



PETROLOGIA DOS SIENITOS ALCALINOS POTÁSSICOS DO MACIÇO DE SANTANÁPOLIS, BA

R.V. Conceição^{1,2}, H. Conceição^{1,3,4}, J.M. Lafon⁵

¹Curso de Pós-Graduação em Geologia - UFBA, Rua Caetano Moura, 123, CEP 40.210-340, Salvador, BA

²Curso de Pós-graduação em Geociências - UFRGS (atual), Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS

³Departamento de Geoquímica - UFBA, Rua Barão de Geremoabo, s/n, CEP 40.210-340, Salvador, BA

⁴Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica - UFBA, Rua Caetano Moura, 123, CEP 40.210-340, Salvador, BA

⁵Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Geociências - UFPA, Caixa Postal 1.611, CEP 66.075-110, Belém, PA

Recebido em 07/96; aprovado para publicação em 03/97

ABSTRACT

The Santanópolis syenitic massif is located in the southern part of the Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia, Brazil). It was intruded at 2,1 Ga, after the granulitic metamorphic event was imprinted in this belt. This alkaline pluton of potassic and metaluminous characteristics is composed, in the northern portion, by faneritic syenites enriched in cumulatic structures; in the south, by porphyritic syenites. The pluton evolution is characterized by early crystallization of diopside, mica and accessories minerals (such as apatite, zircon and Fe-Ti oxides). The alkali-feldspar and amphibole crystallization starts in situ when the magma reaches mesozonal levels. The chemical evolution of these rocks can be explained by magma mixing and a cumulatic process. Geochemical data (enrichment of K, Ba, Sr and LREE and low contents of Ti and Nb) together with low isotopic ratio, suggest a mantelic source with subduction zone signature.

RESUMO

O maciço sienítico de Santanópolis, localizado na parte sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, é intrusivo a 2,1 Ga, após o evento metamórfico granulítico.

Este plutão é de natureza alcalina potássica metaluminosa, sendo constituído por sienitos faneríticos, ricos em estruturas cumulativas, na parte norte, e sienitos porfiríticos na porção sul. Sua evolução é caracterizada pela cristalização precoce de diopsídio, mica e acessórios (apatita, zircão e óxidos de Fe-Ti). O feldspato alcalino e anfibólio cristalizam in situ quando o magma atinge uma câmara magmática mesozonal.

A evolução química destas rochas pode ser explicada como uma mistura de líquido e cumulato. As assinaturas geoquímicas presentes (riqueza em K, Ba, Sr e ETRL, e baixos conteúdos de Ti e Nb), associada à baixa razão isotópica do estrôncio, apontam para uma fonte mantélica com assinatura de subducção.

INTRODUÇÃO

No leste da Bahia, existe um alinhamento descontínuo de plutões sieníticos, que perfaz mais de 1000 km, ocupando a posição mediana do Cinturão Móvel Costeiro Atlântico. Este plutonismo é representado pelos maciços de: Itiúba (1800 km²), situado a norte; Santanópolis (180 km²) e São Félix (32 km²), na parte central; e Anurí (70 km²) e Itamaratí (40 km²), no sul da Bahia. Os dados cartográficos e isotópicos disponíveis sobre estas intrusões indicam que estes magmas representam a mais volumosa (>2100 km² de área) das expressões plutônicas associadas às etapas finais do Transamazônico (≈ 2 Ga).

Nos últimos anos, foram desenvolvidas várias pesquisas visando estabelecer informações de detalhe sobre o plutonismo sienítico do leste da Bahia. Estes corpos - anteriormente relatados como curiosidade e, freqüentemente, interpretados como unidades metamórficas do embasamento durante os levantamentos geológicos regionais - foram caracterizados como entidades ígneas, com evoluções próprias e representativas de um evento de fusão parcial de um manto metassomático precambriano (Conceição, 1990; Conceição, 1994; Rosa, 1994; Oliveira, 1995).

Neste trabalho, serão apresentados e discutidos os dados geológicos, petrográficos, geocronológicos, mineraloquímicos e geoquímicos do Maciço Sienítico de Santanópolis (MSS), que representa a segunda maior intrusão sienítica do leste da Bahia.

CONTEXTO REGIONAL

A intrusão sienítica de Santanópolis foi reconhecida e cartografada, pela primeira vez, por Silva Filho *et al.* (1977). Localiza-se na região compreendida entre as cidades de Feira de Santana e Lamarão (Fig. 1), parte centro-sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC representa a bifurcação noroeste na Bahia do Cinturão Móvel Costeiro Atlântico). Neste setor do CMSC, são presentes terrenos granulíticos, migmatíticos e as intrusões granodiorítica de Santa Bárbara e sienítica de Santanópolis.

Nos terrenos granulíticos, são reconhecidas duas unidades litológicas distintas. Uma de natureza supracrustal e outra infracrustal. A unidade supracrustal, de menor expressão areal (Fig. 1), agrupa gnaisses granatíferos, formações ferríferas bandadas, lentes de rochas cálcio-silicáticas, e hospeda mineralizações supergênicas de manganês. As características litológicas e geoquímicas destes terrenos tomam-nas correlacionáveis àquelas descritas para o Complexo de Ipirá, presente na parte mediana do CMSC (Padilha & Melo, 1991). A unidade infracrustal é constituída por rochas gnáissicas, com composição variando desde noríticas a graníticas, com predomínio de termos granodioríticos de filiação cálcio-alcálica (Conceição, 1994). Os aspectos de campo e químicos destas rochas são similares aos descritos para as rochas do Complexo Caraíba por Figueiredo (1981) e Padilha & Melo (1991), situados na parte norte e central do CMSC. No norte do CMSC, são encaixadas, nestes terrenos, importantes mineralizações de cobre (Vale do Curaçá) e cromo (Vale

do Jacurici). Estas duas unidades são cortadas, indistintamente, por um enxame de filões máficos de afinidade toleítica, afetados pelo metamorfismo granulítico (Conceição, 1994).

Os terrenos migmatíticos (Fig. 1) são pobremente conhecidos. Segundo Silva Filho *et al.* (1977), existem dois tipos distintos de migmatitos. Conceição (1994) ratifica esta descrição e caracteriza os migmatitos do norte como de grau metamórfico mais baixo que os do leste do MSS. Esses últimos atingem o limite superior do médio grau e comportam mais feições de fusão.

Os corpos plutônicos (granodiorítico e sienítico) presentes neste setor têm suas colocações posteriores ao evento granulítico (Conceição *et al.*, 1993).

A história evolutiva do CMSC é complexa. Recentemente, os trabalhos realizados pela CPRM (cf. Padilha & Melo, 1991), na parte central deste cinturão, levaram-nos a propor um modelo geotectônico colisional em várias etapas para o CMSC. Neste modelo, a estruturação do CMSC inicia-se por rifteamento de uma crosta ensialica, individualizando os núcleos Serrinha e Remanso (2,7 Ga). A progressão da tectônica compressiva entre os dois núcleos evolui a um ambiente de subducção em 2,4 Ga. Posteriormente ao choque dos núcleos, instala-se na região uma forte transcorrência. A evolução tectônica culmina com a inversão de toda a estrutura, definindo uma geometria de "flor positiva". Este contexto geotectônico é compatível com a proposição de Conceição *et al.* (1989), de que o magmatismo sienítico do CMSC seja pós-tectônico, tenha suas intrusões a 2 Ga e que a geometria alongada destes corpos seja controlada

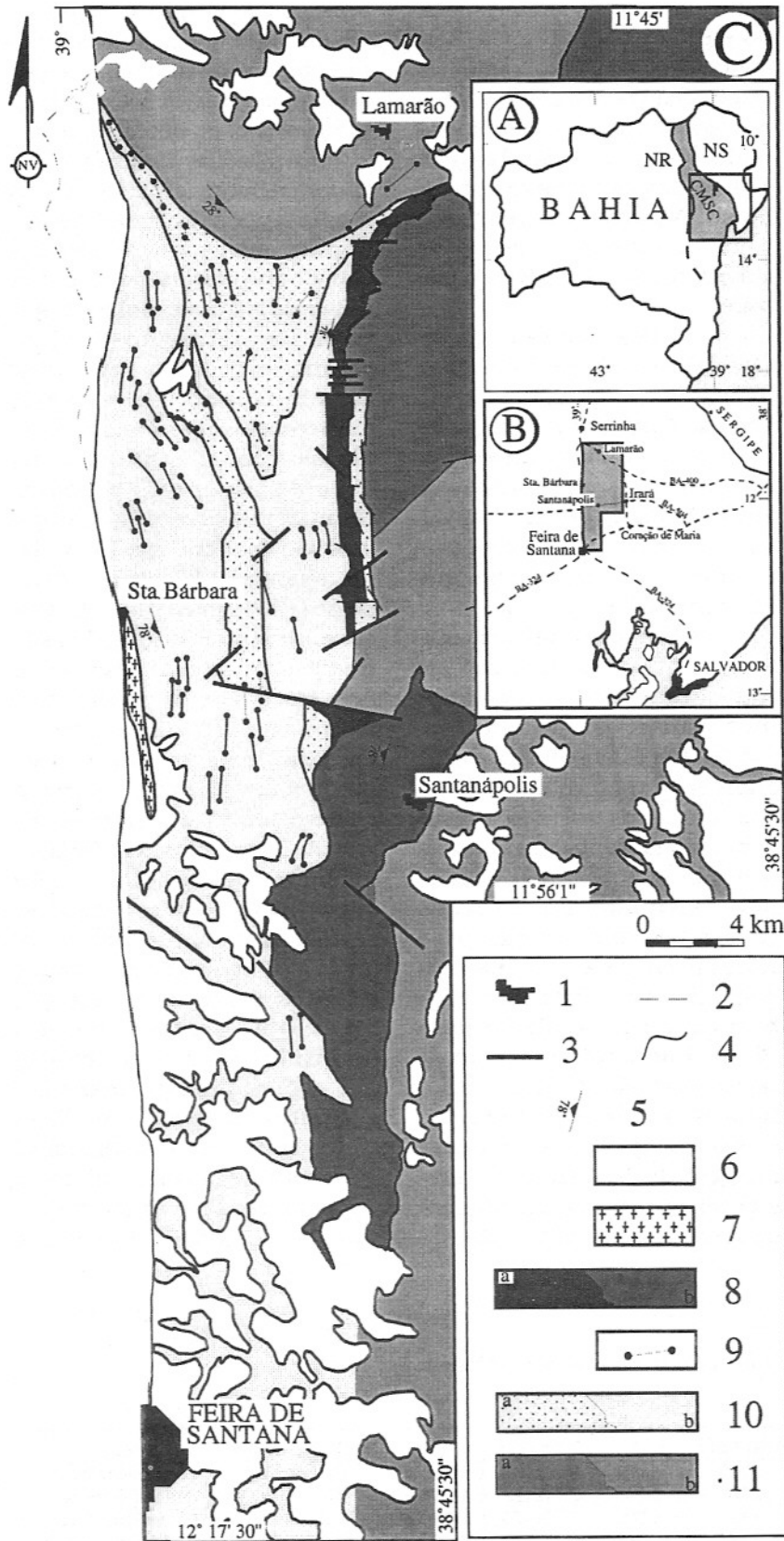


Figura 1 - Contorno geográfico do Estado da Bahia com a disposição do Cinturão Móvel Costeiro Atlântico, a área hachuriada corresponde ao domínio do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC), são também indicados os núcleos Serrinha (NS) e Remanso (NR), (A) Localização geográfica da área em estudo, (B) Mapa geológico simplificado da região estudada, (C) cidades [1]; vias de acesso [2]; falhas e fraturas [3]; contato litológico [4]; foliação principal [5]; coberturas sedimentares [6]; maciço granodiorítico de Santa Barbara [7]; maciço sienítico de Santanópolis [8, fácies sienítica fanerítica (a) e porfirítica (b)]; filões máficos [9]; terrenos granulíticos [10, domínio supracrustal (a) e infracrustal (b)]; terrenos migmatíticos [11, metatexitos (a), diatexitos (b)].

por uma geossutura antiga.

