

CHARNOCKITÓIDES DO MACIÇO DE VÁRZEA ALEGRE: UM NOVO EXEMPLO DO MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO DE ALTO-K NO ARCO MAGMÁTICO DO ESPÍRITO SANTO

JULIO CEZAR MENDES*, IAN McREATH**, CRISTINA MARIA WIEDEMANN* & MÁRIO CESAR HEREDIA FIGUEIREDO (IN MEMORIAN)**

ABSTRACT CHARNOKITIC ROCKS OF THE VÁRZEA ALEGRE MASSIF: A NEW EXAMPLE OF THE HIGH K CA-ALKALIC MAGMATISM IN THE MAGMATIC ARC OF THE ESPÍRITO SANTO The Várzea Alegre intrusive massif is situated in the central portion of the Espírito Santo State. It is an example of the late to post tectonic magmatism related to the onset of a magmatic arc developed during the late-Brasiliano episode. It comprises an inner domain of gabbros, diorites, quartz-diorites and granites completely surrounded by a large ring of charnockitic rocks. The lithotypes found in that ring were chemically classified as opdalites, jotunites, quartz mangerites and enderbites (opx-quartz diorites). They show apophytic texture with feldspars and quartz megacrysts set in a medium to coarse grained matrix. The geochemical characteristics of these rocks are typical of a calc-alkalic magmatism enriched in LIL and HFS elements (mainly Ba, K, REE, Zr, P and Nb). Using compatible versus incompatible elements variation diagrams it is possible to suggest that fractional crystallization and magma mixing were the principal mechanisms in the evolution of the suite. The high contents in such incompatible elements point towards a mantelic contribution associated with crustal contamination for the genesis of the rocks.

Keywords: Charnokitic magmas, Geochemical evolution, Petrological remarks

RESUMO O maciço intrusivo de Várzea Alegre, localizado no centro do Espírito Santo, representa o magmatismo tardi a pós-tectônico do arco magmático de idade Brasiliana dessa região. As rochas gabróicas, dioríticas, quartzo-dioríticas e graníticas do seu domínio interno são envolvidas por um extenso e irregular anel de rochas charnockitoides. Dentre as rochas da suíte charnockítica presentes encontram-se opdalitos, jotunites, quartzo mangeritos e enderbites (opx-quartzo dioritos); são porfíricas, com megacristais de feldspatos e quartzo que chegam a atingir 6 cm e matriz média a grossa. Mostram assinatura geoquímica compatível com um quimismo cálcio-alkalino enriquecido em elementos LIL (principalmente Ba, K e ETR) e alguns HFS (Zr, P e Nb). O comportamento das amostras em diagramas de variação envolvendo elementos compatíveis versus incompatíveis sugere que mecanismos de cristalização fracionada associados a mistura de magmas tenham sido os responsáveis pela diversidade litológica encontrada. Os altos teores de elementos LIL e HFS presentes indicam possível participação de uma fonte mantélica previamente enriquecida, associada com contaminação crustal, na gênese das rochas estudadas.

Palavras-chave: Magmas charnockitoides, Evolução geoquímica, Considerações petrológicas

INTRODUÇÃO A formação de rochas com paragênese anidra é na maioria das vezes associada à atuação de metamorfismo de fácies granulito. A maior parte das publicações com dados químicos de rochas desse tipo são referentes a faixas extensas e antigas (arqueanas e proterozóico inferior principalmente) metamorfoseadas em fácies granulito, como é o caso dos granulitos do sul da Índia (Condie *et al* 1982, Weaver 1980), do Complexo Lewisian, Escócia (Drury 1973), do Cinturão Lapland, Finlândia (Barbey & Cuney 1982), entre outros, e no Brasil dos granulitos do sul da Bahia (Figueiredo 1982), do Complexo Juiz de Fora (Campos Neto e Figueiredo 1990) e do Maciço de Joinville (Siga Jr. *et al* 1990), para citar alguns exemplos. No entanto, a ocorrência de maciços ígneos charnockitoides, que se cristalizaram sob condições secas ($a(\text{H}_2\text{O}) \ll 1$), é relatada em vários locais. Alguns trabalhos de cunho geoquímico em maciços charnockitoides, com características ígneas diferentemente preservadas, são encontrados na literatura. Tal problemática encontra-se bem explorada por Field *et al.* (1980) estudando os gnaisses charnockíticos do sul da Noruega, por Petersen (1980) nas intrusões de Farsund e Kleivan, sudoeste da Noruega, por Hubbard & Whittley (1979) nos charnockitos do sudeste da Suécia, por Ormaasen (1977) em intrusões mangeríticas-charnockíticas do norte da Noruega e por Kaiyi *et al.* (1985) em gnaisses charnockíticos do norte da China. No Brasil, Gasparini & Mantovani (1979) estudaram a geoquímica dos charnockitos de Ubatuba, São Paulo, Campos Neto *et al.* (1988) a sequência mangerítica de São José do Rio

Pardo, São Paulo, Rego (1989) trabalhou detalhadamente os noritos e charnockitoides do maciço de Bela Joana, norte do Rio de Janeiro e Janasi (1992) o maciço charnockítico-mangerítico de São Pedro de Caldas, sul de Minas Gerais.

Wendlandt (1981) considerou que a geração de charnockitos pode ocorrer por cinco diferentes processos: 1-intrusão de magma subsaturado em água em crosta anidra durante metamorfismo granulítico; 2- anatexia *in situ* durante metamorfismo granulítico; 3- charnockitos são os resíduos após extração de fusões graníticas; 4- charnockitos são cumulos separados nos fracionamentos ígneos; 5-metamorfismo granulítico com fase volátil rica em CO_2 ocorrendo em níveis crustais superiores.

No segmento central do Espírito Santo, nas proximidades do Rio Doce, destacam-se vários corpos intrusivos onde estão associados litotipos com paragênese primária hidratada e anidra. A borda do maciço de Várzea Alegre é um típico exemplo da ocorrência de rochas com características ígneas bem preservadas cristalizadas em condições anidras, exibindo portanto ortopiroxênio, feldspato e quartzo na sua associação mineral primária. Dentre os processos cogitados por Wendlandt (1981), é provável que apenas o primeiro e o quarto tenham exercido um papel importante na geração das rochas do maciço de Várzea Alegre, como discutido adiante.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL Na porção norte do Cinturão Móvel Ribeira, no Estado do Espírito Santo, são reconhecidos três complexos metamórficos para-

* Departamento de Geologia, UFRJ, IGEO - CCMN, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro - RJ, FAX (021)-598-3280, e-mail: proj-es@igeo.ufrj.br

** Instituto de Geociências, USP, Rua do Lago 562, Cidade Universitária, 05508-900, São Paulo - SP, FAX (011)-210-4958

lelos a costa, correspondendo a três domínios crustais: Complexo Juiz de Fora, Complexo Alegre (Complexo Paraíba do Sul) e Complexo Costeiro (Wiedemann *et al.* 1986, Campos Neto e Figueiredo 1990). O Complexo Juiz de Fora, mais a oeste, foi identificado nas cercanias da serra do Caparão, compreendendo uma longa faixa de rochas infracrustais de idade transamazônica: granulitos e charnockitos com variadas intercalações de metassedimentos. O Complexo Costeiro corresponde a um cinturão metamórfico de grau alto e baixa pressão, com cordierita, onde predominam granulitos charnoenderbíticos e gnaisses anfíbolíticos contendo granada e biotita, variavelmente migmatizados, ocorrendo também biotita gnaisses, leptinitos e gnaisses kinzigíticos. O Complexo Alegre, de idade brasileira, é separado de ambas as unidades por zonas de cisalhamento dúctil, compondo-se de rochas supra-crustais dobradas (biotita-gnaisses, kinzigitos, gnaisses bandados, migmatitos, quartzitos, quartzo xistos, gnaisses calciossilicáticos e mármore) e ortognaisses de composições diversas. As estruturas exibem um *trend* geral NE-SW a NNW-SSE e o estilo de deformação e metamorfismo aponta para um cavalgamento de leste para oeste, em direção ao cráton do São Francisco. Um plutonismo granitóide/charnockitóide do final do Proterozóico/início do Cambriano intrude essas unidades crustais e marca os estágios finais de um ciclo tectônico (Wiedemann *et al.* 1995). O Maciço intrusivo de Várzea Alegre é parte de tal evento magmático, encontrando-se encaixado em gnaisses para e orto-derivados do Complexo Alegre.

A Geologia do Maciço de Várzea Alegre As

rochas do maciço intrusivo de Várzea Alegre afloram na zona rural dos municípios de Itaguaçu, Itarana e Santa Tereza. Trata-se de um corpo aproximadamente circular que está inserido no âmbito do arco magmático tardi-brasiliano dessa região (Wiedemann 1993, Medeiros *et al.* 1994, Mendes 1996).

Como observa-se no mapa geológico da figura 1, o maciço é inversamente zonado, com um domínio interno onde se tem gabros no centro topograficamente arrasado envolvidos por rochas dioríticas/quartzo dioríticas-monzodioríticas e granitos megaporfíricos. Granito a titanita ocorre como um pequeno *stock* próximo dos gabros e também na forma de diques que cortam os demais litotipos. Todo este conjunto é circundado por um domínio externo representado por uma extensa e irregular auréola de rochas charnockitóides. Enquanto nos bordos sul e oeste esse anel é estreito, com algumas centenas de metros, a leste e a norte ele chega a ter quase 4 km de largura, formando serras de cotas elevadas com amplos lajedos e encostas. Essas rochas estão encaixadas em orto e paragnaisses metamorfoseados na fácies anfíbolito alto a granulito.

