MAGMATISMO BIMODAL PÓS-COLISIONAL CÁLCIO-ALCALINO DE MÉDIO A ALTO-K NO CINTURÃO RIBEIRA: ESTUDO GEOQUÍMICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VÁRZEA ALEGRE (CIVA) – ES.

SILVIA REGINA DE MEDEIROS & CRISTINA MARIA WIEDEMANN

ABSTRACT *BIMODAL POST-COLLISIONAL CALC-ALKALINE MID TO HIGH-K MAGMATISM IN THE RIBEIRA BELT: GEOCHEMICAL STUDY OF THE VÁRZEA GRANDE INTRUSIVE COMPLEX (CIVA) – ES* The Várzea Alegre Intrusive Complex is an example of a late to post-tectonic bimodal pluton in the central-southern portion of the Ribeira (Costeiro) Mobile Belt in the State of Espírito Santo, Southeast Brazil. It has an outer charnockitic ring which is enclosed by high amphibolite grade to granulitic rocks. This outer ring was intruded by two different calc-alkalic rock series: a medium-K, represented by hypersthene-gabbros, monzogabbros, quartz-diorites and quartz-monzodiorites, and a high-K, represented by megaporphyritic granitic rocks. Geochemical data from the medium-K calc-alkalic rocks show consistent incompatible element enrichment, mainly of Ba, Sr, La, Ce and Pb. The HFS elements are depleted and Zr, Hf and Ti show similar concentrations to N-type MORB rocks. The parallel REE pattern exhibited by the basic and intermediate rocks, associated to the gradual increase of REE-contents in the late, point towards their cogenetic link. A less evolved fractional crystallization process is backed by the absence of negative Eu anomalies. The geochemical signature of the granites suggests an origin from the partial melt of the continental crust. Nevertheless evidence of restricted mantle contribution is indicated by the similarity between REE patterns from basic, intermediate and granitic rocks. Negative Eu anomalies are however restricted to the granitic rocks. The interaction between mantle-derived and crustal magmas yielded calc-alkalic basic and intermediate rocks.

Keywords: Intrusive massifs, high-K calc-alkaline magmatism, lithogeochemistry, Ribeira Belt

RESUMO O Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA) é um exemplo de magmatismo bimodal pós-colisional do Cinturão Ribeira, aflorante na porção centro-sul do Espírito Santo. O complexo intrusivo compreende um anel externo de rochas charnoquíticas, que intrude rochas metamórficas de fácies anfibolito alto a granulito, e é intrudido por duas séries cálcio-alcálicas distintas: uma de médio-K, representada por Opx-gabros, monzogabros, quartzo-dioritos, quartzo-monzodioritos e outra de alto-K, representada por rochas graníticas megaporfíricas. Os dados geoquímicos para a série cálcio-alcálica de médio-K mostram rochas enriquecidas em elementos incompatíveis como Ba, Sr, La, Ce e Pb, empobrecidas em HFSE e com valores de Zr, Hf e Ti compatíveis com magmatismo do tipo N-MORB. O aumento progressivo dos teores de ETR nas rochas intermediárias, a partir das rochas gabróicas, indica cogeneticidade entre as mesmas, porém num processo de cristalização fracionada pouco evoluído, atestado pela ausência de anomalia de Eu. A assinatura geoquímica dos granitos revela geração a partir de fusão parcial da crosta. No entanto, exibem padrão de ETR semelhante ao das rochas básicas e intermediárias, diferindo apenas pela pequena anomalia negativa do Eu, podendo sugerir contribuição mantélica na sua gênese. Paralelamente, o material mantélico sofre contaminação com os produtos da fusão crustal, imprimindo um caráter cálcio-alcálico às rochas básicas e intermediárias cogenéticas.

Palavras-chaves: Maciços intrusivos, magmatismo cálcio-alcálico de alto-K, litogeoquímica, Cinturão Ribeira

INTRODUÇÃO As rochas aflorantes na porção centro-sul do Espírito Santo fazem parte do Cinturão Ribeira (Cordani *et al.* 1973, Cordani e Brito Neves 1982), também denominado Cinturão Móvel Atlântico (Leonardos e Fyfe 1974), que nessa região é particularmente caracterizado pela presença de um grande número de *plutons* pós-colisionais inversamente zonados encaixados em rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito. O Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA) é mais um exemplo desses corpos. Apresenta caráter cálcio-alcálico de médio a alto-K, e a peculiaridade de exibir um extenso e irregular anel externo de rochas charnoquíticas.

No contexto do magmatismo geral do orógeno Neoproterozóico Araçuaí/Ribeira o CIVA corresponde a suíte G4 de Pedrosa-Soares *et al.* 1999.

Durante a orogenia Araçuaí-Oeste-Congo foram reconhecidos dois picos de magmatismo: um pré a sin-tectônico (620 a 580 Ma) e outro tardi- a pós-colisional (560 a 480 Ma), onde se insere o complexo aqui focalizado (Fritzer 1991, Söllner *et al.* 1991, Geiger 1993, Wiedemann *et al.* 1997). Os principais eventos deformacionais são relacionados a marcante encurtamento crustal que produziu dobramentos, redobramentos e zonas de cisalhamento ductil. Uma complexa história colisional entre o Craton do São Francisco e o Craton Congo/Angolano é considerada a origem para esse cinturão transpressivo (Wiedemann *et al.* 1995, Pedrosa-Soares *et al.* 1998).