GEOCRONOLOGIA

Sete amostras das diferentes fácies do MSS (descritas a seguir) foram selecionadas para análise isotópica pelo método Rb-Sr, em rocha total, no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal do Pará. As amostras selecionadas foram: 2 dos sienitos porfiríticos, 1 do sienito fanerítico e 4 de cumulos rítmicos associados à fácies fanerítica (Tabela 1). A idade obtida foi de 2.084 ± 138 Ma, com uma razão inicial de $0,70385 \pm 0,00041$ e um MSWD igual a 4,82 (Fig. 2). O valor do Sr_i é correlacionável àqueles atribuídos para magmas mantélicos do Proterozóico Inferior, assumindo alguma contaminação crustal (Faure, 1977). Estes valores são próximos aos obtidos para o batólito sienítico de Itiúba ($2,137 \pm 0,0069$ Ga, $Sr_i = 0,70290 \pm 0,00017$ e MSWD=3; Conceição, 1990). A semelhança observada entre estes dois plutões, adiciona-se a favor da contemporaneidade do plutonismo sienítico do CMSC.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O MSS é um corpo alon-

gado por mais de 38 km, segundo a direção NS (Fig. 1). Seus contatos com as encaixantes são retrabalhados por falhas, exceto em alguns locais na região sul, onde observa-se apófises do sienito nas encaixantes granulíticas. A parte norte da intrusão segue a tendência regional, apresentando uma inflexão para leste.

O MSS é aquele que apresenta maior diversidade faciológica dentre os corpos sieníticos do CMSC. Na parte norte, é constituído por sienitos faneríticos finos, que representam 15% da área do plutão, enquanto, na parte sul, dominam sienitos porfiríticos com granulação média a grossa.

A fácies sienítica com textura fanerítica tem contato por falha com os terrenos metamórficos do embasamento. Ela é constituída, essencialmente, por rochas leucocráticas e os termos mesocráticos subordinados representam cumulos. Caracteriza-se pela raridade de filões e enclaves, quando comparada à fácies porfirítica (descrita a seguir). A fácies fanerítica também ocorre de forma limitada (Fig. 1) na borda noroeste da fácies porfirítica. Essa estruturação foi interpretada por Conceição (1994) como uma margem de resfriamento, preservada dos reajustes tectônicos posteriores à colocação do

plutão, indicando a seguinte cronologia para a evolução faciológica: cristalizam-se, primeiro, os sienitos finos e, posteriormente, os porfiríticos.

As rochas sieníticas com textura fanerítica fina são róseas e apresentam estrutura anisotrópica, marcada pela orientação dos minerais máficos. A mineralogia essencial é constituída por feldspato alcalino peritítico e, de forma subordinada, oligoclásio. Os minerais máficos são representados pelo diopsídio, mica e anfíbólio verde, minerais opacos e titanita. Os minerais acessórios principais são apatita e zircão. Todavia, abundantes inclusões diminutas (<0,01 mm) de cristais de cor marron, com alto relevo, são frequentes nos cristais de mica. As características ópticas destes minerais lembram as da monazita e xenotímio. Carbonato, mica branca, clorita e epidoto são os minerais de alteração ocasionais. Os sienitos máficos desta fácies são cumulos, apresentam-se acamados e com estrutura rítmica. A arquitetura destes ritmitos é marcada por um nível de sienito máfico (diopsídio+mica >> anfíbólio), que evolui, gradacionalmente, a sienitos leucocráticos. Cada ciclo, com aproximadamente 20 cm de espessura, inicia-se por uma camada mais máfica.

A fácies porfirítica é

Tabela 1 - Dados isotópicos Rb-Sr do maciço sienítico de Santanópolis.

	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	sX	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	sY	dX/dY	dY/sY	Rocha
92/2-1	112,54	1346,7	0,084	0,242	± 0,004	0,711047 ± 0,000063		-0,5	0,3	Fácies porfirítica
458	89,27	1248,3	0,072	0,207	± 0,003	0,710129 ± 0,000084		0,3	-0,3	Fácies porfirítica
480	100,91	2216,8	0,046	0,132	± 0,002	0,707975 ± 0,000062		1,9	-1,5	Fácies fanerítica
482	136,5	2163,1	0,063	0,183	± 0,003	0,709137 ± 0,000046		-2,0	1,1	Fácies fanerítica
361A	143,47	1911,0	0,075	0,217	± 0,003	0,710327 ± 0,000062		-0,4	0,2	Cumulato
361C	190,43	2397,1	0,079	0,230	± 0,004	0,710366 ± 0,000057		-2,7	1,3	Cumulato
361E	198,26	2346,8	0,084	0,245	± 0,004	0,711549 ± 0,000104		1,7	-1,4	Cumulato
361D	260,85	2963,4	0,088	0,255	± 0,005	0,711841 ± 0,000035		2,2	-0,5	Cumulato

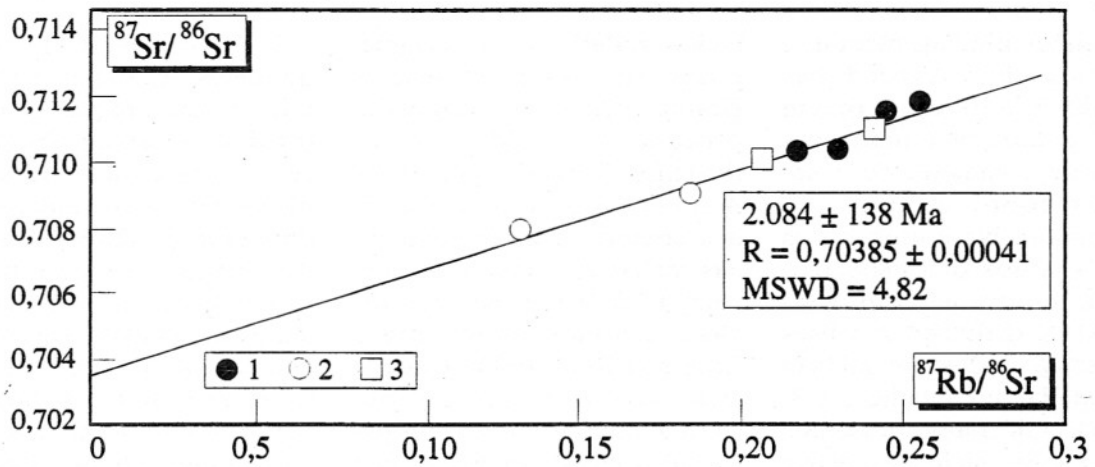


Figura 2 - Diagrama isocrônico Rb-Sr do maciço sienítico de Santanópolis. Cumulatos rítmicos (1), sienitos faneríticos (2) e sienitos porfiríticos (3).

constituída por sienitos faneríticos médios, anisotrópicos, localmente atingindo granulação grossa. Foram reconhecidos, nesta fácies, vários litotipos: sienitos porfiríticos, cumulatos e enclaves máficos e um variado cortejo filoniano. A estrutura gnáissica da fácies porfirítica, que orienta os minerais máficos e os fenocristais de feldspato alcalino peritéticos, tem atitude NS/80°E-90°. O estudo das geometrias dos pórfiros em delta e sigma nestas rochas indicam um movimento sinistral para o cisalhamento. Esta estrutura foi interpretada, por Conceição (1994), como adquirida durante a colocação deste maciço. Os minerais essenciais nestas rochas são: feldspato alcalino, anfibólio e quartzo. Os minerais varietais presentes são o diopsídio, biotita, albita, óxidos de Fe-Ti e titanita tardia. Apatita, zircão, sulfetos e allanita são os acessórios usuais.

Os cumulatos máficos da fácies porfirítica estruturam-se como lentes métricas, com espessuras centimétricas (<20 cm). São sienitos mesocráticos a melanocráticos, ricos em

hornblenda (até 60% em vol.), ou mesmo hornoblenditos. Em um mesmo afloramento, estes cumulatos dispõem-se sempre paralelos e, ocasionalmente, observa-se, no seu interior, enclaves globulares de clinopiroxenito e apatita-clinopiroxenito. Sob observação microscópica é freqüente constatar-se, no centro dos cristais de hornblenda, restos de diopsídio, indicando a formação uralítica para o anfibólio. A estrutura lenticular destes cumulatos e suas disposições paralelas com terminações lenticulares são presentes, também, nos plutões de Itiúba e São Félix, e têm sido interpretadas como devido à segregação pela ação do fluxo magmático (Conceição, 1990; Rosa & Conceição, 1995)

Os enclaves presentes na fácies porfirítica são sienitos meso a melanocráticos, de dimensões métricas, textura porfirítica e formas poligonais, e sienitos máficos finos, com dimensões centimétricas, apresentando formas preferencialmente elipsoides.

Os filões têm composições variadas, desde sienítica, leuco-monzogábrica a graní-

tica, predominando os de composição granodiorítica. Estes últimos mostram estrutura gnáissica sempre paralela à geometria irregular dos condutos, que tem sido interpretada, com base nas texturas magmáticas (feldspatos euédricos e quartzo intersticial), como uma estruturação resultante da ação do fluxo magmático viscoso do magma filoniano, após a solidificação das rochas sieníticas (Conceição, 1994).

MINERALOQUÍMICA

As análises químicas de clinopiroxênios (38), anfibólios (80), micas (80), óxidos de Fe-Ti (15) e de feldspatos alcalinos (32) foram efetuadas em diferentes amostras das fácies petrográficas. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UFBA. Elas foram obtidas utilizando-se uma microsonda Camebax[®], modelo SX-50, com quatro espectrômetros verticais, tendo acoplado um sistema EDS de marca KEVEX[®]. O kit de padrões utilizado foi o da Astimex Scierific Ltda.,

que contém minerais naturais e óxidos sintéticos. As condições analíticas adotadas foram 5kVolt e 10nA, com um tempo médio de contagem de 5 segundos sobre o pico e o *background*. Na correção dos dados obtidos dos espectrômetros, foi utilizado o programa ZAF-CAMECA®. Análises representativas dos minerais são apresentadas nas Tabelas 2 e 3.

