinha Nucleus, Bahia (Brazil): an overview. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):74-77.
- ROCK, N.M.S. (1987) The nature and origin of lamprophyres: an overview. *In*: J.G. FITTON & B.G. UPTON (Eds.) Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. Sp. Pub., **30**:191-226.
- ROLLINSON, H. (1996) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Addison Wesley Logman Ltda., UK. 352p.
- ROGERS, N.W. & SETTERFIELD, T.N. (1994) Potassium and incompatible element enrichment in shoshonitic lavas from the Tava vulcano, Fiji. *Chem. Geol.*, **118**(1):43-62.
- ROGERS, N.W.; HAWKESWORTH, C.J.; OMEROD, D.S. (1995) Late cenozoic basalt magmatism in the West Great Basin, California and Nevada. *J. Geophys. Res.*, **100**:10287-10301.

- ROSA, M.L.S. (1999) Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 186p.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; OBERLI, F.; MEIER, M.; MARTIN, H.; MACAMBIRA, M.J.B.; SANTOS, E.B.S.; PAIM, M.M.; LEAHY, G.A.S.; LEAL, L.R.B. (2000) Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the paleoproterozoic Guanambi Batholith, southwest Bahia State (NE, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):62-65.
- SCHMIDT, M.W. (1996) Experimental constraints on recycling of potassium from subducted crust. *Science*, **272**:1927-1930.
- SERRI, G. (1990) Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**:219-242.
- SILVA, F.C.A. (1994) Étude structural du Greenstone Belt paleoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). Tese de Doutorado, Université d'Orleans, França. 307p.
- SILVA, M.G. (1992) O Greenstone belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(2):157-166.
- STUMPFL, E.F.; EDGAR, A.D.; GROVES, D. (1994) The Nicholas Rock Memorial Volume. *Mineral. Petrol.*, **51**(1/2):375p.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications from mantle composition and process. *In: A.D. SAUNDERS & M.J. NORRY (Eds.) Magmatism in ocean basin. Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **47**:313-345
- WATSON, E.B. & HARRISON, M.T. (1983) Zircon saturation revisited: temperatures and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**:381-397.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. (1987) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**:407-419.
- WOLLEY A.R.; BERGMAN, S.C.; EDGAR, A.D.; MITCHELL, R.H.; ROCK, N.S.; SMITH, B.H.S. (1996) Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalisilitic, melilitic, and leucititic rocks. *Can. Mineral.*, **34**(2):175-186.
- WYLLIE, P.J. (1984) Experimental petrology of upper mantle materials processes and products. *Int. Simp. on the Phys. and Chem. the Upper Mantle*, 1, São Paulo. p.167-226.
- ZINDLER, A. & HART, S.R. (1986) Chemical geodynamics. *An. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**:493-571.