Uma característica marcante das rochas do domínio interno é a intensa mistura mecânica entre os (quartzo) dioritos e gabros e os granitos megaporfíricos, originando grandes estruturas em rede onde se observa toda a sorte de feições típicas de mistura de magmas, além de litotipos com composições intermediárias (quartzo dioritos e quartzo monzodioritos).

Os charnockitóides são rochas megaporfíricas, de cor verde escura quando frescos, que exibem foliação bem desenvolvida próximo aos contatos e uma estrutura maciça quando distante dos mesmos. Via de regra as foliações nas bordas e nas rochas encaixantes mergulham para dentro do corpo. Quando afloram, os contatos com os gnaisses são bruscos e paralelos à foliação, enquanto que com os litotipos do domínio interno eles são normalmente interdigitados, associados com discreta a intensa interação mecânica entre as rochas.

Apesar de aparentarem grande homogeneidade, as rochas charnockitóides exibem heterogeneidades tais como: varia-

ção na quantidade de megacristais, às vezes num mesmo afloramento; presença de diques de provável composição diorítica (raramente granítica) e de enclaves microgranulares básicos com ou sem xenocristais de feldspato; veios pegmatóides que provocam descharnockitização localizada e xenólitos das rochas encaixantes variavelmente assimilados (Foto 1), sobrando às vezes restitos contendo granada.

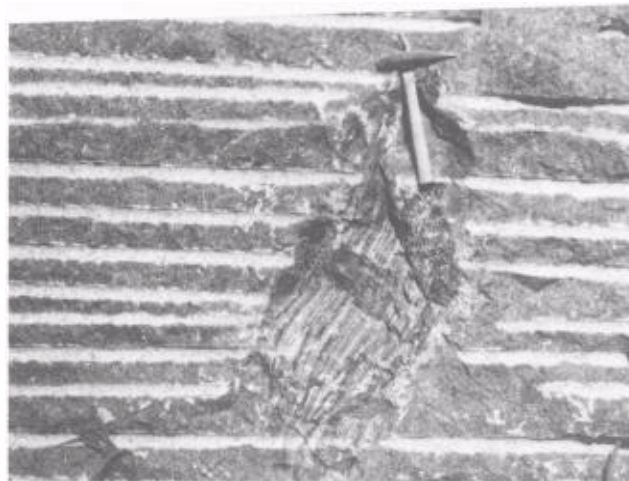


Foto 1 - Xenólito bem preservado de gnaisses no charnockitóide.

Photo 1 - Well preserved gneissic xenolith in the charnockitic rock.

SÍNTESE DA PETROGRAFIA DOS CHARNOCKITÓIDES

A composição mineralógica das rochas charnockitóides é a seguinte: plagioclásio (An32 a An40), ortoclásio pertítico/mesopertita, ortopiroxênio (Wo_{1,5-2,5}; En₃₀₋₄₁; Fs₅₇₋₆₇), biotita, anfíbolio (hornblenda pargasítica a Mg-hastingsita), ilmenita, magnetita, pirita, apatita, zircão e rara allanita. A textura é porfírica, com megacristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, sendo que os dois primeiros podem atingir até 6 cm de tamanho; a matriz tem granulção média a grossa, e quando está apertada entre os megacristais é mais fina e variavelmente recristalizada (Fotomicrografias 1 e 2). Efeitos de deformação incipiente no estado dúctil são também observados em grãos de quartzo e feldspato com extinção ondulante e nas lamelas de geminação de plagioclásio e traços do plano de clivagem de biotita recurvados.

Os cristais de ortopiroxênio encontram-se parcialmente substituídos por biotita, anfíbolio e minerais opacos e alteram-se frequentemente para clorita e um material de cor ocre (Fotomicrografia 1). Biotitas e anfíbolios primários podem ocorrer, sendo quimicamente possível a existência de biotita cristalizada precocemente. Entretanto, a análise por microsonda não detectou variações nas suas composições e os $K_D Fe/Mg$ para essas fases resultam em valores próximos de 1, sugerindo equilíbrio entre elas. São observados cristais de feldspato alcalino substituindo plagioclásio e consideráveis variações nas concentrações de suas lamelas pertíticas. Muitos cristais de plagioclásio exibem intercrescimento de mineral incolor, provavelmente álcali-feldspato. Apatita e zircão ocorrem tanto como inclusões nas outras fases quanto como grãos isolados ou associados aos minerais máficos, em glomérulos (Fotomicrografia 3). Observa-se um predomínio de ilmenita com relação a magnetita; elas se apresentam inter-crescidas ou a magnetita substitui a ilmenita, evidenciando seu caráter secundário. Mais raramente ocorre hematita inter-crescida com ilmenita.

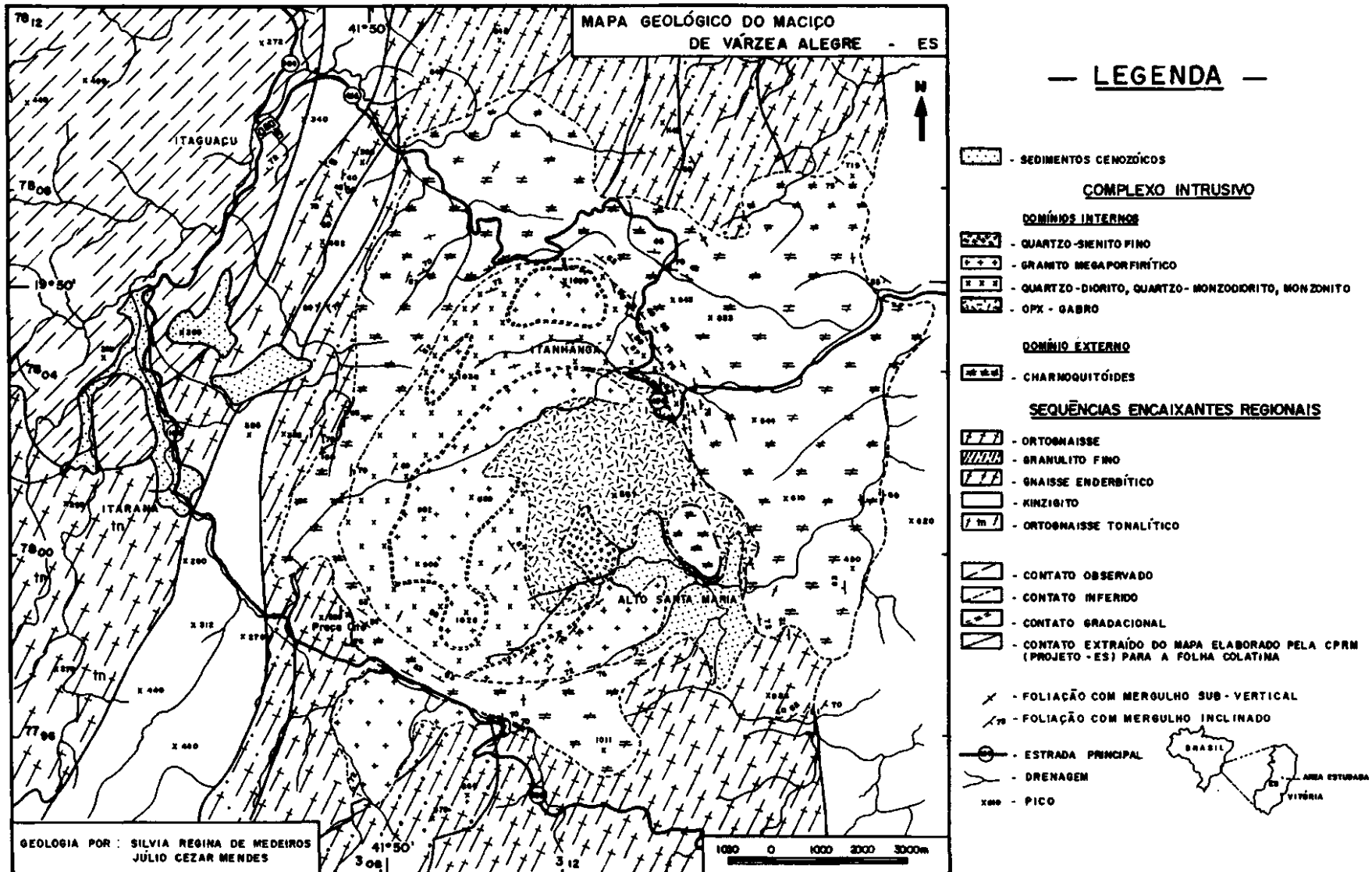
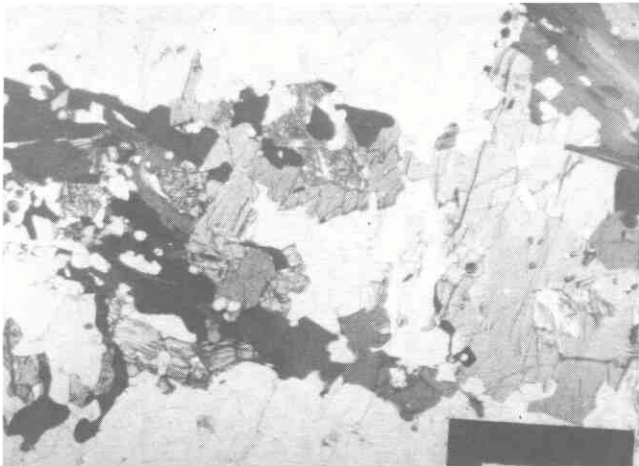


Figura 1 - Mapa geológico do Maciço intrusivo de Várzea Alegre.
Figure 1 - Geological map of the Várzea Alegre intrusive Massif.