Os feldspatos presentes nas diferentes fácies estudadas são feldspato alcalino perítico e plagioclásio sódico. As análises efetuadas nos cristais de feldspato alcalino oferecem como resultado, para a fase potássica, 90-95%Or e a fase sódica tem composição variando de 92-99%Ab. De forma subordinada, encontra-se plagioclásio com até 21%An. Chamam a atenção, os constantes conteúdos de ferro (de até 0,8% Fe₂O₃) nos cristais de feldspato alcalino. A presença do íon férrico na estrutura do feldspato alcalino é condicionada pela substituição $Al^{+3} \leftrightarrow Fe^{+3}$ e indica condições relativamente oxidantes durante sua cristalização (Petrov & Hafner, 1988). A riqueza em ferro em feldspatos alcalinos tem sido apontada como freqüente nas suítes potássicas (Conceição, 1990; Mitchell & Bergman, 1991; Müller & Groves, 1995).

O clinopiroxênio presente no MSS é o diopsídio (Tabela 2, Fig. 3), caracterizado por moderados conteúdos de acmita ($6 < \%Ac < 13$), baixos de alumínio ($Al^{+6} < 0,03$ na fórmula estrutural [fe]), titânio ($Ti < 0,006$ fe) e cromo ($Cr_2O_3 < 0,1\%$). Em todos os cristais, existe um leve aumento no conteúdo de magnésio do centro para a borda, sugerindo elevação da fugacidade de oxigênio. Os baixos conteúdos de titânio em diopsídios de rochas sieníticas

podem refletir magma original pobre em titânio (Laval & Hottin, 1992) ou a cristalização precoce de óxidos ferrotitanados (Barberi *et al.*, 1971). A monotonia composicional nos cristais de clinopiroxênio das rochas em apreço, quando comparada à presente nas rochas alcalinas anorogênicas (Bonin & Giret, 1985), é usualmente reportada como característica comum dos clinopiroxênios cálcico-magnesianos das suítes potássicas associadas a ambiente orogênicos (Ewart, 1982; Müller & Groves, 1995). Adicionam-se a isto os elevados valores de Ca (0,725-0,957 fe) e baixos STi+Cr ($< 0,009$ fe), que, segundo Leterrier *et al.* (1982), são típicos das rochas com filiação orogênica. As temperaturas obtidas utilizando-se o geotermômetro empírico de Lindsley (1983) são de, no máximo, 600°C. Valores, estes, excessivamente baixos para cristalização magmática, traduzindo, provavelmente, temperaturas de reequilíbrio durante o resfriamento. Todavia as altas razões Al/Ti indicam cristalização a pressões elevadas (> 10 kbar), segundo os dados experimentais de Edgar *et al.* (1976).

Algumas análises pontuais em cristais de apatita, nestas rochas (não apresentadas), indicam que o flúor participa com mais de 70% do radical aniônico, o que permite classificar estes cristais como sendo de flúor-apatitas.

Os óxidos presentes nas rochas sieníticas são ilmenita e magnetita titanífera (Tabela 2). Estes cristais apresentam-se exsolvidos em várias famílias de lamelas, na maioria das vezes múltiplas, dificultando a obtenção de dados que não resultem de mistura de fases. Outro problema que vem difi-

cultar a obtenção dos dados químicos dos óxidos é sua freqüente participação na formação da titanita tardia. Neste processo, a fase titanífera é completamente consumida, restando, como produtos neoformados, magnetita pura e titanita. As condições de fugacidade de oxigênio, obtidas a partir de um número limitado de cristais, situam-se entre os tampões NiNiO e HM, com temperaturas compreendidas entre 500-700°C (Conceição, 1990). Embora a temperatura máxima obtida por este geotermômetro seja superior à encontrada pela termometria do clinopiroxênio (600°C), estes valores são ainda inferiores aos esperados para magmas desta natureza (900-1000°C) e refletem, seguramente, condições tardias de reequilíbrio.

Os anfibólios presentes nas diferentes fácies desta intrusão (Tabela 3) apresentam evolução composicional de edenita-hornblenda actinolita-hornblenda (Fig. 4), controlada pelo aumento de Si+Na+K e uma diminuição de Al⁺⁴+Ca, Ti, K, Al e Na, refletindo, inicialmente, condições magmáticas (edenitas) e os reequilíbrios posteriores (actinolita). Esta evolução pode ser explicada quimicamente pelo efeito combinado das substituições do tipo edenita, tschermakita e tremolita. As pressões obtidas utilizando-se o geobarômetro Al total nos anfibólios de Johnson & Rutherford (1989) são da ordem de 4 kbar (≈ 15 km). Estes valores são compatíveis com as texturas de reação observadas e sugerem que as cristalizações das edenitas efetuam-se após a intrusão do magma em uma câmara mesozonal.

As micas do MSS são biotita e flogopita (Tabela 3,

Tabela 2 - Análises químicas representativas de clinopiroxênios e óxidos de Fe-Ti do maciço sienítico de Santanópolis (C=centro, B=borda, Mt=magnetita e Ilm=ilmenita). Sienitos faneríticos (371 e 481), sienitos porfiriticos (363, 366, 374, 450 e 481) e enclave monzogábrico (455).

	Clinopiroxênios										Óxidos									
	366		450		452		455		481		363		371		374					
	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	Mt	Ilm	Mt	Ilm	Mt	Ilm	Mt	Ilm		
SiO ₂	50,87	51,86	53,46	53,24	52,41	53,04	52,38	52,94	52,95	53,09	0,09	0,04	0,25	0,07	0,14	0,13	0,12	0,02	0,02	0,13
TiO ₂	0,23	0,09	0,16	0,17	0,22	0,12	0,22	0,18	0,17	0,06	0,36	50,59	1,56	47,69	0,19	49,55	0,06	48,14	0,66	48,98
Al ₂ O ₃	1,00	0,70	1,42	1,33	1,65	1,28	1,59	1,42	1,32	0,61	0,16	0,00	0,11	0,08	0,10	0,02	0,06	0,04	0,08	0,00
Fe ₂ O ₃	5,10	8,74	0,05	0,28	0,00	0,00	0,53	0,55	2,45	1,71	68,87	2,84	65,05	9,38	68,03	5,98	68,99	9,29	68,69	6,66
FeO	7,10	3,17	9,59	9,29	9,89	8,97	9,83	9,21	9,88	9,36	31,33	43,31	32,62	41,19	31,05	42,53	30,87	39,91	31,95	38,94
MnO	0,64	0,50	0,45	0,50	0,56	0,37	0,55	0,48	0,52	0,51	0,11	2,11	0,08	1,36	0,10	1,81	0,13	3,02	0,04	5,00
MgO	11,09	12,70	12,26	12,28	12,54	13,11	12,17	12,35	11,72	12,21	0,00	0,05	0,04	0,18	0,00	0,05	0,05	0,05	0,09	0,09
CaO	22,22	22,29	22,56	22,60	22,55	23,18	20,96	21,94	21,09	21,45	0,43	0,00	0,06	0,06	0,19	0,20	0,37	0,20	0,05	0,03
Na ₂ O	1,09	1,56	0,69	0,68	0,83	0,68	0,83	0,79	1,11	0,95										
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01										
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,03	0,08	0,01	0,02	0,02	0,06	0,06	0,00	0,06	0,08	0,22	0,13	0,09	0,00	0,19	0,10	0,04	0,01
NiO			0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00										
Total	99,42	101,63	100,72	100,46	100,67	100,77	99,08	99,91	101,28	99,96	101,41	99,02	99,99	100,14	99,89	100,27	100,84	100,77	101,62	99,84
Si	1,937	1,916	1,988	1,986	1,959	1,972	1,982	1,983	1,971	1,995	0,003	0,001	0,010	0,002	0,005	0,003	0,005	0,001	0,001	0,003
Ti	0,007	0,003	0,004	0,005	0,006	0,003	0,006	0,005	0,005	0,002	0,010	0,971	0,045	0,907	0,006	0,940	0,002	0,910	0,019	0,934
Al	0,045	0,030	0,062	0,059	0,073	0,056	0,071	0,063	0,058	0,027	0,007	0,000	0,005	0,002	0,005	0,001	0,003	0,001	0,004	0,000
Fe+3	0,146	0,243	0,001	0,008	0,000	0,000	0,015	0,016	0,069	0,048	1,964	0,055	1,879	0,178	1,971	0,113	1,979	0,176	1,956	0,127
Fe+2	0,226	0,098	0,298	0,290	0,309	0,279	0,311	0,288	0,308	0,294	0,993	0,924	1,047	0,871	1,000	0,897	0,984	0,839	1,011	0,825
Mn	0,021	0,016	0,014	0,016	0,018	0,012	0,018	0,015	0,016	0,016	0,004	0,046	0,003	0,029	0,003	0,039	0,004	0,064	0,001	0,107
Mg	0,629	0,699	0,680	0,682	0,699	0,726	0,686	0,690	0,650	0,684	0,000	0,002	0,002	0,007	0,000	0,002	0,003	0,002	0,005	0,003
Ca	0,907	0,883	0,899	0,903	0,903	0,923	0,849	0,881	0,841	0,864	0,017	0,000	0,002	0,002	0,008	0,005	0,015	0,005	0,002	0,001
Na	0,080	0,112	0,050	0,049	0,060	0,049	0,061	0,057	0,080	0,069										
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000										
Cr	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,020	0,002	0,007	0,003	0,003	0,000	0,006	0,002	0,001	0,000
Ni	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000										
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,009	4,001	4,000	4,000	4,000	4,000	3,008	2,001	3,000	2,001	3,001	2,000	3,001	2,000	3,000	2,000

Tabela 3 - Análises químicas representativas de anfibólios e micas do MSS (C=centro, B=borda). Sienitos faneríticos (479 e 481) e porfiriticos (363, 366, 367, 373, 374, 450, 453 e 481), leito máfico (451), filão sienítico (452), filão monzodiorítico (454), enclave monzogábrico (455). As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 13 cátions para os anfibólios e 22 oxigênios para as micas.