CONTEXTO GEOLÓGICO O Complexo Intrusivo de Várzea Alegre está inserido nos domínios da folha cartográfica Colatina (SE.24-Y-C-VI), cujo mapa geológico e o respectivo texto explicativo encontram-se em Tuller (1993). Está envolvido por gnaisses aluminosos kinzigíticos do Complexo Paraíba do Sul, por ortognaisses e granulitos (gnaisse enderbítico) (Fig. 1).

Os kinzigitos bordejam todo o flanco leste do corpo de Várzea Alegre, de modo contínuo de norte a sul da folha. Segundo o autor, estão comumente migmatizados e mostram estrutura bandada, com alternância de bandas félsicas e máficas milimétricas a centimétricas

geralmente descontínuas. Pequenas lentes ou níveis de rochas calcissiláticas e discretos bancos de quartzito estão localizadamente associados aos kinzigitos. São intensamente dobrados, com foliação transposta, tendo sido identificadas até 4 fases de deformação. Possuem granulação média e em porções restritas são aparentemente homogêneos, confundindo-se com os ortognaisses. Sua composição é granítica e, dentre os minerais aluminosos, a cordierita predomina, podendo formar glomérulos.

Os gnaisses enderbíticos Santa Tereza (Tuller 1993) são encaixantes a norte, oeste e SW do maciço de Várzea Alegre, o que indica um truncamento quando do posicionamento do mesmo. Têm como minerais dominantes quartzo, feldspatos, biotita e hiperstênio e granulação variando de média a grossa; sua foliação é incipiente a bem marcada. Mostram-se afetados por cisalhamentos tanto de baixo quanto de alto ângulo, e é comum exibirem evidências de blastese, com crescimento de porfiroblastos de feldspato.

O ortognaisse tipo Colatina (Tuller 1993) é a encaixante da porção NNE e SSE do *pluton* de Várzea Alegre e ocorre, ainda, a oeste do mesmo, dando continuidade geográfica aos segmentos dos granulitos. Está descrito como uma rocha de granulação média a grossa, de foliação incipiente a bem marcada, que sofreu cisalhamento de alto e baixo ângulo, tanto ruptil quanto ductil. Sua composição é tonalítica, possui granada em abundância; são frequentes xenólitos de paragnaisses e, localizadamente observa-se cordierita como restito da fusão dos kinzigitos. Os contatos com os paragnaisses são normalmente difusos, em função de anatexia local, e gradacionais com os granulitos.

O contato do anel externo do CIVA com os paragnaisses é claramente intrusivo, entretanto, com os gnaisses enderbíticos e granulitos, onde pôde ser observado, é gradacional.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA Aspectos geológicos O Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA) ocupa parte dos Municípios de Itaguaçu, Itarana e Santa Tereza, no Estado do Espírito Santo.

Figura 1 - Mapa geológico do Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (Geologia por S.R. de Medeiros e J. C. Mendes)

Possui cerca de 150 km² de área aflorante, e sua caracterização petrográfica e geoquímica baseou-se em mapeamento na escala de 1:50.000. Dois domínios principais foram individualizados: o domínio interno e o domínio externo. O domínio externo é constituído por um largo anel de rochas charnoquíticas megaporfíricas, representadas por opdalitos, jotunitos, quartzo-mangeritos e enderbitos (Mendes *et al.* 1997).

O domínio interno consiste de quatro sub-domínios, cujos principais litotipos são: Opx-gabro, quartzo-diorito, quartzo-monzodiorito, monzonito e granito megaporfirítico. Um pequeno corpo de quartzo-sienito fino aflora na parte central do complexo. O quartzo-sienito, também ocorre sob a forma de diques, cortando entre outros litotipos, os quartzo-dioritos e o granito megaporfirítico (Fig. 1). Os contatos dos diferentes litofácies do domínio interno com as rochas charnoquíticas são claramente intrusivos, produzindo feições migmáticas com o quartzo-monzodiorito, observadas na borda norte, ou sob a forma de assimilação gradativa, bordas sul e sudeste, onde o material diorítico intrude *lit-par-lit* a foliação do charnoquito.

As litofácies individualizadas e estudadas em detalhe se distribuem de forma aproximadamente circular, onde a porção mais básica ocupa a parte central do domínio interno, e os tipos ácidos e intermediários as porções marginais e medianas do mesmo. Tal característica evidencia um zoneamento inverso. As estruturas planares de fluxo possuem mergulho forte com tendência à subverticalidade e acham-se melhor marcadas no contato entre os domínios interno e externo do complexo.

O quartzo-diorito e o granito megaporfirítico do domínio interno entram em contato através de espetaculares zonas de *schlierens* de proporções variadas e que nas bordas oeste e norte, claramente, acompanham a forma do corpo. Para estas zonas foi usado o termo *zonas mistas* tendo-se como base a porcentagem de mais de 10% do material granítico na composição global das mesmas.

As zonas de *schlieren* variam de proporções e formas decimétricas a algumas dezenas de metros. Os vários *schlieren* graníticos formam estruturas em rede, que se tornam cada vez mais ricas em granito em direção ao domínio desta rocha. A forma com que estes *schlieren* se apresentam sugerem uma interação sólido-líquido, líquido-líquido ou *mushy-mushy* para os magmas contrastantes (Medeiros *et al.* 1996). Diferentes estágios de mistura mecânica e homogeneização são observados (Fig. 2).