Fotomicrografia 1 - Textura porfirítica do charnockitóide. As partes claras são megacristais de feldspato. Nota-se substituição de piroxênios. Nicóis paralelos. A parte interna da escala mede 1,0 mm.

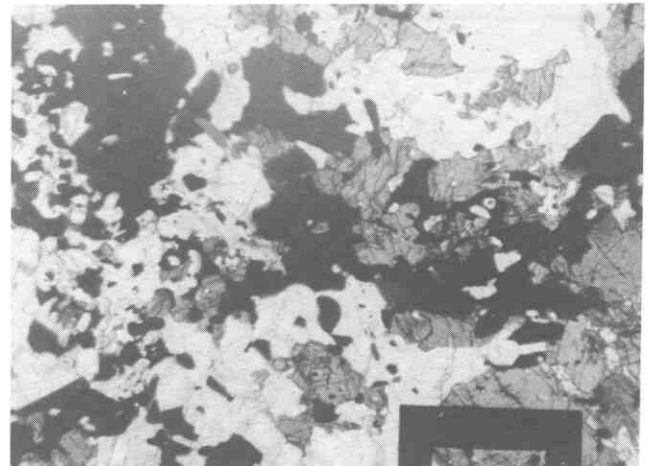
Photomicrograph 1 - Porphyritic texture of the charnockitic rocks. Light portions are feldspar megacrysts. The replacement of pyroxenes can be observed. Parallel nicols. The inner part of the scale has 1,0 mm.



Fotomicrografia 2 - Detalhe textural da matriz, onde se observa cristais recristalizados. Nicóis cruzados. A parte interna da escala mede 1,25 mm.

Photomicrograph 2 - Textural detail of the matrix showing recrystallized crystals. Crossed nicols. The inner part of the scale has 1,25 mm.

QUÍMICA DE ROCHAS Trinta e duas análises químicas de rocha total (elementos maiores, menores e traços, incluindo 16 análises de elementos terras raras) são utilizadas para a caracterização química dos charnockitóides do maciço de Várzea Alegre. As determinações foram feitas por FRX no Laboratório de fluorescência de raios-X do Departamento de Geologia da Universidade de Munique, Alemanha e por ICP (elementos terras raras) nos laboratórios da GEOLAB/GEOSOL em Belo Horizonte. As amostras VA-42, VA-125, VA-16, VA-90 e VA-164 foram dosadas no LAMIN da CPRM (elementos maiores e menores) e na Universidade de Utrecht, Holanda (elementos traços, inclusive terras raras). As amostras referenciadas como "MP" e "HR" foram extraídas do relatório preliminar do *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil* (PLGGB) da CPRM. Os dados encontram-se nas tabelas 1 e 2.



Fotomicrografia 3 - Agregado de minerais máficos com apatita. Nicóis cruzados. A parte interna da escala mede 0,8 mm.
Photomicrograph 3 - Mafic mineral aggregate with apatite. Crossed nicols. The inner part of the scale has 0,8 mm.

As amostras analisadas foram coletadas principalmente em blocos explodidos para aproveitamento como rocha ornamental. O critério utilizado na coleta das amostras foi: somente aquelas que não mostravam qualquer grau de alteração intemperica e com tamanho representando pelo menos dez vezes o maior cristal da rocha. A localização dos pontos amostrados pode ser encontrada no trabalho de Mendes (1996).

A classificação química forneceu os seguintes litotipos para as amostras estudadas, classificadas de acordo com a nomenclatura da USGS para rochas da suite charnockítica: opdalitos, jotunitos, quartzo mangeritos e enderbitos (opx quartzo dioritos) - figuras 2 e 3.

Os charnockitóides do maciço de Várzea Alegre representam uma sequência pouco expandida, possuindo teores de SiO₂ variando de 54 a 65%, correspondendo a termos intermediários/intermediários-ácidos. Compreendem rochas ricas em Ti, P, Zr, Ba e ETR, ligeiramente enriquecidas em Fe e K, e pobres em Mg, Al e V, sendo variavelmente empobrecidas em Ca, se comparadas com rochas granitóides de teor de sílica similar encontradas na literatura. Possuem algumas características comparáveis a rochas da série mangerítica, como os baixos teores de MgO, concentrações elevadas de elementos HFS e Fe# (Fe/Fe+Mg) relativamente altos. Por outro lado, suas concentrações mais altas de Ca e Sr e mais baixas de K e Rb (além das razões K/Rb e Rb/Sr bem inferiores) não permitem que sejam geoquimicamente associadas às rochas de tal série. Deve-se ressaltar que os mangeritos típicos são gerados em ambientes anorogênicos comumente associados a anortositos e granitos rapakivi (Emslie 1991).

Quando se compara com as análises químicas, em rochas com a mesma variação de SiO₂, das Séries Ca-alcálica e Ca-alcálica de alto K/alcálica definidas por Wiedemann (1993) para o Estado do Espírito Santo, observa-se que os charnockitóides de Várzea Alegre possuem concentrações que se aproximam nas duas séries, i.e., alguns óxidos/elementos estão mais próximos dos teores das rochas cálcio-alcálicas enquanto outros da série alcálica. Destacam-se os valores bem superiores de Fe₂O₃, CaO, P₂O₅ e Sr nas duas séries, os altos teores de Zr e Ba em Várzea Alegre e as concentrações de K₂O, que são ligeiramente superiores nos charnockitóides. Ao se comparar com os dados utilizados por Figueiredo e Campos Neto (1993) para maciços pré, sin e pós-colisionais da região limítrofe RJ/ES, observa-se que só ocorre alguma semelhança com alguns corpos pós-tectônicos, notadamente o de Rio Novo do Sul.

Tabela 1 - Análises químicas de elementos maiores, menores (% em peso) e traço (em ppm) e parâmetros geoquímicos para as rochas chamockitóides do Maciço de Várzea Alegre.

Table 1 - Chemical analyses of major and minor elements (wt%) and trace elements (ppm), and geochemical parameters for the chamockitic rocks of the Várzea Alegre massif.

Amostra	VA 42	VA 164	VA 260	VA 252	HR 29	VA 262	VA 244	VA 250	MP 161	VA 263	MP 128	VA 241	VA 249	VA 90
SiO ₂	64,90	64,00	63,14	62,73	62,40	62,39	61,82	63,35	60,70	60,17	59,90	60,01	59,51	59,00
TiO ₂	0,94	0,78	0,88	0,92	1,40	0,89	1,37	0,76	1,10	0,99	1,00	1,49	1,16	1,50
Al ₂ O ₃	15,10	16,10	16,29	15,89	15,30	16,14	14,84	16,28	17,50	17,21	17,20	14,84	16,78	15,10
Fe ₂ O ₃	5,57	5,45	5,75	6,27	7,38	6,45	7,93	5,03	6,46	6,42	7,81	8,64	7,38	9,30
MnO	0,11	0,08	0,10	0,14	0,17	0,15	0,13	0,09	0,11	0,11	0,11	0,14	0,15	0,14
MgO	0,99	1,00	0,94	0,99	1,60	1,02	1,98	0,84	0,99	1,26	1,00	2,14	1,55	1,80
CaO	3,60	4,80	4,10	4,05	3,80	3,64	3,58	3,63	4,60	4,41	4,40	4,16	4,92	5,00
Na ₂ O	3,50	3,50	3,45	3,33	3,00	3,21	3,01	3,20	3,50	3,58	3,50	2,99	3,45	3,50
K ₂ O	3,60	3,40	3,70	3,58	3,70	4,14	3,72	4,73	3,90	4,01	4,10	3,41	3,23	3,40
P ₂ O ₅	0,42	0,39	0,30	0,36	0,49	0,39	0,50	0,26	0,42	0,35	0,41	0,62	0,46	0,66
P.F.	1,40	0,70	0,78	0,38	0,17	0,63	0,31	0,32	0,12	0,38	0,31	0,37	0,34	0,60
Total	100,13	100,20	99,43	98,64	99,41	99,05	99,19	98,49	99,40	98,89	99,74	98,81	98,93	100,00
Co	56	49	23	36	16	22	25	35	7	25	8	24	20	16
V	35	31	43	42	178	43	88	35	122	55	182	93	69	125
Rb	79	82	82	68	110	84	87	85	79	83	110	74	61	64
Ba	2246	2593	2356	2479	2060	2588	2101	3250	3010	2708	3400	2317	2526	2727
Sr	428	458	487	501	510	475	437	551	650	564	531	498	621	579
Ga	20	23	19	20	30	19	19	17	-	20	-	20	21	21
Nb	36,2	28	29,3	31	50	29,5	33,8	22,4	30	30,6	40	33,8	32,2	35,2
Zr	819	642	910	937	1000	840	767	800	940	945	1000	819	980	724
Y	29	26	23	26	50	34	32	19	18	29	25	32	31	36
ACNK	0,93	0,89	0,95	0,95	0,97	0,98	0,96	0,96	0,95	0,94	0,95	0,92	0,93	0,81
Mg#	0,26	0,27	0,24	0,24	0,30	0,24	0,33	0,25	0,23	0,28	0,20	0,33	0,29	0,28
K/Rb	378,1	344	374,4	436,8	279,1	408,9	354,8	461,7	409,6	400,9	309,3	382,3	439,3	440,8
Rb/Sr	0,18	0,18	0,17	0,14	0,22	0,18	0,20	0,15	0,12	0,15	0,21	0,15	0,10	0,11