	Anfibólios																Micas												
	363		367		450		451		452		453		455		479		481		363	366	373	374	450	452	453	454	479		
	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	C	C	C	B	C	B	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C		
SiO ₂	43,29	44,55	43,92	44,81	44,25	44,68	48,74	44,69	44,46	44,27	47,18	44,58	45,48	46,35	46,18	48,03													
TiO ₂	1,91	1,89	1,55	1,41	1,41	1,59	0,69	1,14	1,77	1,69	1,20	1,89	1,38	1,50	1,36	1,01													
Al ₂ O ₃	9,19	8,75	9,21	9,03	8,87	8,98	5,23	7,30	9,25	9,05	7,32	8,91	8,18	8,23	7,08	5,51													
FeO _t	17,03	15,62	16,99	16,58	15,01	14,79	13,52	16,09	14,94	15,00	15,02	15,46	16,07	15,52	16,19	15,04													
MnO	0,23	0,23	0,43	0,30	0,32	0,30	0,38	0,28	0,29	0,22	0,36	0,29	0,29	0,32	0,38	0,34													
MgO	12,17	11,56	12,38	12,57	12,43	12,72	14,27	12,45	12,82	12,65	12,95	12,36	12,29	12,37	12,64	13,76													
CaO	11,19	11,81	11,78	12,03	12,21	12,26	11,90	11,89	11,92	11,72	11,25	11,18	11,13	11,28	10,80	10,94													
Na ₂ O	1,75	1,55	1,34	1,20	1,36	1,33	1,50	1,79	1,84	1,45	1,44	1,65	2,11	2,11	1,97	1,52													
K ₂ O	1,33	1,14	1,20	1,29	1,31	1,27	0,82	1,14	1,26	1,21	1,04	1,36	1,15	1,18	1,17	0,83													
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,06	0,00	0,03	0,01	0,00													
NiO					0,08	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,08	0,00													
F					0,41	0,40	0,91	0,69	0,10	0,09	0,36	0,10	0,77	0,74	0,18	0,10													
Cl																													
O=F					-0,17	-0,17	-0,39	-0,29	-0,25	-0,26	-0,15	-0,20	-0,30	-0,31	-0,34	-0,41													
O=Cl																													
Total	98,09	97,10	98,80	99,22	97,50	98,17	97,67	97,26	98,43	97,09	97,99	97,65	98,59	99,32	97,70	96,67													
Si	6,430	6,687	6,464	6,557	6,599	6,597	7,170	6,721	6,527	6,557	6,901	6,575	6,707	6,780	6,800	7,045													
Ti	0,213	0,213	0,172	0,155	0,159	0,177	0,076	0,129	0,195	0,188	0,132	0,209	0,153	0,165	0,151	0,111													
Al	1,609	1,548	1,598	1,558	1,559	1,563	0,906	1,293	1,600	1,580	1,262	1,549	1,421	1,418	1,228	0,953													
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,003	0,003	0,000	0,002	0,007	0,000	0,004	0,001	0,000													
Mg	2,694	2,586	2,715	2,741	2,762	2,799	3,128	2,789	2,806	2,792	2,824	2,718	2,700	2,698	2,773	3,007													
Ca	1,781	1,899	1,858	1,886	1,951	1,939	1,878	1,916	1,875	1,859	1,764	1,766	1,758	1,768	1,704	1,719													
Mn	0,029	0,029	0,054	0,037	0,041	0,038	0,047	0,035	0,036	0,027	0,045	0,037	0,036	0,039	0,047	0,042													
Fe II	1,234	1,749	1,185	1,283	1,488	1,434	1,394	1,590	1,392	1,288	1,294	1,291	1,454	1,565	1,312	1,132													
Fe III	0,790	0,188	0,813	0,669	0,381	0,390	0,267	0,431	0,440	0,567	0,541	0,613	0,525	0,331	0,678	0,710													
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,011	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,009	0,000													
Na	0,504	0,451	0,382	0,340	0,393	0,379	0,429	0,521	0,524	0,416	0,408	0,472	0,604	0,599	0,563	0,433													
K	0,252	0,218	0,225	0,241	0,249	0,239	0,153	0,219	0,236	0,228	0,194	0,257	0,216	0,220	0,220	0,155													
Total	15,536	15,568	15,466	15,467	15,593	15,558	15,458	15,654	15,634	15,502	15,367	15,495	15,579	15,587	15,486	15,307													

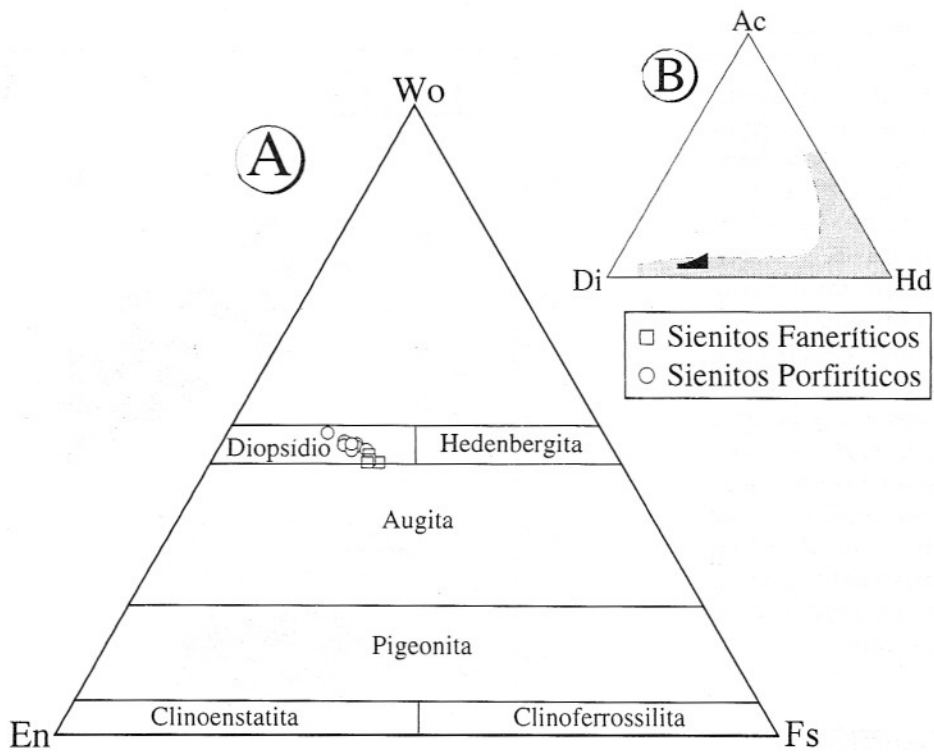


Figura 3 - Diagrama Enstatita (En) - Ferrossilita (Fs) - Wollastonita (Wo) aplicado aos clinopiroxênios do MSS [A]. Disposição dos clinopiroxênios do MSS, região negra, no diagrama Acmita (Ac) - Hedenbergita (Hd) - Diopsídio (Di) [B]. A região pontilhada indica o campo de estabilidade dos clinopiroxênios das suítes alcalinas metaluminosas, segundo Bonin & Giret (1985).

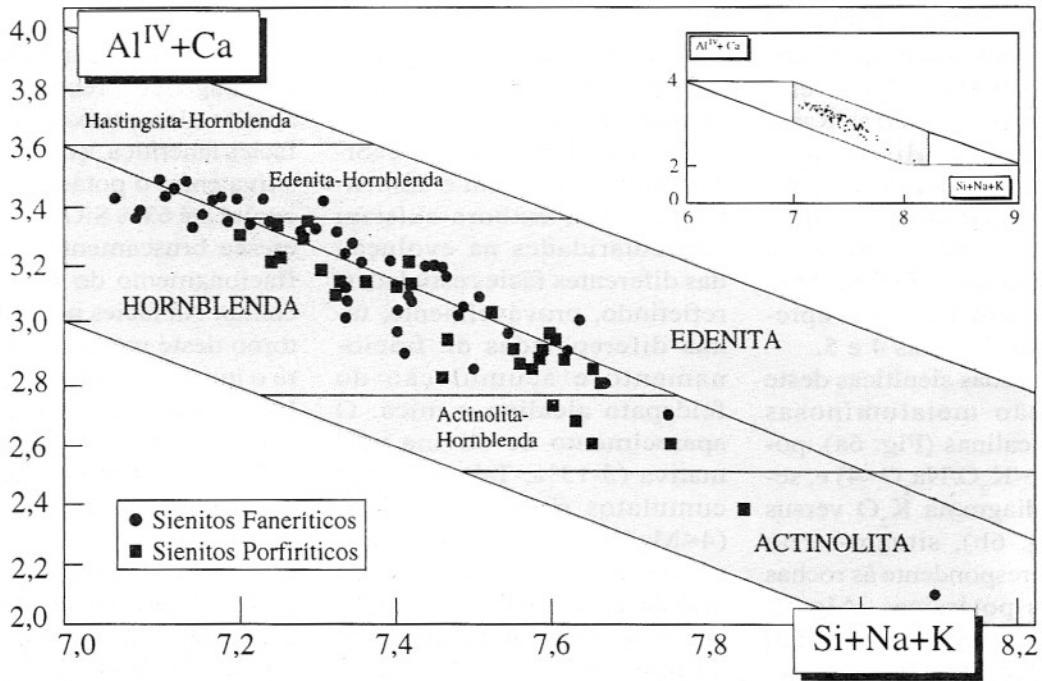


Figura 4 - Distribuição dos anfibólios do maciço siênítico de Santanópolis no diagrama $Al^{IV}+Ca$ versus $Si+Na+K$, de Bonin (1980).

Fig. 5) com valores de TiO_2 compreendidos entre 5 e 2%, e flúor entre 2 e 0,9%. As composições das micas magnesianas estudadas, com valores relativamente altos de titânio associado a $\text{K}/\text{Al} < 1$ e $\text{Si} + \text{Al} > 8$, são similares às das micas cristalizadas experimentalmente em sistemas potássicos/ultrapotássicos saturados em fluidos (Edgar *et al.*, 1976; Foley, 1989). Na maioria dos cristais analisados, é possível observar-se, do centro para a borda, uma diminuição nos conteúdos de sílica e aumento de alumina, refletindo, provavelmente, o resultado das interações com líquidos/fluidos tardios.

GEOQUÍMICA

Com o objetivo de caracterizar a geoquímica das rochas do MSS, foram selecionadas 37 amostras das diferentes fácies petrográficas identificadas, que não apresentassem efeitos de alteração. Em todas elas, foram dosados os elementos maiores e, em 16 mais representativas, foram analisados alguns elementos traço e os Terras Raras (ETR). As análises químicas foram realizadas no CRPG-Nancy-França, Geolab/GEOSOL e no Centro de Geoquímica da UFRGS. Análises representativas são apresentadas nas Tabelas 4 e 5.

As rochas sieníticas deste maciço são metaluminosas ($\text{IA} < 1$), alcalinas (Fig. 6a), potássicas ($1 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 4$) e, segundo o diagrama K_2O versus SiO_2 (Fig. 6b), situam-se no campo correspondente às rochas das suítes potássicas. Alguns filões e o enclave máfico (455) são subalcalinos, com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$, situando-se no domínio das rochas cálcio-alcalinas ricas em potássio (Fig. 6)

e, portanto, sem ligação genética com as rochas sieníticas (Conceição, 1994).

O potássio apresenta correlação positiva com o aumento da sílica, embora existam particularidades na evolução das diferentes fácies estudadas, refletindo, provavelmente, taxas diferenciadas de fracionamento e acumulação do feldspato alcalino e mica. O aparecimento de olivina normativa (5-13%, Tabela 4) nos cumulos rítmicos máficos ($4 < \text{MgO}\% < 8$), associado aos conteúdos mais elevados de ortoclásio normativo, é a implicação química da acumulação da mica nestas rochas. Igualmente, os valores normativos de apatita (até 5,79%; Tabela 4) reforçam as observações

petrográficas de sua participação na paragênese precoce (autólitos apatita-clinopiroxeníticos). Na fácies fanerítica, a correlação positiva entre o potássio e a sílica evolui até 63% SiO_2 , quando decresce bruscamente, indicando fracionamento do feldspato alcalino. Na fácies porfírica, em torno deste mesmo valor, ocorre o inverso; acentua-se a correlação positiva entre o K_2O e SiO_2 e aumento de alumínio ($11 \rightarrow 16\% \text{Al}_2\text{O}_3$), sugerindo a acumulação de feldspato alcalino.