Síntese da petrografia Nas rochas básicas, que ocupam a parte central da intrusão, o hiperstênio (Opx) é a fase máfica mais freqüente, seguido de biotita, salita/augita (Cpx), ilmenita e Ti-magnetita, comumente formando aglomerados. Lamelas de exsolução de Opx em Cpx, de Cpx em Opx, simplectitos de piroxênios e minerais opacos, substituição de piroxênios por anfibólio sob a forma de *coronas* e substituição de biotita por largas franjas de anfibólio, são as evidências de reações no estado subsolidus. Apatita é a principal fase mineral acessória. Entre os litotipos estudados são as rochas básicas as que apresentam maiores sinais de recristalização e deformação, evidenciados por cristais de plagioclásios em arranjos polygonizados, grãos de plagioclásios com lamelas recurvadas e grãos fraturados, piroxênios microfraturados e com dobras em *kink* (Fig. 3).

Os litotipos intermediários, quartzo-dioritos a quartzo-monzodioritos e monzonitos, são compostos por oligoclásio/andesina, anfibólio, biotita, ferrohiperstênio, salita, K-feldspato, ilmenita, magnetita, apatita e zircão. Os plagioclásios apresentam contatos retos ou irregulares, podendo exibir geminação levemente recurvada e inclusões generalizadas, destacando-se as apatitas aciculares. O K-feldspato é xenomórfico e localizadamente substitui o oligoclásio, que em algumas lâminas é reliquiar no interior daquele. O quartzo é xenomórfico, amebóide ou lenticular, apresentando extinção ondulante e até mesmo subgrãos. Subordinadamente forma simplectitos com anfibólio e biotita.

O granito megaporfirítico apresenta matriz grossa e megacristais de microclina. Tais megacristais são normalmente corroídos, englobam inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio; restritamente são mesoperfíticos. A matriz é composta de plagioclásio, quartzo, biotita e alcali-feldspato. Apatita e zircão são os acessórios encontrados.

No quartzo-sienito fino a microclina é a fase mineral mais abundante. É xenomórfica, mostra bordas corroídas e geminação *tartan* bem desenvolvida. O plagioclásio é bastante saussuritizado, sua forma hipidiomórfica só é claramente observada nos grãos mais preservados. O quartzo ocorre em pequena proporção, é xenomórfico e apresenta contornos irregulares com embainhamento, e menos freqüente com extinção ondulante. A biotita é marrom acastanhada e ocorre dispersa na rocha em pequenas ripas. Seu produto de alteração mais comum é a clorita. Minerais opacos, apatita, a titanita, zircão e allanita são os

Figura 2 – Aspectos da zona mista entre granito megaporfírico e o quartzo-diorito (porções claras e escuras, respectivamente) do domínio interno de Várzea Alegre.

Figura 3 - Fotomicrografias do Opx-gabro, onde são observadas deformações em grão de plagioclásio (a), em lamelas de exsolução de grão de piroxênio (b) e cristal de Opx com dobra em kink (a). Nicóis cruzados. Parte interna da escala = 1,0 mm.

Tabela 1 - Análises químicas de elementos maiores, menores (% peso), traços (em ppm) e parâmetros geoquímicos para as rochas do domínio interno do Complexo Intrusivo de Várzea Alegre. Amostras: Opx-gabro (gab), microgabro (mcgab), quartzo-diorito (qzdr) e quartzo-monzodiorito (qzmdr).