Amostra	VA1 25	VA 16	VA 242	VA 264	VA 253	VA 246	VA 237	VA 56	VA 257	VA 182	VA 261	MP 718	MP 173
SiO ₂	61,00	61,00	58,71	57,43	57,34	56,98	56,81	56,46	56,22	55,23	53,99	54,40	53,10
TiO ₂	1,10	1,30	1,70	1,58	1,65	1,66	1,78	1,40	1,74	1,95	1,97	1,90	1,90
Al ₂ O ₃	16,10	16,10	14,86	15,89	15,71	15,82	14,68	16,37	15,37	15,55	16,58	17,10	16,20
Fe ₂ O ₃	6,75	7,08	10,09	9,52	9,76	9,74	11,14	8,43	10,43	11,61	11,28	11,20	9,60
MnO	0,10	0,12	0,16	0,16	0,15	0,16	0,18	0,14	0,17	0,18	0,18	0,18	0,15
MgO	2,60	1,70	2,58	2,29	2,36	2,39	2,57	1,90	2,47	2,83	2,76	1,80	3,70
CaO	3,90	4,50	4,41	4,99	5,19	4,87	5,00	5,28	5,39	5,39	6,22	6,60	7,90
Na ₂ O	3,20	3,50	2,95	3,39	3,09	3,16	3,09	3,41	3,32	3,18	3,28	3,00	3,20
K ₂ O	3,60	3,10	2,94	2,84	2,78	3,33	2,46	3,49	2,62	2,39	2,02	2,40	2,30
P ₂ O ₅	0,53	0,44	0,72	0,73	0,76	0,77	0,90	0,60	0,84	0,96	0,95	0,86	0,77
P.F.	0,90	1,20	0,26	0,29	0,17	0,27	0,26	0,65	0,41	0,15	0,21	0,35	0,68
Total	99,78	100,04	99,38	99,11	98,96	99,15	98,87	98,13	98,98	99,42	99,44	99,79	99,50
Cr	13	14	40	33	48	35	35	24	47	31	40	17	62
V	67	57	111	106	108	107	117	85	112	122	121	160	216
Rb	91	72	60	62	56	58	60	50	46	47	36	38	67
Ba	3043	2594	2160	2154	2136	2779	1744	3389	2063	1982	1746	2030	1070
Sr	518	534	505	581	614	614	515	702	594	577	677	760	890
Ga	23	22	19	21	21	20	22	20	21	21	21	30	28
Nb	33,2	33,4	39,5	38,6	36,8	35,8	43,5	30,3	41,5	45	46	64	26
Zr	915	860	929	828	894	841	917	1049	913	932	1084	1760	600
Y	32	32	37	36	37	35	41	25	35	40	36	70	54
ACNK	0,99	0,93	0,93	0,90	0,90	0,87	0,87	0,86	0,86	0,88	0,88	0,88	0,73
Mg#	0,43	0,32	0,34	0,32	0,32	0,33	0,31	0,31	0,32	0,33	0,33	0,24	0,43
K/Rb	328,2	357,2	406,6	380	411,9	476,4	340,2	579,1	472,6	421,9	465,6	524	284,8
Rb/Sr	0,18	0,13	0,12	0,11	0,09	0,09	0,12	0,07	0,08	0,08	0,05	0,05	0,07

Tabela 2 - Análises químicas de elementos terras raras (em ppm) para as rochas charnockitóides do Maciço de Várzea Alegre.
Table 2 - Chemical analyses of rare earth elements (ppm) for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif.

Amostra	VA 42	VA 164	HR 29	VA 262	VA 244	MP 161	MP 128	VA 125	VA 16	VA 90	VA 264	VA 56	VA 261	MP 718	MP 173
La	41,30	30,05	111,30	56,18	100,90	50,07	49,41	70,83	71,51	80,19	67,15	58,44	70,38	71,36	56,93
Ce	111,00	94,10	190,70	126,90	212,80	89,96	96,47	144,00	156,00	155,00	153,00	126,20	159,70	140,10	110,80
Nd	67,00	65,20	88,61	57,67	93,94	48,98	58,44	74,20	79,70	92,00	79,22	64,60	82,61	84,96	61,71
Sm	10,90	9,83	12,10	10,50	15,28	8,10	10,90	12,20	13,00	13,20	14,10	10,73	14,08	13,60	9,70
Eu	4,75	4,98	3,19	3,54	3,26	3,80	4,09	5,24	5,17	4,84	3,73	4,30	3,46	4,32	2,73
Gd	n.d.	n.d.	8,43	7,21	9,69	6,15	8,02	n.d.	n.d.	n.d.	9,75	7,16	9,67	10,19	7,03
Dy	n.d.	n.d.	4,23	5,04	5,91	3,80	4,95	n.d.	n.d.	n.d.	6,95	5,07	6,77	6,16	4,49
Ho	n.d.	n.d.	0,78	0,94	1,06	0,66	0,93	n.d.	n.d.	n.d.	1,32	0,94	1,27	1,15	0,81
Er	n.d.	n.d.	1,57	2,21	2,24	1,60	2,52	n.d.	n.d.	n.d.	3,20	2,18	3,03	2,74	1,95
Yb	2,19	2,11	1,03	1,48	1,33	1,38	1,91	2,14	2,43	2,52	2,28	1,54	2,14	2,19	1,47
Lu	0,30	0,33	0,13	0,19	0,15	0,18	0,26	0,38	0,41	0,46	0,27	0,20	0,29	0,28	0,18
Total	237,44	206,60	422,07	271,86	446,56	214,68	237,90	308,99	328,22	348,21	340,97	281,36	353,40	337,05	257,80
Ce/YbN	13,11	11,53	47,90	22,18	41,39	16,86	13,06	17,40	16,61	15,91	17,36	21,20	19,30	16,55	19,50
Dy/YbN	-	-	2,66	2,21	2,88	1,79	1,68	-	-	-	1,98	2,14	2,05	1,83	1,98
Eu/Eu*N	-	-	0,92	1,18	0,77	1,58	1,28	-	-	-	0,92	1,42	0,86	1,08	0,97
SiO ₂	64,90	64,00	62,40	62,39	61,82	60,70	59,90	61,00	61,00	59,00	57,43	56,46	53,99	54,40	53,10

n.d. = não determinado

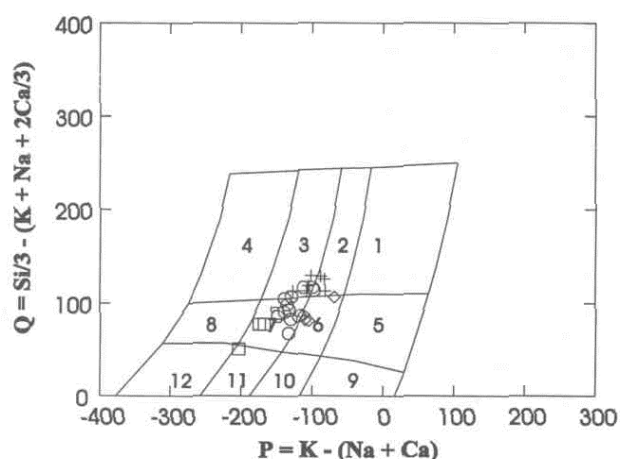


Figura 2 - Diagrama Q x P para classificação de rochas ígneas (Debon & Le Fort 1984) Símbolos: □ Opx -Quartz diorites; ○ Jotunites; + Opxalites; ◇ Quartz mangerites.
Figure 2 - Q x P diagram for classification of igneous rocks (Debon & Le Fort 1984). Symbols: □ Opx-Quartz diorites; ○ Jotunites; + Opxalites; ◇ Quartz mangerites.

O comportamento das amostras nos diagramas de variação As figuras 4 e 5 trazem diagramas de variação nos quais o SiO₂ é o índice de diferenciação escolhido. A boa correlação observada na maior parte deles sugere tratar-se de uma sequência magmática cogenética, que deve ter evoluído nos limites do restrito intervalo composicional obtido. Tão somente para o Al₂O₃ ocorre uma considerável dispersão das amostras; os dados para o Na₂O também apontam maiores variações, mas neste caso pode-se observar que ocorre, de modo geral, um gradual aumento dos teores em direção aos termos mais ácidos. Para os outros óxidos tem-se *trenas* razoavelmente bem definidos, com discreto espalhamento, e coerentes com o índice de diferenciação utilizado. O mesmo ocorre para a maior parte dos

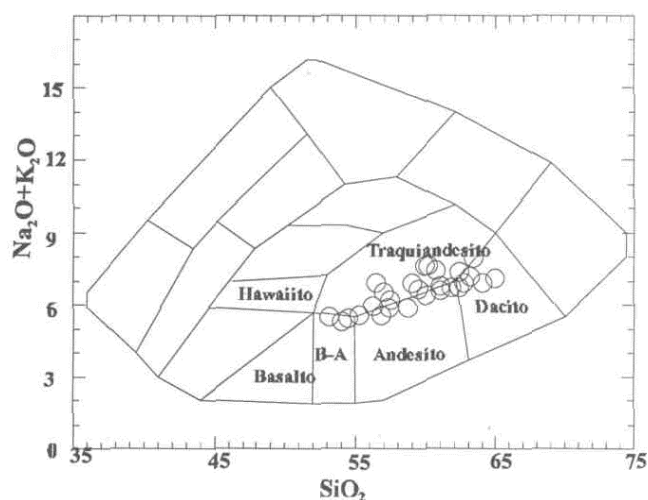


Figura 3 - Diagrama SiO₂ x Na₂O + K₂O para classificação de rochas ígneas (Cox et al. 1979).
Figure 3 - SiO₂ x Na₂O + K₂O diagram for classification of igneous rocks (Cox et al. 1979).

gráficos de SiO₂ x elementos traços, onde apenas o gráfico do Ba exibe maior dispersão. É notável o comportamento compatível de alguns elementos tais como Ca, Fe, Mg, Ti, P, Sr e V; por outro lado, K, Na, Rb e Ba mostram-se incompatíveis durante a evolução da sequência.