Levando-se em conta o grau de diferenciação das rochas sieníticas desta intrusão (p. ex. $50 < \% \text{SiO}_2 < 63$), elas são enriquecidas em Ba (até 8100 ppm), Sr ($1300 < \text{Sr}[\text{ppm}] < 2900$) e ETR ($300 < \text{SETR}[\text{ppm}] < 1000$), apre-

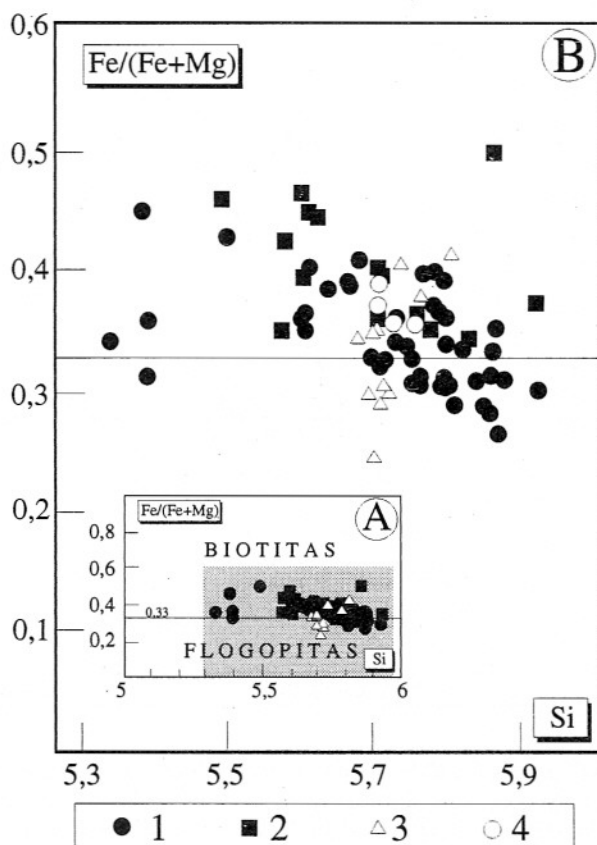


Figura 5 - Classificação das micas do maciço sienítico de Santanópolis, segundo o diagrama de Deer *et al.* (1978). Sienito fanerítico (1), sienito porfírico (2), filão (3) e enclave máfico (4).

Tabela 4 - Análises químicas de elementos maiores, cálculos normativos e alguns parâmetros de amostras representativas das rochas do maciço sienítico de Santanópolis. IA: Índice Agpaitico. Ferro total é expresso-sob a forma de ferro-férrico (Fe O²⁺).

	Fácies Porfíritica									Fácies Fanerítica								Filões				
	451A	455A	458A	450A	460A	453A	463A	446A	449	361D	361A	361C	361E	361B	479A	482A	480A	481A	483A	454	452A	456A
SiO ₂	45,48	54,32	56,52	56,82	59,57	61,10	60,29	60,53	61,03	50,20	50,70	52,90	58,20	59,50	57,20	58,42	61,95	62,85	59,79	60,77	61,10	71,52
TiO ₂	2,95	0,96	1,43	1,16	1,18	0,91	1,06	1,11	1,14	1,40	1,10	1,40	0,85	0,82	1,00	0,85	0,40	0,68	0,71	1,04	0,91	0,29
Al ₂ O ₃	11,23	14,88	15,66	16,57	15,01	16,07	15,26	15,41	15,97	12,10	11,00	12,60	13,40	13,20	15,51	14,82	15,60	15,01	19,48	15,31	16,07	14,56
Fe ₂ O ₃ *	16,07	10,75	7,50	6,23	6,23	4,90	5,64	5,87	5,84	11,58	7,69	9,98	7,31	6,67	6,32	6,07	3,52	4,58	3,89	6,50	4,90	2,20
MnO	0,20	0,14	0,08	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06	0,03	0,19	0,12	0,14	0,14	0,15	0,08	0,08	0,08	0,05	0,02	0,09	0,05	0,01
MgO	6,70	4,75	2,83	2,43	2,58	1,72	2,29	2,04	2,08	4,40	7,70	5,40	2,50	2,00	2,79	3,07	1,41	1,60	1,51	2,81	1,72	0,64
CaO	9,32	7,34	5,40	4,66	4,60	3,82	4,07	3,77	4,01	7,70	10,80	7,10	5,60	6,00	4,05	4,35	3,32	2,91	3,99	5,00	3,82	2,41
Na ₂ O	2,41	4,51	4,05	3,90	4,14	3,90	3,90	3,62	3,43	1,90	2,20	2,60	2,40	2,30	3,92	3,39	4,14	4,07	7,51	4,01	3,90	4,15
K ₂ O	3,20	1,23	4,42	5,91	4,49	5,55	5,01	5,66	5,51	7,00	5,00	5,60	7,60	7,20	6,39	6,63	7,03	6,44	1,82	3,21	5,55	3,22
P ₂ O ₅	0,67	0,26	0,86	0,69	0,76	0,58	0,68	0,64	0,74	2,10	2,50	1,40	0,82	0,68	0,85	0,79	0,55	0,48	0,39	0,48	0,58	0,20
P.F	0,57	0,57	0,49	0,52	0,63	0,56	0,89	0,42	0,37	0,37	0,34	0,34	0,21	0,21	0,87	0,50	0,94	0,39	0,56	0,65	0,56	0,38
Total	98,80	99,71	99,24	98,96	99,26	99,16	99,15	99,13	100,15	98,94	99,15	99,46	99,03	98,73	98,98	98,97	98,94	99,06	99,67	99,86	99,16	99,58
Qz		0,41	3,28	0,68	7,69	8,80	8,90	8,89	10,38				3,48	7,21	0,05	2,59	5,15	9,67	0,88	11,80	10,07	31,56
Or	18,91	7,27	26,12	34,94	26,53	32,80	29,61	33,45	32,56	41,36	29,55	33,09	44,91	42,55	37,76	39,18	41,54	38,35	10,75	18,97	43,08	19,62
Ab	20,39	38,16	34,27	33,00	35,03	33,00	33,00	30,63	29,02	16,08	18,62	22,00	20,31	19,46	33,17	28,69	35,03	33,09	63,55	33,93	24,37	31,90
An	10,37	16,72	11,50	10,25	9,11	9,95	9,34	9,08	11,91	3,81	5,37	6,17	3,34	4,43	5,85	5,64	3,22	3,75	13,92	14,29	6,61	10,83
Mg-Di	7,34	3,88	2,58	2,37	2,53	1,63	1,92	1,56	0,93	4,34	9,64	5,03	4,20	4,56	2,38	2,98	3,13	2,18		1,99	2,97	
Fe-Di	5,29	3,44	1,20	0,85	0,82	0,32	0,52	0,53	0,27	4,09	2,45	2,84	3,53	3,92	1,00	1,19	0,46	0,54		0,88	0,55	
Ca-Di	13,15	7,51	4,04	3,49	3,65	2,18	2,68	2,27	1,32	8,63	13,31	8,31	7,97	8,72	3,63	4,50	4,03	3,00		3,08	3,92	
Mg-Hy		7,95	4,47	3,68	3,89	2,65	3,78	3,52	4,24			3,45	2,02	0,43	4,57	4,66	0,38	1,48	3,76	5,01	0,67	1,54
Fe-Hy		7,06	2,07	1,31	1,26	0,53	1,02	1,20	1,24			1,95	1,70	0,37	1,92	1,87	0,06	0,37		2,21	0,12	
Mg-Ol	11,38									6,84	8,12	3,48										
Fe-Ol	9,04									7,10	2,28	2,17										
Ap	1,55	0,60	1,99	1,60	1,76	1,34	1,58	1,48	1,71	4,87	5,79	3,24	1,90	1,58	1,97	1,83	1,27	1,07	2,09	1,11	0,79	0,28
Ilm	5,60	1,82	2,72	2,20	2,24	1,73	2,01	2,11	2,17	2,66	2,09	2,66	1,61	1,56	1,90	1,61	0,76	1,31	1,35	1,98	2,58	0,45
Ru																						0,08
Cor																						0,94
Mag	5,87	3,48	4,04	3,72	3,74	3,41	3,60	3,66	3,69	4,00	3,64	4,00	3,34	3,31	3,52	3,34	2,80	3,15	2,94	3,57	3,96	
Hem																						1,87
K ₂ O/Na ₂ O	1,33	0,27	1,09	1,52	1,08	1,42	1,28	1,56	1,61	3,68	2,27	2,15	3,17	3,13	1,63	1,96	1,70	1,58	0,24	0,80	1,42	0,78
I.A.	0,66	0,59	0,73	0,77	0,78	0,77	0,78	0,78	0,73	0,88	0,82	0,82	0,91	0,88	0,86	0,86	0,92	0,91	0,74	0,66	0,77	0,71

Tabela 5 - Elementos traço, terras raras e algumas razões geoquímicas de amostras representativas do maciço sienítico de Santanópolis. $Eu^* = [(Sm_N + Gd_N)/2]$.

	Fácies Porfíritica								Fácies Fanerítica								
	451A	455A	458A	450A	460A	453A	463A	449	361D	361A	361C	361E	361B	479A	482A	480A	481A
V	234	217	105	87	88	64	78	70	120	110	120	81	80	77	76	45	48
Cr	100	96	36	31	43	21	37		15	210	90	37	17	73	40	30	27
Co	37	31	14	12	10	8	11	23						16	11	16	7
Ba	2308	390	3242	4808	2988	3925	3836	4948	7300	4210	3670	5350	8100	4530	4240	4895	3981
Ni	52	73	20	20	20	13	20	19	49	93	73	59	34	44	31	17	18
Cu	80	71	31	27	19	18	26	18						17	16	21	13
Zn	227	120	100	91	82	67	80	72						93	91	52	76
Rb	68	21	90	134	102	134	114	109	200	130	140	170	170	153	176	137	161
Sr	848	748	1355	1743	1406	1482	1518	1542	2500	1920	1940	2370	2840	1906	2343	2485	1686
Y	61,63	24,79	30,65	22,71	23,94	18,07	23,63	33	70	52	51	47	51	43,28	35,75	20,38	27,7
Zr	936	94	437	360	396	282	356	332	580	200	320	650	190	542	460	23	530
Nb	32	5	16	11	15	10	13	8	17	7	14	12	16	17	14	8	15
Pb								46									
Th	27	5	13	7	16	<5	12	10	73	28	26	34	16	47	67	35	79
Be	3,7	2,5	2	1,79	2,2	1,6	2							2,7	11,5	1,79	1,7
Ga	33	5	23	18	21	21	18		11	8	12	16	13	25		19	19
Sc	31,5	34,7	14,5	12,1	12,1	8,8	11							11,5		7,5	7
La	205,67		106,01	85,09	114,93	71,14	114,51							240,61	223,95	135,25	160,65
Ce	418,55		227,88	167,63	230,92	144,49	227,91							426,30	389,18	553,68	312,25
Nd	223,37		109,65	82,92	104,59	67,57	100,19							200,20	175,89	98,77	122,71
Sm	37,25		19,08	14,35	17,02	11,77	16,17							31,89	28,07	15,10	20,37
Eu	6,19		4,07	3,46	3,74	2,95	3,73							7,11	6,56	3,61	4,63
Gd	25,57		13,14	9,74	11,07	8,08	10,81							22,26	19,28	12,17	13,84
Dy	13,22		6,64	5,09	5,42	4,12	5,30							9,94	8,35	5,23	6,45
Er	5,82		3,01	2,30	2,39	1,93	2,26							3,99	3,38	1,93	2,65
Yb	4,24		2,17	1,59	1,66	1,22	1,65							2,61	2,12	1,32	1,76
Lu	0,74		0,39	0,31	0,29	0,26	0,31							0,44	0,37	0,24	0,31
Total	940,62		492,04	372,48	492,03	313,53	482,84							945,35	857,15	827,30	645,62
(La/Yb)N	32,74		32,97	36,12	46,73	39,36	46,84							62,22	71,30	69,16	61,61
Eu/Eu*	0,58		0,75	0,85	0,78	0,88	0,81							0,78	0,82	0,79	0,80