Amostras	VA-34	VA-269	MP-734A	VA-10	VA-212	VA-219	VA-22	VA-201	VA-109	MP-730	VA-18	VA-06	VA-20	VA-64	VA-47	VA-163	VA-19	VA-124	MP-607	VA-225	VA-109
	gab	gab	gab	gab	gab	gab	mcgab	qzdr	qzmdr	qzdr	qzmdr	qzdr	qzdr	qzsien	qzsien	qzsien	mgr	mggr	mggr	mggr	mggr
SiO ₂	47.57	49.09	50.60	50.92	51.27	53.85	53.70	51.02	51.54	51.90	52.64	52.83	52.89	62.11	63.80	64.52	65.69	68.48	68.70	70.97	71.36
TiO ₂	2.95	1.53	3.10	2.14	3.72	2.29	2.51	2.47	2.81	2.10	2.30	2.57	1.98	1.26	0.99	1.05	0.98	0.67	0.20	0.63	0.35
Al ₂ O ₃	19.14	14.81	14.80	16.25	13.87	15.10	15.29	15.14	15.13	16.40	15.66	14.83	15.93	15.25	15.26	15.46	13.96	14.71	14.90	13.94	13.88
Fe ₂ O ₃	11.16	9.59	11.92	10.41	12.51	8.82	10.50	10.82	12.47	9.37	10.13	10.77	9.61	5.25	4.31	4.54	5.17	4.04	2.10	2.85	2.12
MnO	0.15	0.14	0.17	0.16	0.18	0.12	0.15	0.15	0.21	0.13	0.14	0.15	0.13	0.04	0.05	0.05	0.08	0.07	0.02	0.04	0.02
MgO	3.94	7.72	4.00	5.31	3.81	3.67	3.57	3.98	3.30	5.00	4.20	3.85	4.25	1.44	1.18	1.32	1.46	0.76	0.43	0.71	0.43
CaO	10.06	9.57	7.90	8.00	7.53	6.76	6.45	7.17	7.37	8.70	7.24	7.06	6.51	3.14	2.63	2.78	3.00	1.88	1.60	1.89	1.53
Na ₂ O	3.17	2.40	3.30	2.94	2.30	2.92	2.82	3.14	3.01	3.10	3.10	2.91	3.23	3.12	2.57	2.77	2.72	3.19	2.80	3.01	3.05
K ₂ O	0.77	1.52	2.30	1.72	2.42	2.37	2.75	2.47	2.26	1.50	2.37	2.35	2.60	5.14	5.73	5.55	4.75	4.74	7.90	4.79	5.41
P ₂ O ₅	1.38	1.68	1.30	0.86	2.00	1.06	1.01	1.03	1.05	0.93	1.01	1.13	0.71	0.41	0.37	0.40	0.44	0.40	0.24	0.33	0.16
P.F.	0.48	0.60	0.56	0.49	0.53	2.00	0.64	0.51	0.30	0.39	0.72	0.61	0.96	0.99	1.17	1.46	0.75	0.79	0.52	0.60	0.44
Total	100.7	98.65	99.95	99.20	100.14	98.96	99.39	97.30	99.45	99.52	99.51	99.06	98.80	98.15	98.06	99.90	99.0	99.73	99.41	99.76	98.75
Ni	14	88	-	35	12	19	16	19	11	120	25	25	28	11	11	10	13	10	34	5	10
Co	93	36	-	56	65	57	51	58	57	58	60	72	61	53	54	48	61	69	-	94	57
Sc	21	20	-	22	26	20	20	23	25	-	21	22	17	8	8	8	17	8	-	-	8
V	284	165	-	199	320	214	-	259	210	290	195	232	163	72	48	69	45	32	74	49	15
Cu	31	48	28	27	29	23	25	29	24	42	28	30	23	19	12	13	14	10	12	12	10
Pb	8	14	27	19	18	16	25	17	20	50	19	20	16	31	28	24	25	25	32	26	39
Zn	115	92	75	123	155	123	138	140	170	61	127	142	116	136	96	93	98	86	33	62	38
Rb	6	34	54	45	67	79	90	78	60	31	49	52	76	174	196	184	147	212	260	175	141
Ba	720	1059	1380	1320	1300	1472	1660	1723	1717	970	1841	1826	1174	3223	2207	1836	2117	1613	1120	1452	1074
Sr	1188	1049	840	1003	684	789	714	985	970	1170	1040	891	808	619	393	341	414	280	220	358	206
Ga	23	-	26	21	-	-	-	-	25	32	22	21	21	21	20	19	-	22	22	-	18
Ta	1.63	-	-	1.42	-	-	-	-	2.32	-	1.64	1.96	1.85	3.01	1.64	1.04	-	2.39	-	-	1.14
Nb	19.8	14.0	62.0	22.6	35.7	25.2	27.6	27.0	34.0	32.0	24.1	27.5	24.4	40.1	21.0	-	28.7	33.0	20.0	25.6	17.2
Hf	2.69	-	-	8.30	-	-	-	-	9.76	-	9.41	10.00	6.87	23.90	18.90	18.20	-	10.60	-	-	7.12
Zr	96	167	380	292	364	395	435	371	341	600	340	368	267	954	651	651	434	359	520	417	197
Y	26	25	36	33	54	32	42	39	47	62	33	36	31	28	18	15	40	48	24	28	14
Th	1.08	3.70	-	7.11	4.10	10.90	7.70	10.90	6.16	-	9.41	9.09	9.83	18.70	42.40	21.90	16.50	2.17	-	9.10	29.70
A/CNK	0.79	0.65	0.71	0.76	0.70	0.75	0.75	0.71	0.75	0.70	0.71	0.71	0.80	0.94	1.00	1.00	1.00	1.08	0.94	1.08	1.00
Mg #	0.42	0.61	0.40	0.50	0.36	0.45	0.41	0.42	0.33	0.50	0.43	0.43	0.48	0.36	0.38	0.33	0.40	0.29	0.25	0.33	0.25
K/Rb	1066.	370.6	353.7	317.7	300.0	294.4	253.3	262.8	313.3	403.2	402.0	377.0	284.2	245.4	242.8	250.5	268.0	185.4	252.3	227.4	318.4
Rb/Sr	7	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0.01	0.03	0.06	0.04	0.10	0.10	0.13	0.08	0.06	0.03	0.05	0.06	0.09	0.28	0.50	0.54	0.36	0.76	1.18	0.49	0.68

Tabela 2 - Análises químicas de elementos terras raras (em ppm) das rochas do domínio interno Complexo Intrusivo de Várzea Alegre. Amostras: Opx-gabro (gab), quartzo-diorito (qzdr), quartzo-monzodiorito (qzmdr), quartzo-sienito (qzsien), e granito megaporfírico (mggr).

Amostras	VA-34	MP-734A	VA-162	VA-10	MP-730	VA-18	VA-06	VA-20	MP-745A	VA-109Dr	VA-64	VA-47	VA-124	VA-163	VA-109Gr	VA-176
	gab	gab	gab	gab	qzdr	qzmdr	qzdr	qzdr	qzdr	qzmdr	qzsien	qzsien	mggr	qzsien	mggr	mggr
La	51.30	91.56	44.20	73.20	64.46	103.00	160.00	68.40	96.53	106.00	224.00	230.00	38.60	183.00	89.90	113.00
Ce	117.00	174.70	89.40	158.00	100.10	212.00	220.00	135.00	173.60	217.00	485.00	479.00	85.80	374.00	171.00	242.00
Nd	55.20	99.59	38.60	65.50	60.04	85.00	96.00	63.90	91.94	96.00	165.00	145.00	43.00	114.00	56.80	96.00
Sm	10.80	15.62	7.42	13.40	10.90	15.20	17.20	12.20	14.53	18.90	25.60	19.40	9.62	14.90	9.05	17.60
Eu	3.75	3.21	2.65	3.67	2.55	4.10	4.56	3.23	3.32	5.36	4.52	3.05	2.40	2.37	2.04	1.77
Gd	-	10.81	-	-	7.95	-	-	-	9.84	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.97	-	0.59	1.18	-	1.26	1.48	1.01	-	1.83	1.38	0.79	1.36	0.72	0.68	1.60
Dy	-	6.19	-	-	4.31	-	-	-	6.12	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	1.34	-	-	0.64	-	-	-	1.34	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	3.02	-	-	1.61	-	-	-	3.22	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.49	1.86	1.17	2.27	1.12	2.37	2.44	2.02	2.14	3.26	1.46	1.24	3.58	0.69	0.94	2.72
Lu	0.21	0.31	0.21	0.31	0.13	0.39	0.30	0.34	0.34	0.49	0.19	0.15	0.53	0.11	0.14	0.36
(Co/Yb)N	21.82	26.09	21.23	19.34	24.82	24.85	25.05	18.57	22.53	18.49	92.26	107.36	6.66	150.52	50.53	24.71
(Dy/Yb)N	-	2.23	-	-	2.58	-	-	-	1.91	-	-	-	-	-	-	-
(Eu/Eu)*N	1.34	0.72	1.43	1.06	0.80	1.06	1.03	1.04	0.80	1.07	0.76	0.71	0.83	0.70	0.91	0.39
(La/Lu)N	26.17	31.67	22.55	25.32	53.12	28.31	37.87	21.55	30.42	23.19	126.36	164.21	7.80	178.33	68.84	33.65
(La/Yb)N	24.71	35.31	27.11	23.14	41.27	31.18	31.17	24.29	32.35	23.32	110.03	133.12	7.73	150.18	68.59	29.80