As amostras MP-718 e MP-173 possuem teores mais elevados de Al₂O₃, CaO e Sr e estão nitidamente deslocadas em vários dos gráficos. Tais características sugerem que nestas amostras o plagioclásio pode ter sido uma fase cumulática. As amostras VA-250, VA-263, MP-161 e MP-128 possuem concentrações mais altas de Al₂O₃ e K₂O e destacam-se nesses gráficos e no do SiO₂ x Ba, indicando que pode ter havido acumulação de feldspato potássico.

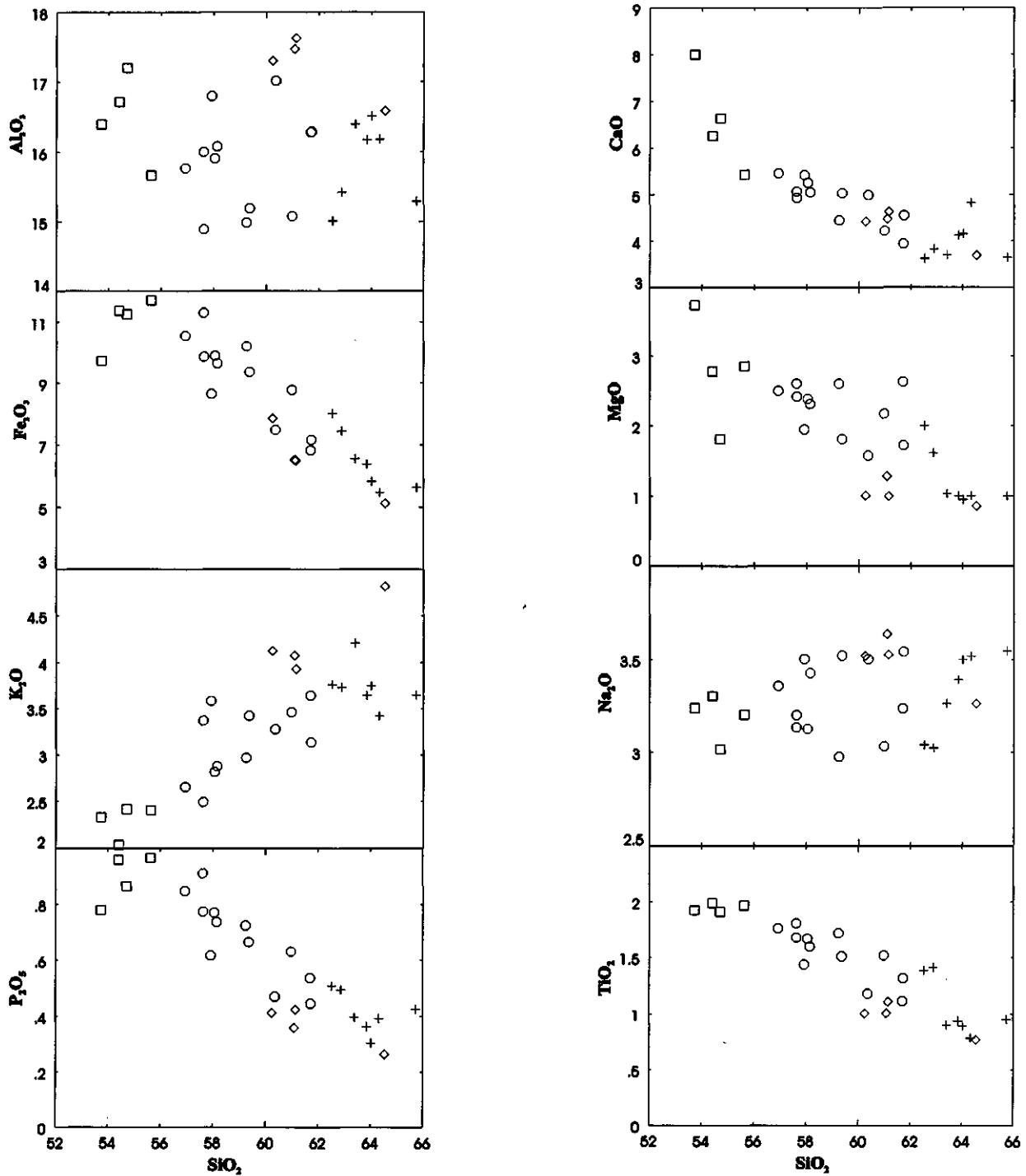


Figura 4 - Diagramas de Harker para os charnockitóides do maciço de Várzea Alegre. Símbolos: □ Opx -Quartz dioritos; ○ Jotunitites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

Figure 4 - Harker diagrams for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif. Symbols: □ Opx -Quartz diorites; ○ Jotunitites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

A caracterização do magmatismo A partir das análises químicas depreende-se que as rochas charnockitóides do maciço de Várzea Alegre devam possuir caráter metaluminoso e uma assinatura cálcio-alkalina/álcali cálcica rica em elementos incompatíveis e Fe. O índice álcali-cálcico de Peacock (1931) para essas rochas é de aproximadamente 56%, que é o valor limite entre suítes álcali-cálcicas e Ca-alkalinas. Ao se confrontar a disposição das amostras no diagrama SiO₂ x K₂O (Fig. 4) com os campos delimitados por Peccerillo & Taylor (1976) para a separação de séries mag-

máticas, conclui-se que os charnockitóides do maciço de Várzea Alegre são compatíveis com um magmatismo Ca-alkalino de Alto K.

Verifica-se no diagrama AFM (Fig. 6) que os litotipos de Várzea Alegre delineiam uma tendência que se aproxima do limite entre *trends* esperados para suítes Ca-alkalinas e toleíticas (cf. Irvine & Baragar 1971), truncando o mesmo. Tal traçado provavelmente se dá em função do enriquecimento em Fe da sequência. Há de se considerar que uma possível gênese da sequência por mistura de materiais mantélicos e

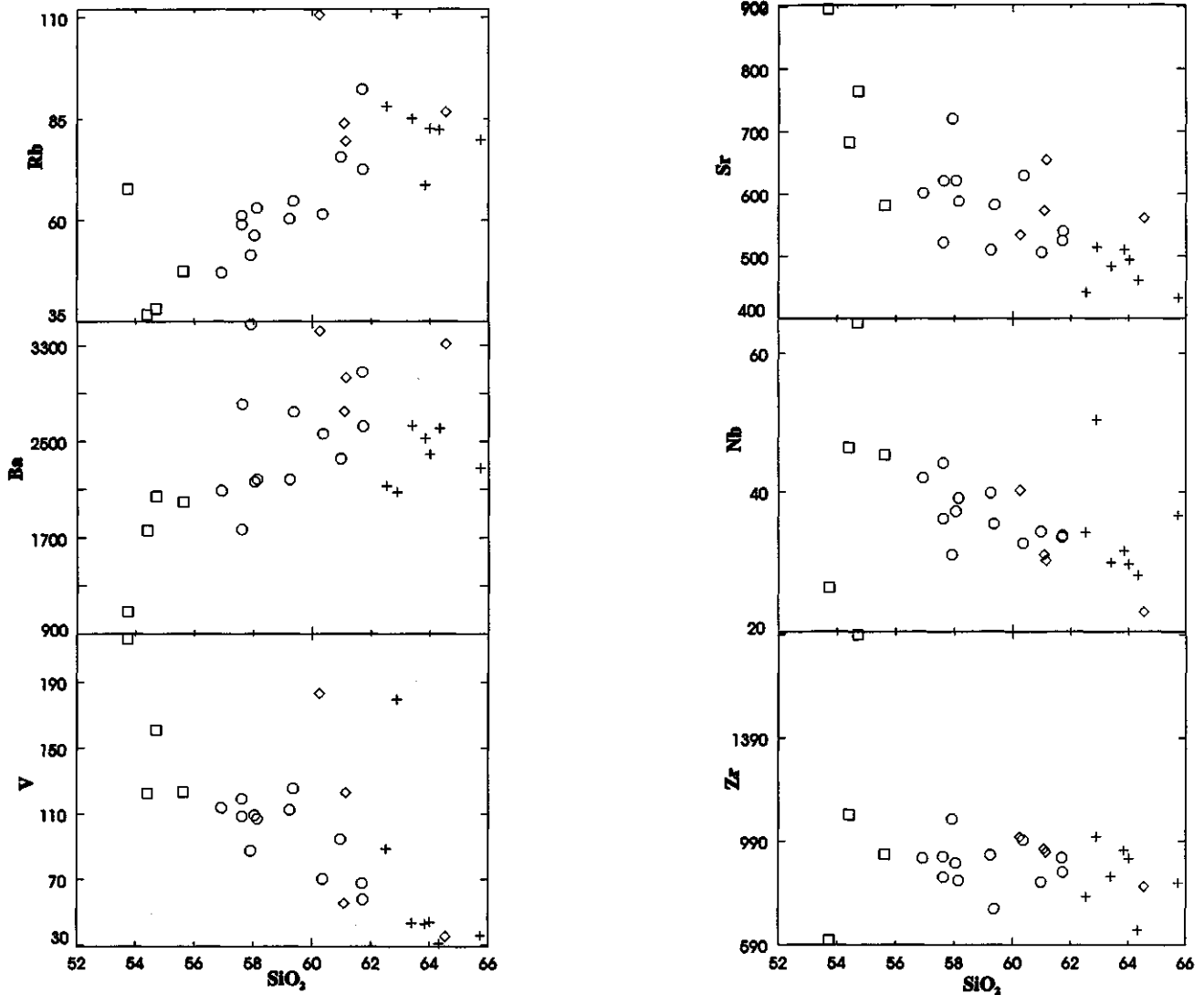


Figura 5 - Diagramas SiO_2 x elementos traços para os charnockitóides do maciço de Várzea Alegre. Símbolos: \square Opx -Quartzo dioritos; \circ Jotunites; $+$ Opdalites; \diamond Quartz mangerites.