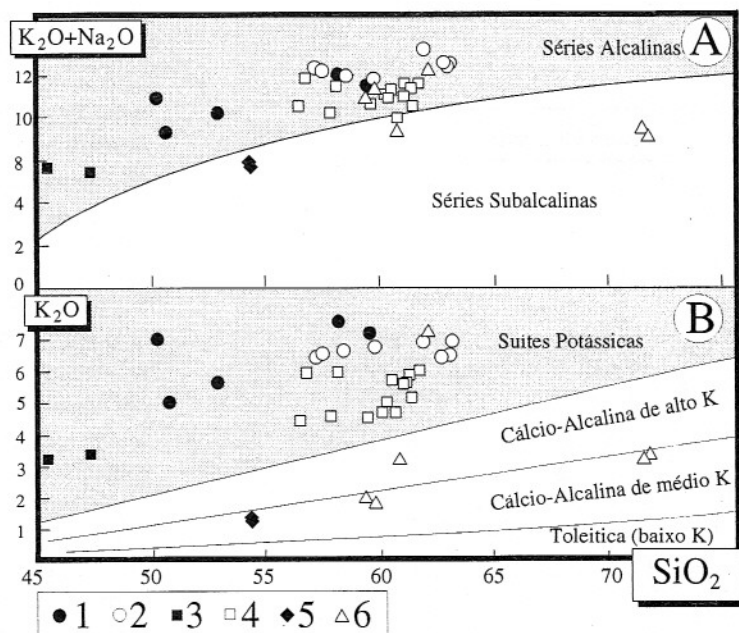


Figura 6 - Amostras do MSS nos diagramas (K_2O+Na_2O) versus SiO_2 [A] e K_2O versus SiO_2 [B]. O limite entre as rochas alcalinas e subalcalinas, segundo Irvine & Baragar (1971). Os campos limitando as suítes potássicas das rochas cálcio-alcalinas e toleíticas, segundo Peccerillo & Taylor (1976). Cumulatos rítmicos (1), sienitos faneríticos (2), leitões máficos (3), sienitos porfíricos (4), enclaves máficos (5) e filões (6).

sentam valores moderados de Zr (190-650 ppm) e Rb (90-200 ppm), e baixos conteúdos de Nb (8-15 ppm) e Y (18-70 ppm). Características, estas, que são comuns nas suítes alcalinas potássicas orogênicas (Wilson, 1989). Os valores de Cr (<200 ppm) e Ni (<100 ppm), nestas rochas, indicam sua natureza evoluída.

As curvas observadas para os elementos traço das diferentes fácies sieníticas em diagrama multielementar (Fig. 7) caracterizam-se por um importante vale no Nb e, de forma subordinada, no Ti, P, Sr e Rb. A presença do elevado pico de Th nas rochas da fácies fanerítica, que decresce gradualmente nas rochas porfíricas, chegando a desenvolver um vale nas amostras (446A, 450A e 460A), traduz, provavelmente, os efeitos da acumulação e do fracionamento de uma fase rica em tório (monazita?). Esta hipótese encontra suporte quan-

do se constata a presença do pico de Th na amostra 451A, que corresponde a um leito máfico cumulático da fácies porfírica. Ressaltam, ainda, nesta mesma amostra, os importantes vales no Sr e P, sugerindo fracionamento de feldspato (Sr, Rb) e apatita (P, Sr), bem como o teor elevado de Zr e Yb, indicando acumulação do zircão, compatível com o caráter metaluminoso destas rochas. A constância do vale no Rb nos sienitos faneríticos e nos cumulatos rítmicos (Fig. 7) traduz, provavelmente, o efeito do fracionamento precoce da mica. Estas feições podem ser explicadas como reflexo do caráter ultrapotássico do magma original, enriquecido nestes elementos.

A presença de cumulatos rítmicos na fácies fanerítica e de cumulatos lenticulares e de autólitos clinopiroxeníticos e apatita-clinopiroxeníticos na fácies porfírica indicam que o

processo de cristalização fracionada é presente no MSS. Tomando-se como exemplo a evolução da fácies petrográfica mais precoce neste corpo (sienitos faneríticos), e utilizando-se da regressão linear (Tabela 6) e fracionando a paragênese observada petrograficamente, obtém-se um baixo valor do quadrado do resíduo ($r^2=0,89$) para a correlação, o que indica a viabilidade do processo. Contudo, chama a atenção que a composição do cumulato obtido nesta simulação seja próxima daquela considerada como líquido inicial (Amostra 479A; Tabela 6). Este fato evidencia a necessidade de uma alta taxa de fracionamento na operacionalização deste processo e reflete, provavelmente, o episódio importante de cristalização *in situ* do feldspato alcalino (descrito a seguir).

A linha de evolução das rochas sieníticas em diversos diagramas do tipo Harker

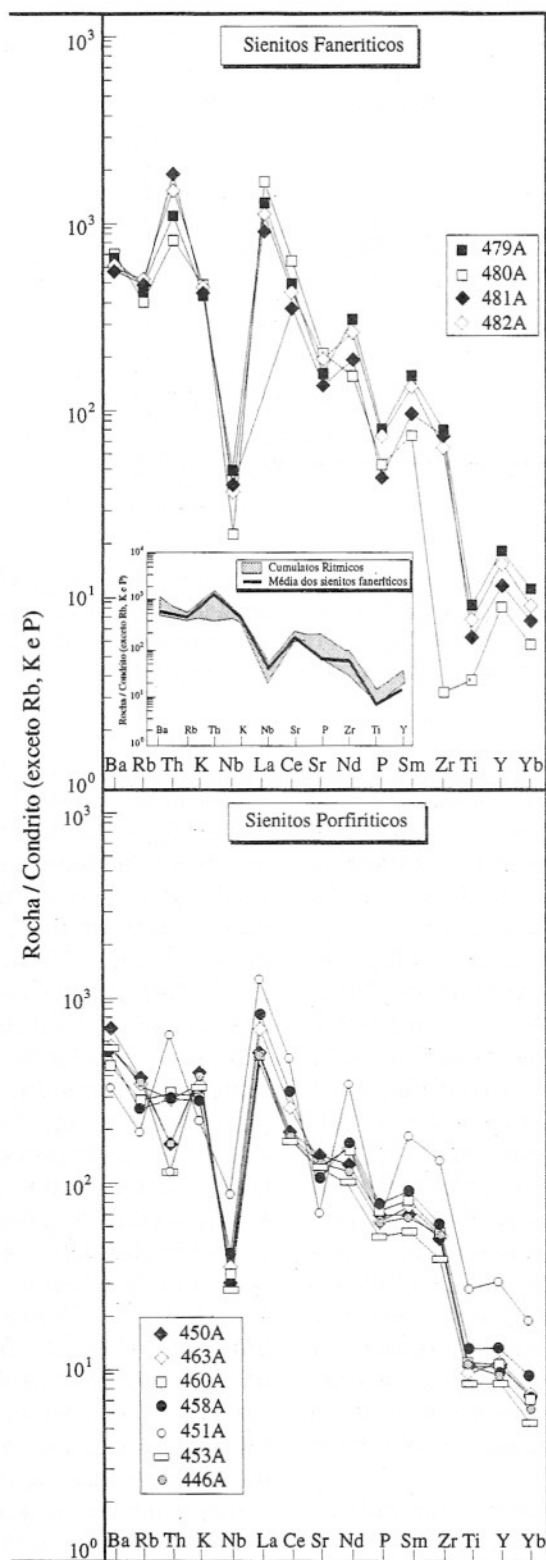


Figura 7 - Diagrama multielementar das diferentes fácies do maciço sienítico de Santanópolis, normalizado pelos valores condriticos de Thompson (1982).

(Fig. 8) superpõe-se àquela relativa às rochas cumuláticas rítmicas. Este fato indica que estes sienitos não representam líquidos, mas uma mistura de fração cumulativa mais líquido. Os diagramas multielementares (ausência de importante fracionamento de Ba e Eu, Figs. 7 e 9) minimizam a hipótese de um fracionamento precoce de feldspato. Esta hipótese pode ser testada utilizando-se do fracionamento "Rayleigh", removendo-se os minerais precoces observados nestas rochas (Fig. 9). As relações entre Cr-Ni evidenciam o importante papel do clinopiroxênio no controle da tendência evolutiva das rochas do MSS. As evoluções observadas entre Ba-Sr e Zr-Nb confirmam o papel modesto do feldspato alcalino e a tendência de evolução pode ser descrita por meio de um vetor resultante da ação combinada entre os vetores do clinopiroxênio, mica e dos minerais acessórios.

As semelhanças das geometrias observadas nas curvas dos elementos traço entre as amostras das fácies sienítica fanerítica e porfírica sugerem que elas sejam cogenéticas. Os padrões dos ETR reforçam esta hipótese (Fig. 10). A constância das mesmas geometrias nos espectros dos elementos traço, mesmo nas rochas cumuláticas, indica que o padrão destes elementos não é influenciado pelo processo de acumulação, refletindo, provavelmente, a assinatura da fonte. Os moderados valores de alumínio, associados ao forte fracionamento dos ETRL, e a concavidade observada nos ETRP sugerem retenção da granada no resíduo.

Diferentes feições expostas anteriormente sugerem que o feldspato alcalino não foi um mineral estável ao nível do *liquidus* no magma genitor.

Tabela 6 - Dados utilizados na regressão linear para simulação do fracionamento na fácies sienítica fanerítica. Os cálculos foram realizados com o programa Achbado desenvolvido por H. Martin. Clinopiroxênio [Cpx], ortoclásio [Or], albita [Ab], magnetita [Mt], ilmenita [Ilm], apatita [Ap], líquido obtido [L1] e cumulado obtido pela extração de L1 [CumL1]. Consideraram-se, nestes cálculos, as composições estequiométricas para Or, Ab, Mt, Ilm e Ap. Para as composições do Cpx e Mica, foram utilizados os dados obtidos por microsonda eletrônica desta fácies.