acessórios observados. A titanita está intimamente associada à fase de opacos (provavelmente, à ilmenita), substituindo quase que completamente os mesmos. A allanita, quando ocorre, é hipidiomórfica e de aspecto metamítico.

As rochas charnoquítóides correspondem aos litotipos de maior área aflorante. São porfíricas e variam composicionalmente entre opdalitos (Hy-granodiorito), jotunitos (Hy-monzodiorito), quartzomangeritos (Hy-Qz-monzonito) e enderbitos (Hy-tonalito), (Mendes *et al.*, 1997). A proporção fonocristal/matriz não é constante. Em geral predominam megacristais de plagioclásio (andesina), K-feldspato perítico ou raramente mesopertíticos, e quartzo. A matriz é de granulação média a fina. Compõe-se de plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, hiperstênio, anfibólio, ilmenita, magnetita, apatita e zircão.

GEOQUÍMICA Cerca de 45 análises químicas de rocha total (elementos maiores, menores e traços, 29 delas incluindo ETR) foram efetuadas para a caracterização do magmatismo que gerou os litotipos do domínio interno do CIVA. Análises representativas das rochas investigadas são apresentadas nas tabelas 1 e 2.

As análises inéditas deste trabalho (amostras identificadas como VA e seguidas de nº de campo) foram realizadas na Universidade de Utrecht, Holanda, nos equipamentos de espectrometria de fluorescência de Raios-X e ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry), nos quais foram dosados os elementos maiores e menores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P), e alguns traços (Ba, Co, Cu, Ga, La, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, V, Y, Zn, Zr). As determinações para ETR e para Ta, Th e Hf foram realizadas, por XRAL Laboratories (Canadá), pelo método da ativação neutrônica (INAA - Instrumental Neutron Activation Analysis).

Os dados geoquímicos adicionais (amostras com as siglas MP nas tabelas 1 e 2) devem-se a Tuller (1993).

Resultados A nomenclatura adotada para as rochas estudadas foi baseada no diagrama modal QAP de Streckeisen (1976). Para corroborar a classificação modal é utilizado o diagrama de Debon & Le Fort (1983, adaptado de La Roche, 1964) (Fig. 4). Tal diagrama utiliza parâmetros calculados com base em milicátions para a classificação das rochas plutônicas mais comuns e suas associações. As amostras de Várzea Alegre posicionaram-se nos campos 1 (granito), 5 (quartzosienito), 7 (quartzo-monzodiorito), 8 (quartzo-diorito, quartzo-gabro), 11 (monzogabro, monzodiorito) e 12 (gabro, diorito).

Observando o comportamento dos elementos maiores nos diagramas de Harker (Fig. 5) fica claro que as rochas estudadas, como um todo, não representam uma sequência de diferenciação dos litotipos básicos até os ácidos. Descontinuidades composicionais nítidas, assim

como alguns *trends* contrastantes, evidenciam origem distinta para os dois grupamentos de rochas. Para as rochas básicas e intermediárias foram testados os indicadores de diferenciação mais largamente empregados em estudos geoquímicos, que são: ID (índice de diferenciação de Thornton e Tuttle 1960), SiO_2 e XMg (fração molar do Mg) (Fig. 6). Fica corroborado pelos diagramas, que as rochas intermediárias se relacionam com as básicas por diferenciação, sendo portanto cogenéticas.

O comportamento dos elementos Mg, Ca, $\pm$ Al, $\pm$ Na, $\pm$ V, $\pm$ Zn, Cu, Sr em diagramas bivariantes (Fig. 7), mostram correlação negativa com SiO_2 , denotando natureza compatível nos litotipos estudados. Por outro lado, K, Ba, Zr, Y, Pb e Rb mostram natureza incompatível.

Para a caracterização do magmatismo o diagrama de Maniar e Picolli (1989) (Fig. 8), que se baseia nos parâmetros de Shand, define um caráter metaluminoso para as rochas básicas e intermediárias e metaluminoso a ligeiramente peraluminoso para as ácidas.

Figura 4 - Diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983), para classificação de rochas ígneas, com o plot dos litotipos do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre.

Figura 5 - Diagramas de Harker para os litotipos do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre.