Figure 5 - SiO_2 x trace elements diagrams for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif. Symbols: \square Opx -Quartz diorites; \circ Jotunites; $+$ Opdalites; \diamond Quartz mangerites.

crustais, como será enfocado adiante, pode estar refletida no comportamento das amostras nesse diagrama. A formação de magmas Ca-alcálicos por interação de fusões mantélicas e crustais tem sido proposta por vários autores (e.g. Hildreth & Moor bath, 1988, Tepper *et al.*, 1993).

Brown *et al.* (1982) compilaram dados de várias suítes geoquimicamente bem estudadas e de posicionamento tectônico conhecido, de diferentes regiões da Terra, para delimitar os *trenas* que as mesmas definem no diagrama SiO_2 x log (CaO/Na₂O+K₂O). Na figura 7, as amostras de Várzea Alegre estão posicionadas neste gráfico, onde os *trenas* de três complexos ígneos estão traçados: NYG são granitos jovens da Nigéria, HEB são granitos terciários da Grã-Bretanha e FSR são granitos rapakivi da Escandinávia e Finlândia, de idade proterozóica. Todos eles são álcali-cálcicos e gerados em ambiente extensional. Os charnockitóides de Várzea Alegre estão localizados de forma tal que tendem a acompanhar os *trenas* apresentados, sobretudo FSR e NYG.

No diagrama A/CNK x A/NK de Maniar & Picolli (1989) da figura 8 todas as amostras plotam no campo metaluminoso, algumas delas junto da linha divisória com o campo peralu-

minoso. As razões A/CNK são próximas de 1, como pode-se observar na tabela 1.

Os elementos terras raras e o padrão de distribuição dos elementos incompatíveis

Os charnockitóides da intrusão de Várzea Alegre possuem teores altos de elementos terras raras, sobretudo de elementos leves. As concentrações variam bastante, com os valores de La oscilando entre cerca de 150 a 300 vezes o condrito, como pode ser visto na figura 9. Pode-se observar na tabela 2 que os valores totais oscilam muito, e as duas amostras mais ácidas são as que exibem os menores teores em toda a sequência.

Os padrões de terras raras mostram-se, no geral, moderadamente fracionados, com razões (Ce/Yb)_N situando entre 11,53 e 22,18. No entanto, em duas amostras, VA-244 e HR-29, ocorre uma disparidade, com valores superiores a 41. Por outro lado, não existem grandes diferenças de fracionamento nos diferentes segmentos (por exemplo, as razões Dy/Yb oscilam muito pouco). Fica também destacado que não deve ter ocorrido significativo fracionamento de elementos terras raras nos diversos intervalos composicionais, e, se

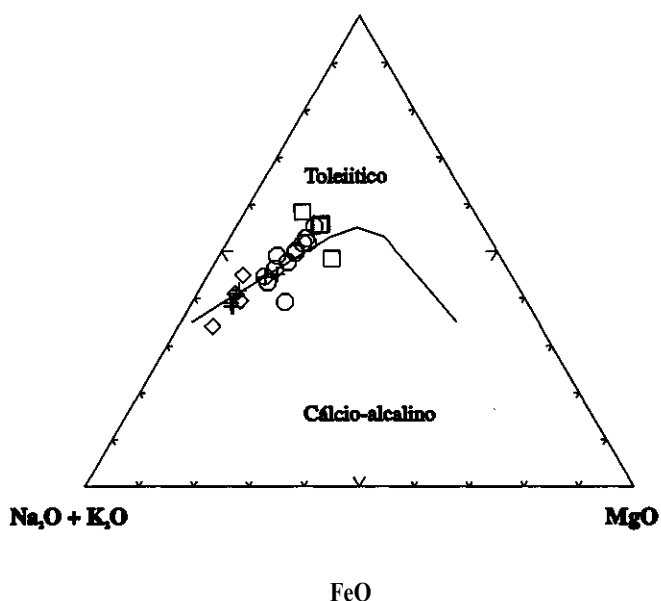


Figura 6 - Diagrama AFM para os charnockitóides do maciço de Várzea Alegre. Símbolos: □ Opx -Quartzo dioritos; O Jotunites; + Opdalitos; ◇ Quartz mangeritos. Figure 6 - AFM diagram for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif. Symbols: □ Opx -Quartz diorites; O Jotunites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

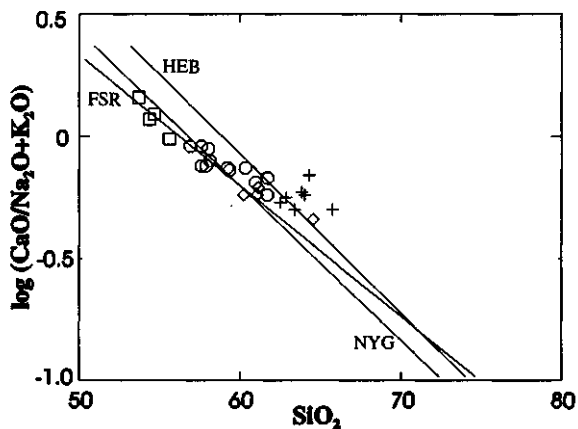


Figura 7 - Diagrama SiO₂ x log (CaO/(Na₂O+K₂O)) para os charnockitóides do maciço de Várzea Alegre. Símbolos: □ Opx -Quartzo dioritos; O Jotunites; + Opdalitos; ◇ Quartz mangeritos.

Figure 7 - SiO₂ x log (CaO/(Na₂O+K₂O)) diagram for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif. Symbols: □ Opx -Quartz diorites; O Jotunites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

houve, as evidências podem ter sido mascaradas por processos de mistura de magmas ou contaminação crustal. Não se observam variações significativas na razão (Eu/Eu*)_N, predominando pequenas anomalias positivas; os teores de Eu e as razões Sm/Eu não exibem uma relação direta com os teores de SiO₂.

O padrão de distribuição de elementos incompatíveis para essas rochas encontra-se na figura 10, onde se tem duas diferentes normalizações para NMORB. Pode-se constatar uma grande homogeneidade no mesmo, com uma diminuição relativa dos elementos menos incompatíveis, mais realçado pela normalização de Sun & McDonough (1989). Isto é relacionado a um considerável enriquecimento dos mais incompatíveis, sobretudo Ba, seguido por Rb e K. De modo geral, a

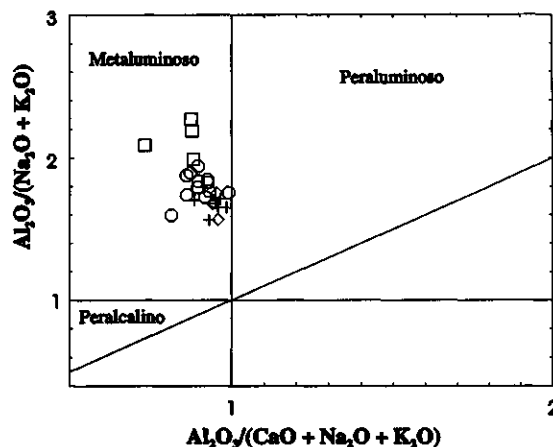


Figura 8 - Diagrama A/CNK x A/NK para os charnockitóides do maciço de Várzea Alegre. Símbolos: □ Opx -Quartzo dioritos; O Jotunites; + Opdalitos; ◇ Quartz mangeritos. Figure 8 - A/CNK x A/NK diagram for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif. Symbols: □ Opx -Quartz diorites; O Jotunites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

normalização de Pearce (1983) acentua mais as anomalias para as rochas estudadas. Destaque para as anomalias positivas de Ba e Zr e as anomalias negativas de Ti, P e Nb. Figueiredo & Campos Neto (1993) obtiveram padrões similares para as intrusões pós-tectônicas álcali-cálcicas do sul do Estado do Espírito Santo, com a diferença de que elas não possuem comparáveis anomalias de Ba e que os seus teores de Rb e K são bem superiores aos de Várzea Alegre.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES As rochas charnockitóides do maciço de Várzea Alegre não estão muito deformadas, exibindo foliação mais pronunciada somente próximo aos contatos. Distanciando-se dos mesmos pode-se encontrar amostras isotrópicas com feições de orientação e deformação local de megacristais. Na matriz, tais efeitos se traduzem por recristalização, às vezes intensa, de quartzo e feldspato. Essa deformação pode tanto estar relacionada ao mecanismo de *emplacement* quanto ao final da compressão regional, de caráter transpressivo, pouco antes de ter início o relaxamento crustal. As anomalias negativas de Ti, P e Nb,