	479A	481A	Cpx	Mica	L1	481A-L1	CumL1		479A(%)
SiO ₂	58,35	63,73	52,95	39,44	63,71	0,02	58,13	Cpx	-10,50
Al ₂ O ₃	15,82	15,22	1,19	13,21	15,88	-0,66	15,16	Or	-33,23
Fe ₂ O ₃ *	6,45	4,64	10,00	18,61	4,70	-0,06	6,47	Ab	-35,47
MgO	2,85	1,62	12,50	14,29	1,57	0,05	2,95	Mt	-2,76
CaO	4,13	2,95	22,46	0,20	3,24	-0,29	3,88	Ilm	-0,86
Na ₂ O	4,00	4,13	0,75	0,26	3,66	0,47	4,49	Mica	-10,56
K ₂ O	6,52	6,56		9,21	6,23	0,33	6,83	Ap	-2,41
TiO ₂	1,02	0,69	0,17	4,76	0,75	-0,06	0,97	Total	95,79
P ₂ O ₅	0,87	0,49			0,26	0,23	1,12		

Contudo, é um fato incontestável que houve um episódio de importante cristalização deste mineral (formação dos sienitos). Este fato pode ser explicado admitindo-se que a cristalização do feldspato alcalino processa-se, similarmente ao que ocorre com o anfibólio, posteriormente à intrusão deste magma na crosta em condições mesozonais. Esta não é uma situação particular a este maciço e tem sido relatada com frequência em plutões sieníticos (p.ex. Thompson & Fowler, 1986).

O caráter metaluminoso das rochas sieníticas de Santanópolis, associado aos valores de potássio, sua correlação geral positiva com a sílica, ausência de enriquecimento em ferro, os baixos conteúdos de titânio e a presença de hiperstênio normativo são assinaturas que lembram a da série shoshonítica, como definida por Morrison (1980). Chama atenção, entretanto, a ausência do plagioclásio, o papel importante da cristalização precoce da paragênese de alta pressão

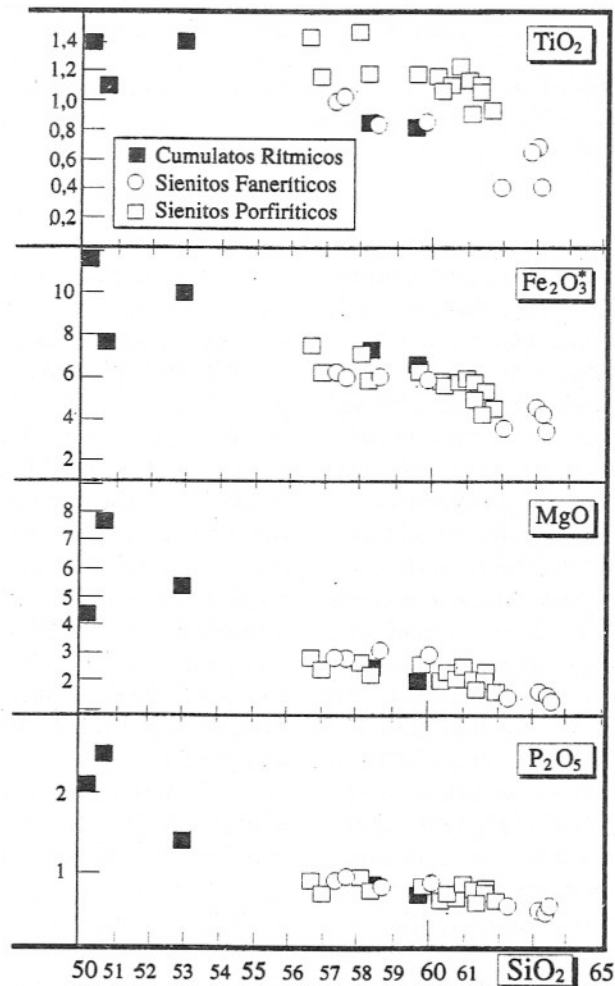


Figura 8 - Disposição das amostras do MSS em diagramas de variação dos óxidos. O ferro total é expresso sob a forma de ferro-férrico (Fe₂O₃*).

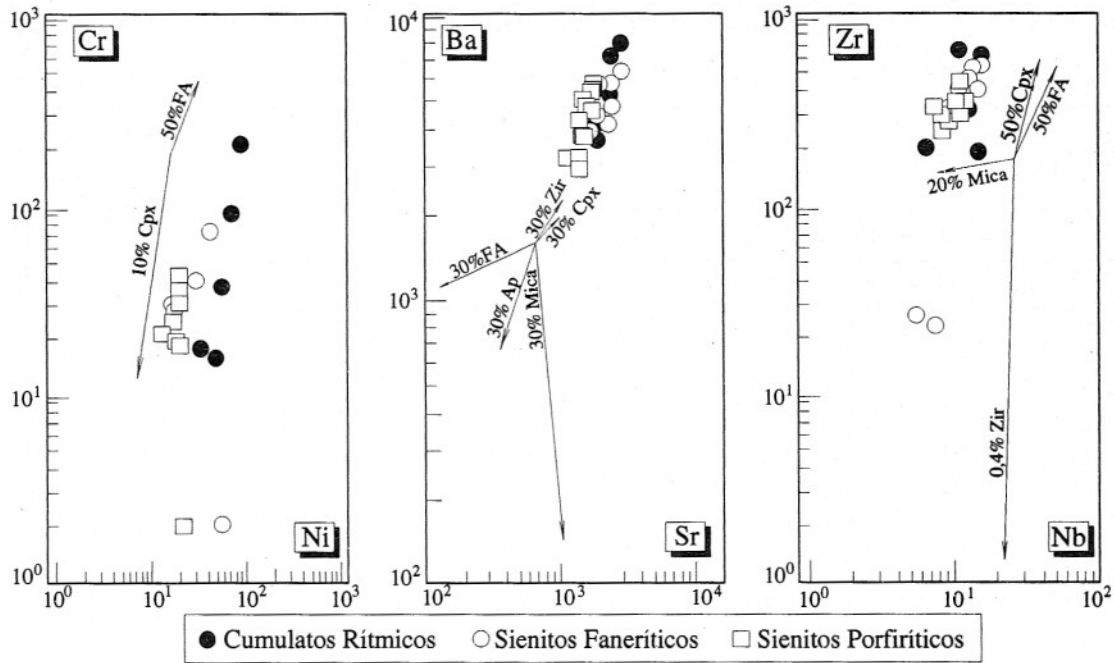


Figura 9 - Diagramas Cr-Ni, Ba-Sr e Zr-Nb aplicados às rochas do maciço sienítico de Santanópolis. Para os cálculos dos vetores foi utilizado os coeficientes de partição listados em Rollinson (1993), exceto para Kd^{Ap}_{Cr} . $Ni, Ba, Sr, Zr, Nb, Ce, Yb e Y = 0; 0; 3,65; 3,41; 0,1; 0,1; 34,7; 23,9$ e 40 ; e $Kd^{FA}_{Cr, Ni, Ba, Sr, Rb, Zr, Nb, Ce, Yb e Y} = 0; 0; 1,78; 4,31; 3,68; 0,3; 0,01; 0,074; 0,07$ e $0,01$, onde utilizou-se dos coeficientes mineral/rocha calculados a partir dos dados de Conceição (1990). A composição inicial é tomada de modo arbitrário visando mostrar os efeitos dos fracionamentos.

(clinopiroxênio e mica), os moderados valores de alumínio (14-16%) e os conteúdos mais elevados em Ba, Sr e ETRL encontrados nos sienitos em estudo, quando comparados aos de rochas equivalentes da série shoshonítica clássica. Por outro lado, um perfil shoshonítico é frequentemente associado aos termos mais diferenciados das suítes ultrapotássicas (Edwards *et al.*, 1991). Esta transição de rochas ultrapotássicas a shoshoníticas tem sido explicada como resultado da paragênese fracionada (Rosa *et al.*, 1995) ou a processo de contaminação crus-tal (Zhao *et al.*, 1995). Esta dualidade shoshonítica-ultrapotássica é um ponto polêmico e deve, provavelmente, refletir as condições físicas durante a formação destes magmas (p.ex. natureza do protólito, profundidade da fusão, natureza e rique-

za em fluídos...).

Associação íntima entre sienitos potássicos/ultrapotássicos e magmas básicos ricos em fluidos (lamprofíricos) é reportada por diversos autores (p. ex. Thompson & Fowler, 1986; Leat *et al.*, 1988; Conceição *et al.*, 1995). Neste contexto, a formação de sienitos a partir de magmas lamprofíricos tem sido explicada por um processo complexo envolvendo segregação e mistura entre líquidos tardios mais fração cumulática (cf. Leat *et al.*, 1988; Conceição *et al.*, 1995).

O perfil geoquímico presente no MSS, marcado por valores baixos de Nb e Ti e enriquecimento em Ba, Sr, K e ETRL, é característica usual de magmas profundos, relacionados a orogenias (Ringwood, 1990). Estas feições têm sido explicadas a partir da fusão par-

cial de um manto previamente metassomatizado por fluídos e/ou líquidos provenientes da fusão da placa oceânica descendente (basalto + sedimentos), com retenção, na fonte, de fase rica em titânio (Ringwood, 1990).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O maciço sienítico de Santanópolis é um plutão intrusivo nos terrenos polimetamórficos do CMSC, posterior ao evento granulítico. Sua forma alongada NS (tipo dique), também reportada para os outros plutões sieníticos no CMSC, reforça a hipótese, proposta por Conceição *et al.* (1989), de que estes magmas ocuparam uma geossutura antiga.

Os diferentes dados obtidos (geológicos, petrográficos

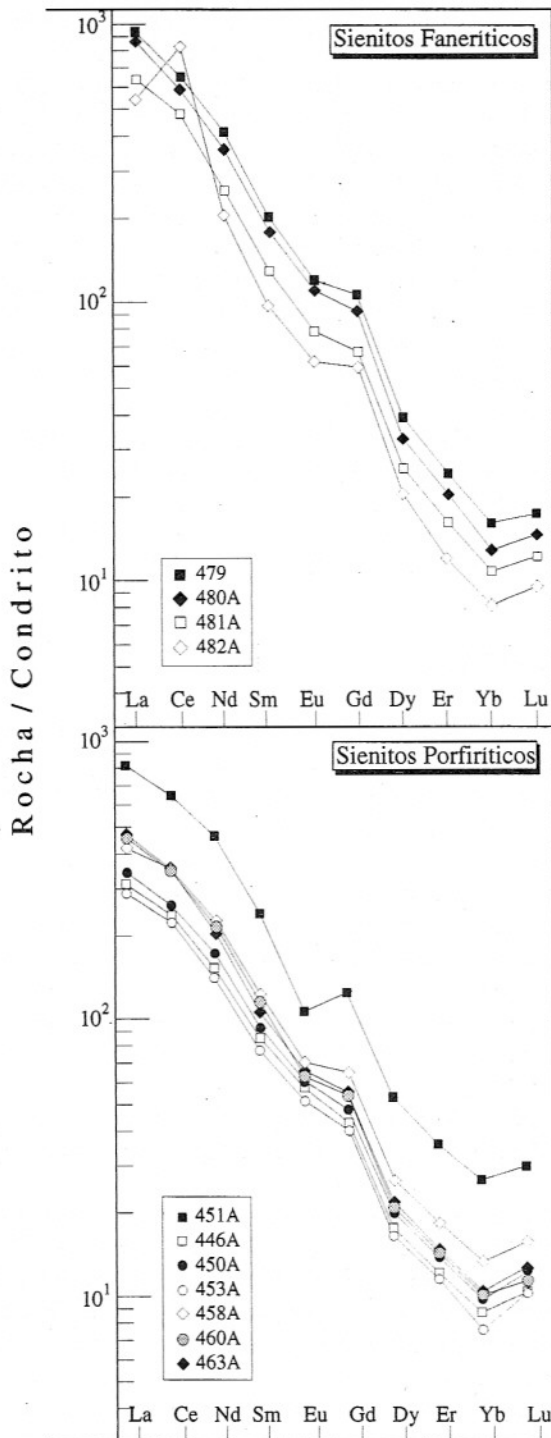


Figura 10 - Espectros dos elementos terras raras para as diferentes fácies do MSS normalizados pelo condrito (Evensen et al., 1978).