Figura 6 - Diagramas de variação de indicadores de diferenciação, SiO_2 , XMg ($\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$) e índice de Diferenciação de Thornton & Tuttle, 1960 ($\text{ID} = \text{Qz} + \text{Ab} + \text{Or}$ normativos). Símbolos como os da Fig.4.

Figura 7- Diagramas de variação de SiO_2 x elementos traços para os litotipos do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre. Símbolos como os da Fig.4.

No diagrama AFM (Fig. 9) verifica-se que as rochas ácidas caem no campo cálcio-alcalino, enquanto os demais litotipos não exibem um *trend*, concentram-se numa posição intermediária para seqüências cálcio-alcalinas e toleíticas, em função dos enriquecimentos em Fe e K da maioria das amostras. Na avaliação do índice álcali-cálcico foi utilizado o diagrama de Peacock (1931, Fig. 10), que para as rochas básicas e intermediárias sugere um índice em torno de 54 %. Para as rochas ácidas, que não pertencem a mesma seqüência evolutiva, não foi possível avaliar tal índice. O que deve ser destacado nos dois últimos diagramas apresentados, é o enriquecimento em K das rochas básicas e intermediárias, imprimindo a seqüência, uma assinatura alcali-cálcica. Se considerarmos os campos composicionais propostos no diagrama

SiO_2 x K_2O de Peccerillo e Taylor (1976), as rochas de Várzea Alegre distribuem-se nos campos das séries cálcio-alcalinas de médio e alto-K. Deve-se considerar que processos de mistura envolvendo materiais mantélicos e crustais estiveram presentes na gênese dos litotipos estudados, como será discutido adiante e muito influíram no comportamento das amostras nos diagramas investigados.

As figuras 11 e 12 exibem o comportamento dos ETR normalizados para o condrito (Sun e McDonough 1989). Os teores dos elementos terras raras das rochas do complexo são elevados, principalmente das terras raras leves, imprimindo um padrão acentuadamente fracionado. As rochas ácidas apresentam padrão semelhante, no entanto, destaca-se a pequena anomalia negativa para Eu. Para os litotipos básicos e

Figura 8 - Diagrama A/CNK x A/NK com o plot dos litotipos do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre. Símbolos como os da Fig. 4

Figura 9 - Diagrama triangular AFM (campos definidos por Irvine e Baragar 1971) para os litotipos do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre. Símbolos como os da Fig. 4.

Figura 10 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ e $\text{CaO} \times \text{SiO}_2$ (% peso) para os litotipos do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre (Peacock, 1931).

Figura 11 - Padrões de elementos terras raras normalizados para o condrito para os litotipos de composição básica e intermediária do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre. Símbolos como os Fig. 4.

Figura 12 - Padrões de elementos terras raras normalizados para o condrito para as rochas ácidas do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre. Símbolos como os da Fig. 4.

intermediários é notável a concordância dos padrões, variando apenas os valores dos teores absolutos. As razões entre os elementos Ce_N/Yb_N , Dy_N/Yb_N , $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$ e La_N/Lu_N (Tab. 2), também mostram concordância na ordem de grandeza de valores para os litotipos gabríticos e dioríticos. Esta observação corrobora o padrão homogêneo para essas rochas.

Ludka *et al.* (1997) comparam o padrão de elementos terras raras em cinco ocorrências básicas na porção central do Cinturão Móvel Costeiro e áreas adjacentes. Os corpos investigados foram: Amparo (RJ), Jacutinga (ES), Itaoca (ES), Venda Nova (ES) e Lumiar (RJ). Os padrões dos litotipos de Várzea Alegre estudados no presente trabalho se assemelham àqueles exibido pelos gabronoritos do domínio central do maciço da Venda Nova, sendo, porém, Venda Nova um pouco mais fracionado nos elementos terras raras pesados.

O aumento progressivo nos teores absolutos dos elementos terras raras das rochas gabríticas para as dioríticas, e o padrão paralelo visualizado nos diagramas, é forte indicação da predominância de um processo de cristalização fracionada na geração dos mesmos, porém pouco acentuado, produzindo um série magmática restrita.

Mendes *et al.* (1997) obtiveram para as rochas do anel externo charno-enderbítico do Complexo de Várzea Alegre padrões de terras raras similares aos descrito para os litotipos do domínio interno, mas

com presença de pequena anomalia positiva de Eu, e teores absolutos um pouco menores. Wiedemann *et al.* (1994) já chamavam a atenção para a semelhança de padrões entre os litotipos do complexo, comentando que a ausência de anomalias negativas de Eu traziam dúvidas quanto a consanguinidade das rochas do domínio interno e externo. Salientaram também que padrões de ETR pouco expandidos e com pequenas anomalias positivas de Eu, no caso das rochas charnoquítóides, podem ser tanto indicativos de fusão parcial de crosta inferior, quanto cristalização a partir do mesmo magma que gerou a série gabro-diorítica, porém sob condições redutoras.

Nos diagramas de distribuição de elementos incompatíveis (Fig. 13), com normalização para N-MORB (Sun e McDonough 1989), as

rochas gabróicas e dioríticas (Fig. 13a) mostram padrões bastante homogêneos, exibindo enriquecimento de elementos como Ba, Sr, $\pm$ K, La, Ce e Pb, e clara diminuição relativa dos elementos menos incompatíveis. Os conteúdos de elementos HFSE (*high field strength elements*) são algo empobrecidos: Zr, Hf e Ti mostram valores comparáveis aos de N-MORB. São observadas anomalias negativas para os elementos Nb e Ta indicativas de magmas provenientes de fontes mantélicas modificadas por contaminação crustal. Nas rochas ácidas (Fig. 13b) são notadas similaridades com o padrão apresentado pelas rochas básicas e intermediárias.