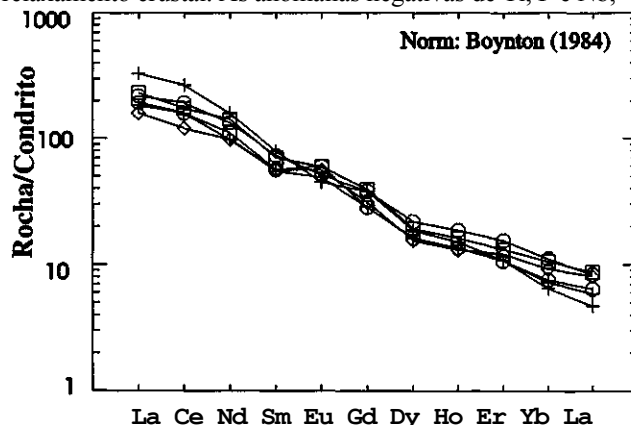


Figura 9 - Padrões de elementos terras raras para os charnockitóides de Várzea Alegre. Símbolos: □ Opx -Quartzo dioritos; O Jotunites; + Opdalitos; O Quartz mangeritos. Figure 9 - REE normalized patterns for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif. Symbols: □ Opx -Quartz diorites; O Jotunites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

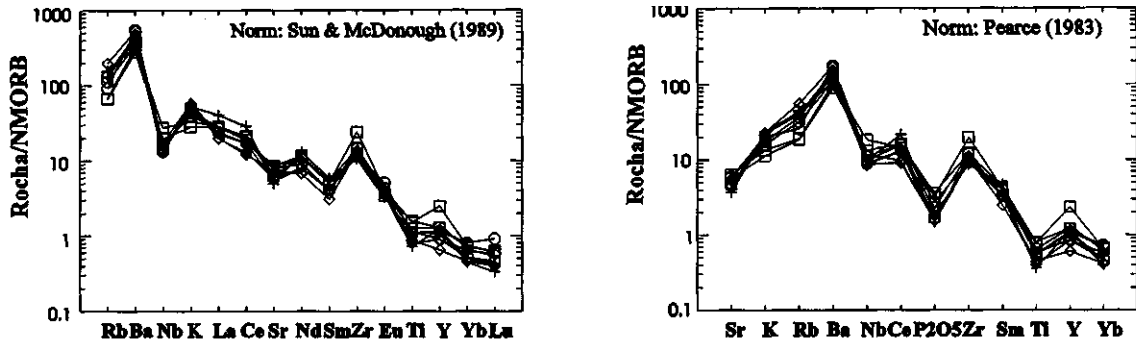


Figura 10 - Diagrama multi-elementar para os charnockitóides de Várzea Alegre. Símbolos: □ Opx -Quartzo dioritos; O Jotunitos; + Opdalitos; ◇ Quartzo mangeritos.

Figure 10 - Multi-elemental diagram for the charnockitic rocks of the Várzea Alegre massif. Symbols: □ Opx -Quartz diorites; O Jotunites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

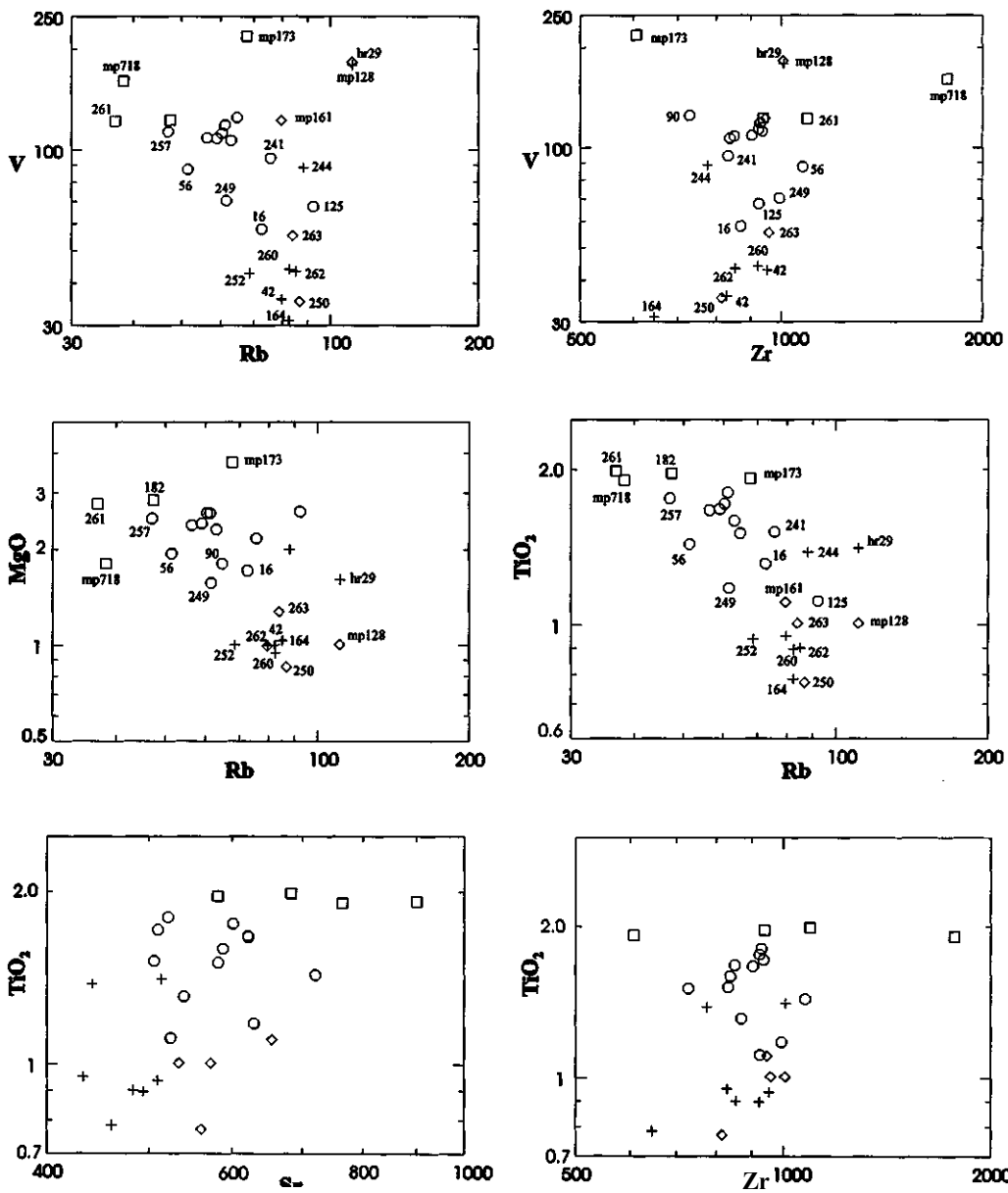


Figura 11 - Diagramas de variação de elementos incompatíveis x elementos compatíveis. Símbolos: □ Opx -Quartzo dioritos; O Jotunitos; + Opdalitos; ◇ Quartz mangeritos.

Figure 11 - Incompatible versus compatible elements variation diagrams. Symbols: □ Opx -Quartz diorites; O Jotunites; + Opdalites; ◇ Quartz mangerites.

relativas a NMORB, observadas nos *spidergrams* da figura 11, podem refletir o fracionamento de fases como ilmenita e apatita. No entanto, elas também são pronunciadas nas amostras menos evoluídas, sugerindo uma origem associada a um ambiente de arco magmático, uma vez que tais anomalias têm sido apontadas na literatura como uma característica geoquímica de zona de subducção (Pearce 1983, Pearce *et al.* 1984). Determinações isotópicas futuras são necessárias para testar tais hipóteses, possibilitando que se estabeleça um quadro evolutivo mais embasado.

Considerando-se os *trenas* predominantemente lineares obtidos nos diversos diagramas de variação, suspeita-se que mecanismos de diferenciação por cristalização fracionada e/ou mistura de magmas tenham sido os responsáveis pela evolução da sequência. No entanto, a dispersão das amostras verificada em alguns gráficos e o efeito de soma constante ao se utilizar a sílica como índice de diferenciação limitam esta interpretação. Em vista disto, a utilização de gráficos que correlacionam elementos incompatíveis com elementos compatíveis é uma tentativa útil para a proposição dos mecanismos atuantes.

Nos diagramas da figura 11 estão plotados elementos muito a pouco incompatíveis (Rb, Zr e Sr) versus elementos compatíveis (V, Mg e Ti). A título de ilustração e para um melhor entendimento, em quase todos os gráficos estão colocados os códigos de várias das amostras junto aos símbolos correspondentes. Observa-se que nesses diagramas pode-se separar dois conjuntos distintos de amostras, com considerável repetibilidade em todos os gráficos. Os grupos que se separam são: 1-amostras VA-56, 249, 252, 262, 260, 42, 250, 164, e 263 (± 16 e 125); 2-amostras VA-182, 257, 253, 246, 242, 237, 264, 241, 244 e MP-161 (± 16 , 90 e 125).

Observa-se que a amostra VA-261 situa-se no extremo menos evoluído dos dois *trenas* definidos, o que indica que ela pode representar a composição mais próxima do magma parental para ambos os conjuntos. Os dois grupos possuem comportamento geoquímico distinto que pode ser explicado da seguinte maneira: 1) as amostras do grupo 1 evoluem para os termos mais diferenciados com acentuado decréscimo dos teores dos elementos compatíveis (V, Mg e Ti), um considerável aumento de Rb, pequenas variações nos teores de Zr e menores concentrações de Sr; 2) os conteúdos de elementos compatíveis das amostras do grupo 2 praticamente não oscilam em direção aos termos mais ácidos (ou exibem pequena variação, como no caso do Ti) e os elementos incompatíveis comportam-se de modo similar ao grupo 1, excetuando o Zr que diminui mais intensamente. Isto significa que o KD mineral/líquido para os elementos compatíveis é bem diferente de um grupo para o outro, mostrando-se quase constante no grupo 2 ($D \approx 1$) e maior no grupo 1.