e químicos) permitiram identificar e caracterizar a evolução das rochas do MSS a partir de um magma básico parental, rico em fluidos (lamprofírico?),

controlada, inicialmente, pelo fracionamento a alta pressão de clinopiroxênio, mica e minerais acessórios. Com a evolução deste magma, por cristalização

fracionada, o importante episódio da cristalização do feldspato alcalino, assim como do anfíbólio, efetua-se *in situ*, após a colocação do magma em uma câmara mesozonal (~15 km). Embora as razões isotópicas sugiram contribuição crustal, os dados disponíveis são, no momento, insuficientes para quantificar de forma precisa esta contribuição. Estudos estão sendo desenvolvidos visando estabelecer estes dados. De qualquer maneira, os dados químicos permitem explicar a variação composicional das rochas sieníticas como uma mistura entre líquido e cumulado, com uma assinatura potássica orogênica.

Vale ressaltar que, em diversas regiões, a presença de magmatismo potássico, particularmente sienítico, com afinidades lamprofíricas (p.ex. Abitibi-Canadá, Rock *et al.*, 1987; Wyman & Kerrich, 1989), é um indicador de potencialidades econômicas para Au. Muitos autores (p.ex. Rock *et al.*, 1987) não só argumentam que este magmatismo é o agente mineralizador, como lhes atribuem a fonte dos fluidos responsáveis pelas mineralizações auríferas.

Existe um consenso de que os magmas potássicos/ultrapotássicos não podem ser formados a partir da fusão parcial de um manto usual (lherzolítico ou peridotítico; cf. Foley, 1992), mas, de um manto enriquecido em potássio e em elementos incompatíveis. Um manto mica-piroxenítico, usualmente aceito como o produto do metassomatismo de um manto lherzolítico ou peridotítico (Lloyd *et al.*, 1985), parece-nos um forte candidato. Assinatura do tipo arco, comum nestas rochas, sugere que este magma tenha sofrido influência da subducção. Já os moderados

valores do alumínio, associados ao enriquecimento de ETRL presente nas rochas do MSS, podem significar que houve a retenção de granada na fonte.

O questionamento sobre a idade do metassomatismo mantélico (precambriano ou mais antigo?) para geração dos sienitos proterozóicos no leste da Bahia é ainda uma incógnita. Todavia, a amplitude da expressão geográfica deste plutonismo, alinhado por mais de 1000 km, traduz, sem dúvida, a importância deste evento na geração dos magmas no fim do Transamazônico.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento desta pesquisa foi possível graças aos financiamentos obtidos junto ao CNPq (Proc. n^{os}. 403760/91-7, 300200/91-9); à Companhia Minérios Metalúrgicos do Nordeste-MMN/SIBRA, e ao PADCT (Projeto Cráton do São Francisco na Bahia: Evolução Geodinâmica e Potencial Metalogenético, Operação 04: Plutonismo Alcalino Proterozóico na Bahia, n^o 60.94.0038.01). Os autores agradecem ao Dr. Lauro V. S.

Nardi pelas análises químicas realizadas no IG-UFRGS, ao Dr. B. Bonin (UPS), Msc. M.L.S. Rosa (UFBA) e Msc. J. Plá Cid (UFRGS) pelas frutíferas discussões e incentivos; Msc. L.C. Gomes (ETFBA) e Geol. M.A.G. Conceição (MMN) pelo auxílio nos trabalhos de campo; à família Oliveira pela hospedagem durante as missões; e aos dois revisores anônimos pela leitura crítica deste trabalho. R.V.C. ao CNPq pela bolsa IC (91-92) e à CAPES pela bolsa de mestrado (93-94).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBERI, F.; BIZOURARD, H.; VARET, J. (1971) Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **33**(2):93-107.
- BONIN, B. (1980) Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux: l'exemple de la Corse. Tese de Dout. d'Etat. Univ. P. et M. Curie, France, 719p.
- BONIN, B. & GIRET, A. (1985) Clinopyroxenes compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, **3**(2):175-183.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil). Tese de Doutorado. Université Paris-Sud, Centre d'Orsay-França, 395p.
- CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P.; ALONSO, M.D.; BONIN, B. (1989) Mise en évidence d'un contrôle structural de la mise en place du massif syénitique d'âge Proterozóique Inférieur, Itiúba (Bahia-Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**(II):45-50.
- 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, R.V. (1994) Petrologia dos sienitos potássicos do maciço de Santanópolis e alguns aspectos do seu embasamento granulítico. Dissertação de Mestrado. C.P.G. em Geologia-UFBA, 275p.
- CONCEIÇÃO, R.V.; LAFON, J.M.; CONCEIÇÃO, H. (1993) Sienito de Santanópolis - dados geocronológicos: uma idade máxima para o metamorfismo de fácies anfíbolítico na região entre Feira de Santana e Lamarão (NE do Cráton do São Francisco). *In: Simp. Cráton do São Francisco, Salvador-BA. Anais*, p.48-51.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1978) *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. Longmans, Green and Co., Ltd., London, 558p.
- EDGAR, A.D.; GREEN, D.H.; HIBBERSON, W.O. (1976) Experimental petrology of highly potassic magma. *J. Petrol.*, **17**(3):339-356.
- EDWARDS, C.; MENZIES, M.; MATTHEW, T. (1991) Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. *J. Petrol.*, **32**(3):555-592.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **42**(8):1199-1212.
- EWART, A. (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. *In: R.S. Thorpe (Ed.) Andesites - Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester-USA, p.25-95.

- FAURE, G. (1977) Principles of isotope geology. USA, John Wiley & Sons, Inc., 464p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1981) Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia - Brasil. In: H.A.V. Inda; M.M. Marinho; F.B. Duarte (Eds.) Geologia e Recursos Minerais da Bahia, Textos Básicos, SME, Salvador-Ba, 4:2-71.
- FOLEY, S.F. (1989) Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites: 1- The effect of water activity and oxygen fugacity. Eur. J. Miner., 1(3):411-426.
- FOLEY, S. (1992) Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. Lithos, 28(3/6):187-204.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, V.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8:523-548.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. (1989) Experimental calibration of aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17(9):837-841.
- LAVAL, M. & HOTTIN, A.M. (1992) The Mlindi ring structure. An example of ultrapotassic pyroxenite to syenite differential complex. Geol. Rund., 81(3):737-757.
- LEAT, P.T.; THOMPSON R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; DICKIN, A.P. (1988) Silicic magma derived by fractional crystallization from Miocene minette, Elkhead Mountains, Colorado. Mineral. Mag., 52(5):577-585.
- LETERRIER, J.; MAURY, R.C.; THONON, P.; GIRARD, D.; MARCHAL, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planet. Sci. Lett., 59(1):139-154.
- LINDSLEY, D.H. (1983) Pyroxene thermometry. Am. Mineral, 68(5/6):477-493.
- LLOYD, F.E.; ARIMA, M.; EDGAR, A.D. (1985) Partial melting of a phlogopite clinopyroxenite from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics. Contrib. Mineral. Petrol., 91(2):321-329.
- MITCHELL, R. H. & BERGMAN, S.C. (1991) Petrology of lamproites. Plenum Press, USA, 447p.
- MORRISON, G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 13(1):98-108.
- MÜLLER, D. & GROVES, D.I. (1995) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, 56:210p.
- OLIVEIRA, O.M.C. DE (1995) Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do maciço sienítico de Anurí, Sul da Bahia. Dissertação de Mestrado, C.P.G. em Geologia-UFBA, 171p.
- PADILHA, A.V. & MELO, R.C. (1991) Evolução geológica da folha Serrinha, SC.24-Y-D-VI. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGGB). Folha Serrinha SC.24-Y-D-VI. Cov. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro-RJ, p.121-152.
- PECCERILLO, R. & TAYLOR, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58(1):63-81.
- PETROV, I. & HAFNER, S.S. (1988) Location of trace Fe⁺³ ions in sanidine KAlSi₃O₈. Am. Mineral., 73(1/2):97-104.
- RINGWOOD, A.E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chem. Geol., 82(3/4):187-207.
- ROCK, N.M.S.; DULLER, P.; HASZELDINE, R.S.; GROVES, D.I. (1987) Lamprophyres as potential gold exploitation targets: Some preliminary observations and speculations. In: S.E. Ho & D.I. Groves (Eds.) Developments in Understanding Archean Gold Deposits. Perth. Univ. Western Australia, Pub. Spc., p.271-286.
- ROLLINSON, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352p.
- ROSA, M.L.S (1994) Magmatismo shoshonítico e ultrapotássico no sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, maciço de São Félix: Geologia, mineralogia e geoquímica. Dissertação de Mestrado, CPG em Geologia-UFBA, 241p.
- ROSA, M.L.S & CONCEIÇÃO, H. (1995) Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do maciço sienítico de São Félix-Bahia. Geochim. Brasil., 9(2):201-219.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M.M.; SANTOS, E.B.; ALVES DA SILVA, F.C.; LEAHY, G.S.; BASTOS LEAL, L.R. (1995) Magmatismo potássico/ultrapotássico pós a tardi orogênico (associado a subducção) no oeste da Bahia: Batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e

- os sienitos de Correntina. Geochim. Brasil. (no prelo).
- SILVA FILHO, M.A.; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A.; LEAL, R.A.; SANTANA, A.C.; BRITO FILHO, P.A. (1977) Projeto Baixo São Francisco e Vaza Barris. Relatório Final, DNPM/CPRM, 1:283p.
- THOMPSON, R. N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. Scot. J. Geol., 18:49-107.
- THOMPSON, R.N. & FOWLER, M.B. (1986) Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism : A study of Siluro-Ordovician syenites from the Caledonides. Contr. Mineral. Petrol., 94(4):507-522.
- WILSON, M. (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hyman, London-UK., 466p.
- WYMAN, D. & KERRICH, R. (1989) Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province Gold Deposits: Distribution, tectonic setting, noble metal abundances, and significance for gold mineralization. Econ. Geol., 83(2):454-461.
- ZHAO, J.-X. ; SHIRAISHI, K. ; ELLIS, D.J. ; SHERATON, J.W. (1995) Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica : Implications for the origin of syenitic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta., 59(7):1363-1382.