Nos diagramas normalizados com os valores sugeridos por Pearce (1983, Fig 14), observa-se em geral, um destaque maior para as ano-

Figura 13 - Padrões de elementos incompatíveis normalizados para N-MORB para os litotipos de composição básica e intermediária do domínio interno (a). Padrões de elementos incompatíveis normalizados para N-MORB para as rochas ácidas do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre (b). Símbolos como os da Fig. 4.

Figura 14 - Padrões de elementos incompatíveis normalizados para MORB (recomendado por Pearce, 1983), para os litotipos do domínio interno do Complexo de Várzea Alegre. Símbolos como os da Fig. 4.

malias já comentadas. Nas rochas gabróicas e dioríticas são acentuadas as anomalias positivas de Ba, $\pm$ Th, Ce e Sm; as negativas são dos elementos Ta, Nb, $\pm$ Zr, $\pm$ Hf, $\pm$ Ti. Para os litotipos ácidos as anomalias positivas são para K, Rb, Ba, Th, e Ce, as negativas para os elementos Ta, Nb, e Ti. Entre os padrões apresentados por Pearce (1983), os litotipos de Várzea Alegre mais se aproximam daqueles de margem continental ativa.

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS Wiedemann *et al.* (1986), Bayer *et al.* (1986), Lammerer (1987), Bayer (1987) e Söllner *et al.* (1991), em trabalhos de enfoque tanto regional, quanto de detalhe, embasaram o conhecimento estrutural, petrológico e geoquímico para a porção centro-sul do Cinturão Móvel Costeiro. Lammerer (1987), numa abordagem regional, propôs um modelo de cinturão orogênico transpressivo (semelhante ao Cinturão Trans-Sahara de Mali e Marrocos, de idade Panafricana). Cunningham *et al.* (1998) retomam o modelo de uma orogenia transpressiva para a região, salientando o nível crustal profundo aí aflorante. Os eventos tardios da orogênese Brasileira, como a intrusão de vários corpos zonados cálcio-alcálicos a alcalinos estão relacionados à fase distensiva pós-colisional. Num modelo esquemático, assume-se que a intrusão de magma básico num nível crustal inferior a intermediário, seguido de rápido resfriamento produziu dioritos e/ou gabros marginais de granulometria fina, enquanto a fusão parcial contemporânea das rochas encaixantes, formou um envoltório externo de magma granítico. Posteriormente todo material ascende diapiricamente e ocorre o baloneamento do diápiro, por realimentação do corpo, causando a ruptura da "membrana" sólida entre o magma granítico e o ainda líquido diorito-gabro do núcleo. Ambos os magmas entram em contato e extensivo *mixing* e/ou *mingling* ocorre (Lammerer 1987).

O modelo acima é perfeitamente aceitável para o corpo de Várzea Alegre. A proposição de um cinturão transpressivo, para esta porção do Cinturão Móvel Costeiro, tem se consolidado entre os pesquisadores que atuam na região, e trabalhos modernos (Brown 1994, Brown e Solar 1999) explicam a ascensão e transporte de magmas em cinturões transpressivos por meio de zonas de cisalhamento.

O tratamento dos dados químicos para elementos maiores e menores dos litotipos do domínio interno do CIVA, nos diferentes diagramas bivalentes, não deixa dúvidas quanto a existência de uma descontinuidade composicional entre as rochas básicas/intermediárias

e as ácidas, o que denota a ausência de produtos híbridos esperados em processos homogêneos de magma *mixing*.

Entre as rochas básicas e intermediárias, o comportamento de diferentes indicadores geoquímicos de diferenciação (SiO_2 , ID e XMg) aponta para um processo de cristalização fracionada na evolução de tais rochas, que portanto, são cogenéticas.

As rochas ácidas, produto de fusão parcial da base da crosta, sofreram contribuição do manto, como pode ser avaliado pelo padrão dos ETR semelhante aos das rochas básicas e intermediárias, diferindo, apenas, pela pequena anomalia negativa do Eu.

O padrão dos ETR exibido pelas rochas básicas e intermediárias só encontra semelhança na literatura com aqueles de segmentos anômalos de cadeias mesoceânicas relacionados a manto enriquecido (magmatismo do tipo E-MORB) e basanitos (Frey 1984). As características comuns nos diagramas de normalização dos ETR são o forte enriquecimento nos elementos leves e o marcante padrão de fracionamento dos elementos pesados.

Os padrões de distribuição para os elementos incompatíveis apontam a exemplo dos ETR, comportamento bastante homogêneo para os litotipos básicos e intermediários, exibindo enriquecimento em elementos como Ba, Sr, $\pm$ K, La, Ce, e Pb, e diminuição relativa dos elementos menos incompatíveis. São algo empobrecidos em HFSE; Hf e Ti mostram valores compatíveis com os dos basaltos do tipo N-MORB. O comportamento dos elementos incompatíveis mais se assemelham ao de margem continental ativa na normalização sugerida por Pearce (1983).

Diante das características geoquímicas exibidas pelas rochas investigadas do domínio interno do CIVA, propõe-se a sua geração a partir de um manto litosférico enriquecido que sofre fusão parcial. A fusão mantélica ascende e funde a base da crosta, gerando rochas com assinaturas características, registradas nos teores elevados dos elementos incompatíveis, como Ba, Sr e ETR leves e deficiência nos elementos HFSE. Durante a ascensão do material mantélico, sua interação com a fusão da base da crosta gera contaminação crustal imprimindo-lhe um caráter cálcio-alcálico.