A tendência observada para as amostras do conjunto 1 pode ser explicada por processos de diferenciação por cristalização fracionada (com fracionamento de plagioclásio, ortopiroxênio, ilmenita e talvez feldspato alcalino) a partir de um magma com composição diorítica (próxima àquela da amostra VA-261). Já a tendência delimitada pelas amostras do conjunto 2 poderia ser explicada por processos de mistura magmática atuando isoladamente ou em conjunto com fenômenos de cristalização fracionada.

A geração de magmas Ca-alcinos enriquecidos em elementos incompatíveis, como é o exemplo dos charnocki-

tóides de Várzea Alegre, tem sido comumente associada ao fenômeno de contaminação das rochas da cunha do manto por desidratação ou fusão parcial da placa litosférica subductada, em zonas de subducção de diferentes idades (Pearce 1983, Wilson 1991, McCulloch & Gamble 1991). Magmas derivados ou que sofreram contribuição desta porção enriquecida do manto apresentariam portanto uma assinatura geoquímica característica, marcada por teores elevados de elementos incompatíveis, sobretudo os de íon grande (LILE), acompanhados por relativa deficiência de elementos de alto potencial iônico (HFSE). A ascensão desses magmas previamente enriquecidos através de uma crosta continental espessa provocaria diferentes graus de fusão parcial na mesma. Assim, a contaminação crustal seria inevitável, com a subsequente evolução geoquímica dos magmas sendo dominada por processos de assimilação-cristalização fracionada (AFC; De Paolo 1981).

Como não se dispõe, até o momento, de um volume consistente de dados isotópicos para as rochas do maciço de Várzea Alegre, torna-se difícil avaliar o grau de contaminação crustal presente nas mesmas. No entanto, as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,708 mencionadas por Siga Jr *et al.* (1989) para os charnockitóides de Itarana, e posteriormente confirmadas por S.R. Medeiros e A.C. Fonseca (comunicação verbal) não deixam dúvidas quanto a existência de tal contaminação. A concreta possibilidade da atuação de processos de mistura magmática pode também ter favorecido o enriquecimento em elementos de íon grande. Por seu turno, os teores moderados a altos de alguns elementos HFS (Ti, Zr, Nb, Ce e Y) não seriam esperados para essas rochas, pois isto causa uma diminuição na relação LILE/HFSE. Rochas ricas em elementos HFS têm sua geração comumente associada a magmatismo intra-placa, sendo tais anomalias portanto uma característica do manto precursor (McCulloch & Gamble 1991). Pode-se desta maneira admitir que houve contribuição de um manto parcialmente enriquecido em elementos HFS, além de elementos LIL, na formação dos litotipos da borda do maciço de Várzea Alegre. Eles são análogos, portanto, aos granitóides álcali-cálcicos maduros, de arco magmático, enriquecidos em elementos LIL e HFS e com razões HFS/LILE mais altas, como definidos por Brown *et al.* 1984.

A seguinte evolução é então proposta para as rochas da borda do maciço de Várzea Alegre: um magma basáltico proveniente da fusão parcial de um manto enriquecido ascendeu até a base da crosta e sofreu *underplating*. Foi fracionado, gerando líquidos intermediários, e o seu calor possibilitou a fusão parcial da crosta inferior subjacente. Sob altas temperaturas, condições anídras e redutoras, e pressões moderadas, ocorreu a cristalização e fracionamento continuado, num resfriamento lento, combinado com mecanismos de mistura magmática desses líquidos básicos/intermediários com líquidos ácidos provindos da fusão crustal. Transformações tardimagmáticas provocaram desequilíbrios químicos e originaram uma paragênese secundária.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq e PADCT/FINEP pelo apoio financeiro recebido, na forma de bolsas e de projetos de pesquisa apoiados. Dois revisores anônimos contribuíram significativamente para a versão final do texto.

REFERÊNCIAS

- BARBEY, P. & CUMEY, M. 1982. K, Rb, Sr, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia). LILE fractionation controlling factors. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81**: 304-316.
- BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam. Elsevier, p. 63-114.
- BROWN, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R.S. ed., *Andesites*. John Wiley & Sons, p. 437-461.
- BROWN, G.C., THORPE, R.S. & WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal Geol. Soc. London*, **141**: 413-426.

- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 6, p. 2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; JANASI, V.A.; BASEI, M.A.S. & FRYER, B.J. 1988. The São José do Rio Pardo mangeritic-granitic suite, southeastern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 185-189.
- CONDJE, K.C.; ALLEN, P. & NARAYANA, B.L. 1982. Geochemistry of the Archean low-to high grade transition zone, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81: 157-167.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Unwin Hyman Ltd., London. 450p.
- DE PAOLO, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53: 189-202.
- DEBON, F. & LÉFORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 73: 135-149.
- DRURY, S. A. 1973. The geochemistry of Precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. *Chemical Geology*, 11: 167-188.
- EMSLIE, R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51: 1173-1192.
- FEELD, D.; DRURY, S.A. & COOPER, D.C. 1980. Rare-earth and LIL element fractionation in high-grade charnockitic gneisses, south Norway. *Lithos*, 13: 281-289.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & CAMPOS NETO, M. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, southeastern Brazil. *Anais Acad. bras. Ciências*, 65 (1): 63-81.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1982. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1,2,3): 307-312.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 311-320.
- HILDRETH, W. & MOORBATH, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- HUBBARD, F.H. & WHITLEY, J.E. 1979. REE in charnockite and associated rocks, southwest Sweden. *Lithos*, 12: 1-11.
- JANASI, V. A. 1992. *Rochas sieníticas e mangerítico-charnockíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campeste (MG): aspectos petrológicos*. São Paulo, 298p. (Tese de Doutorado, IG/Universidade de São Paulo).
- KAIYI, W.; YUEHUA, Y.; RUIYING, Y. & YIFEI, C. 1985. REE geochemistry of early Precambrian charnockites and tonalitic-granodioritic gneisses of the Qianan region, eastern Hebei, north China. *Precambrian Research*, 27: 63-84.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granulites. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- McCULLOCH, M.T. & GAMBLE, J.A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.
- MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C. & WIEDEMANN, C.M. 1994. Feições diagnósticas do complexo intrusivo de Várzea Alegre, ES. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário Camboriu, 1994. *Bol. Res. Expand...* Balneário Camboriu, SBG. v. 1, p. 140-141.
- MENDES, J.C. 1996. *Caracterização petrogenética das bordas noríticas e charnoquitóides dos maciços de Venda Nova e Várzea Alegre, ES*. São Paulo, 238p. (Tese de Doutorado, IG/Universidade de São Paulo).
- ORMAASEN, D.E. 1977. Petrology of the Hopen mangerite-charnockite intrusion, Lofoten, north Norway. *Lithos*, 10: 291-310.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39: 54-67.
- PEARCE, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J. e NORRY, M.J. eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich. p. 230-249.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. And Petrol.*, 58: 63-81.
- PETERSEN, J.S. 1980. Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks, southwest Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 161-172.
- REGO, I. T.S.F. 1989. *Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, São Fidélis, RJ*. São Paulo, 348p. (Tese de Doutorado, IG/Universidade de São Paulo).
- SIGA JR. O.; BASEI, M. A. S. & KAWASHITA, K. (1990) - Perfil térmico K-Ar através do Maciço de Joinville (PR e SC) e do Cinturão Dom Feliciano (SC) - implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 6, p. 2773-2785.
- SIGA JR., O.; TASSINARI, C.G. & VAN SCHMUS, W.R. 1989. Caracterização geocronológica de maciços charnockíticos do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1. Rio de Janeiro, 1989. *Bol. Resumos...* Rio de Janeiro, SBG. p. 90-91.
- SUN, S.-s. & McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publications*, 42: 313-345.
- TEPPER, J.H.; NELSON, B.K.; BERGANTZ, G.W. & IRVING, A.J. 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granulites by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 333-351.
- WEAVER, B.L. 1980. Rare-Earth element geochemistry of Madras granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 271-279.
- WENDLANT, R.F. 1981. Influence of CO₂ on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites. *American Mineralogist*, 66: 1164-1174.
- WIEDEMANN, C. 1993. The evolution of the early paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt in the state of Espírito Santo, Eastern Brazil. *Anais Acad. bras. Ciências*, 65 (1): 163-181.
- WIEDEMANN, C.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I.P.; SCHMIDT-THOME, R. & WEBER-DIEFENBACH, K. 1986. Maciços intrusivos do Espírito Santo e seu contexto regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (1): 24-37.
- WIEDEMANN, C.; LAMMERER, B.; MENDES, J.C. & LUDKA, I.P. 1995. The Evolution of the Brasiliano/Panafrican Mobile Belt along the central part of the Brazilian coast (Espírito Santo). In: BARTON JR, J.M. & COPPERTHWAIT, Y.E. eds, CENTENNIAL GEOCONGRESS, Johannesburg, South Africa, 1995. *Extended Abstracts...* Johannesburg, Geol. Soc. South Africa, p. 269-270.
- WILSON, M. 1991. *Igneous Petrogenesis*, Harper Collins Acad., 466 p.

Manuscrito A874

Recebido em 15 de novembro de 1996

Revisão dos autores em 15 de abril de 1997

Revisão aceita em 15 de junho de 1997