Agradecimentos Ao CNPq e PADCT/FINEP pelo apoio recebido na forma de bolsas e projetos de pesquisa. Ao Prof. Simon Vriend, da Universidade de Utrecht, Holanda, pela obtenção dos dados químicos de rocha total apresentados nesse trabalho e aos revisores anônimos da RBG.

Referências

- Bayer P., Horn H., Lammerer B., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K., Wiedemann C.M. 1986. The Brazilian Mobile Belt in Southern Espírito Santo (Brazil) and Its Igneous Intrusions. *Zbl. Geol. Paläont.*, 1, 9/10:1429-1439.
- Bayer P. 1987. *Strukturgeologische Untersuchungen im brasilianischen Küsten Mobile Belt, südliches Espírito Santo, unter besonderer Berücksichtigung der Brasiliano Intrusionen*. Münchener Geologische Hefte, B/2, 144p. München.
- Brown M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crystalline-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sci. Reviews*, 36:83-130.
- Brown M. & Solar G.S. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, 312:1-33.
- Cordani U.G., Delhal J., Ledent D. 1973. Orogêneses superposées dans la précaimbrien du Brésil Sud-oriental (Etats de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, 3:1-22.
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:78-88.
- Cunningham D., Alkimi F.F., Marshak S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roofs of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Res.* 92:251-275.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sci.*, 73:135-149.
- Frey F.A. 1984. Rare Earth Element Abundances in Upper Mantle Rocks. In: P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry* Amsterdam. Elsevier, 63-114.
- Fritzer T. 1991. Das Guaçuí Lineament und die orogene Entwicklung des Zentralen Ribeira Belt (Espírito Santo, Brasilien). Münch. Hef., 2, 196p.
- Geiger A. 1993. *Die Geologie des Steinbruchreviers von Cachoeiro de Itapemirim Südliches Espírito Santo, Brasilien*. Münchener Geologische Hefte, 11, 217p.
- Lammerer B. 1987. Short notes in a structural section through the Ribeira Mobile Belt (Minas Gerais and Espírito Santo, Brazil). *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I (7/8):719-728.
- Leonardos O.H. & Fyfe W.S. 1974. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46:201-214.
- Ludka I.P., Wiedemann C.M., Lammerer B., Söllner F. 1997. Enriquecimento em elementos incompatíveis em rochas básicas da Porção Central do Cinturão Móvel Costeiro e regiões adjacentes. In: SBGq, Congr. Bras. de Geol., 6, Salvador, *Anais*, Salvador, 2:639-642.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:635-643.
- Medeiros S.R., Wiedemann C.M., Vriend S. 1996. Evidências de Campo e Petrográficas de Processos de Mingling no Complexo Intrusivo de Várzea Alegre - ES. In: SBG, Congr. Bras. de Geol., 39, Salvador, *Anais*, Salvador, 2:127.
- Mendes J.C., McReath I., Wiedemann C.M., Figueiredo M.C.H. 1997. Charnokitoides do Maciço de Várzea Alegre: um novo exemplo de magmatismo cálcio-alcálico de alto-K no arco magmático do Esp. Santo. *Rev. Bras. Geoc.*, 27:13-24.
- Mendes J.C., Wiedemann C.M., McReath I. 1999. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, Southeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc. special issue, selected papers from 2nd International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 1997, 29(1):47-54.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, 39:54-67.
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich., 230-249.
- 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.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Pinto C.P., Wiedemann C.M., de Faria L.F., Achachin A.B., Aracema L.W., França A.V.M., Dacont B., Ferreira D.C. 1998. Da litosfera oceânica ao arco magmático cálcio-alcálico: uma síntese das evidências de subdução-B no orógeno Aracuaí-Oeste-Congo. In: SBG, Congr. Bras. de Geol., 40, Belo Horizonte. *Anais*, 19.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann C.M., Fernandes M.L.S., de Faria L.F., Ferreira J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the neoproterozoic granitic magmatism in the Aracuaí Belt, eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Rev. Bras. Geoc., selected papers from 2nd International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 1997, 29(1):59-66.

- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diefenback K. 1991. *Die krustenentwicklung in der küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien*. München, Münchner Geologische Hefte, 4, 100 p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Reviews*, 12:1-33.
- 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. Geol. Soc. Sp. Pub.*, 42:313-345.
- Thornton C.P. & Tuttle O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *Am. J. Sci.*, 258:664-684.
- Tuller M.P. 1993. Texto Explicativo da Folha SE.24-Y-C-VI, Colatina. In: M.P. Tuller (org.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM Brasília*. 163 p.
- Wiedemann C.M., Bayer P., Horn H., Lammerer B., Ludka I.P., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenback K. 1986. Maciços intrusivos do Espírito Santo e seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:24-37.
- Wiedemann C.M., 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: *Centennial Geocongress, Johannesburg, South Africa. Ext. Abst.*.
- Wiedemann C.M., Medeiros S.R., Mendes J.C. 1994. Diversidade geoquímica do polidiapirismo tardi-brasiliano no Cinturão Móvel Atlântico. Exemplo do complexo intrusivo de Várzea Alegre - ES. In: *SBG, Congr. Bras.de Geol.*, 38, Camboriú., *Bol. Res. Expand.*, 1:129-131.
- Wiedemann C.M., Mendes J.C., Moura J.C., Costa-Nascimento R.C., Ludka I.P. 1997. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. In: *Excursions Guide of 2nd International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, Salvador, SBG, 57-76.

Manuscrito A-1126

Recebido em 27 de setembro de 1999

Revisão dos autores em 25 de agosto de 2000

Revisão aceita em 30 de agosto de 2000