QUÍMICA MINERAL E EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO SIENITO PIQUIRI: MAGMATISMO SHOSHONÍTICO, NEOPROTEROZÓICO, PÓS-COLISIONAL NO SUL DO BRASIL

LARISSA ZITTO STABEL¹, LAURO VALENTIM STOLL NARDI², JORGE PLÁ CID³

ABSTRACT MINERAL CHEMISTRY AND PETROLOGICAL EVOLUTION OF THE PIQUIRI SYENITE: POST-COLLISIONAL, NEOPROTEROZOIC SHOSHONITIC MAGMATISM IN SOUTHERN BRAZIL The Piquiri Syenite is a Neoproterozoic intrusion, related to the post-collisional magmatism of the Brasiliano Cycle in the Rio Grande do Sul State, Southern Brazil. It is related to the shoshonitic magmatism in the molassic Camaquã Basin, described as the Lavras do Sul Shoshonitic Association. This study is based mainly on field data, petrography and microprobe determinations. The lithological variation, including monzonitic to monzogranitic fast crystallized rocks in the borders and perthite syenitic rocks in the core, is attributed mainly to non-equilibrated plagioclase and quartz in the fine-grained rocks. Diopside and augite, as well as magnesiohornblende and edenite are the dominant ferromagnesian phases, typical of shoshonitic syenites. Biotites are xenocrysts derived from lamprophyric magmas co-mingled with the syenitic host or late crystallized magmatic products. Andesine and diopside are present only in the fine-grained borders where quartz is more abundant, albitic plagioclase occurs also as resorbed portions inside mesoperthitic alkali feldspar. Mesoperthites are the dominant feldspars in the core of the intrusion. Very fine inclusions of K-rich augite are found in diopside from lamprophyric enclaves, whereas the syenite have clinopyroxenes with up to 0.35wt% of K_2O . These K-rich clinopyroxenes were crystallized under pressures of about 5 GPa, suggesting that these magmas were produced from K-enriched mantle sources at depths around 150 km. The evolution of Fe/Mg ratios in the ferromagnesian phases and of plagioclases to mesoperthites and eventually to albite + K-feldspar, as well as the presence of ilmenite + magnetite mostly associated to intense amphibole generation, are interpreted as produced by increasing aH_2O and fO_2 during magma crystallization. Early crystallized apatite and zircon are consistent with a metaluminous alkaline silica-saturated syenite. Flow-segregation and co-mingling processes produced a large amount of complex structures such as mafic microgranular enclaves, schlieren, cumulative mafic bands and layers, fine-grained autoliths and an oriented fabric.

Keywords: syenite, mineral chemistry, high pressure pyroxene, petrogenesis

RESUMO O Sienito Piquiri é uma intrusão neoproterozóica relacionada com o magmatismo pós-colisional do Ciclo Brasiliano no Estado do Rio Grande do Sul, no sul do Brasil. Ele é relacionado ao magmatismo shoshonítico na bacia molássica do Camaquã, descrito como Associação Shoshonítica Lavras do Sul. As discussões apresentadas neste artigo são baseadas principalmente em dados de campo, petrografia e determinações analíticas por microsonda eletrônica em minerais. A variação litológica, abrangendo rochas monzoníticas a monzograníticas rapidamente cristalizadas nas bordas e perthita sienitos no núcleo, é principalmente atribuída à presença de plagioclásio e quartzo em desequilíbrio nas rochas de granulação fina. Diopsídio e augita, bem como magnesiohornblenda e edenita são as fases ferromagnesianas dominantes, típicas de sienitos shoshoníticos. As biotitas são xenocristais derivados de magmas lamprofíricos que sofreram processo de *co-mingling* com o magma sienítico hospedeiro ou produtos de cristalização magmática tardia. Andesina e diopsídio estão presentes apenas nas bordas de granulação fina onde o quartzo é mais abundante, plagioclásio albitico ocorre também como porções reabsorvidas dentro de feldspato alcalino mesoperfítico. Os feldspatos mesoperfíticos são dominantes no núcleo da intrusão. Inclusões muito finas de augita rica em K são encontradas em diopsídio dos enclaves lamprofíricos, enquanto o sienito tem clinopiroxênios com até 0,35% de K_2O . Estes clinopiroxênios ricos em K foram cristalizados sob pressões de aproximadamente 5 GPa, sugerindo que estes magmas foram produzidos a partir de fontes mantélicas enriquecidas em K, correspondendo a profundidades de aproximadamente 150 km. A evolução das razões Fe/Mg nas fases ferromagnesianas, e do plagioclásio para mesoperfíticas e eventualmente para albite + K-feldspato, bem como a presença de ilmenita + magnetita principalmente associada à intensa geração de anfíbólio, são feições produzidas pelo aumento da aH_2O e fO_2 durante a cristalização do magma. Apatita cristalizada precocemente e zircão são condizentes com um sienito alcalino metaluminoso saturado em sílica. Segregação por fluxo e processos de *co-mingling* produziram um grande quantidade de estruturas complexas como enclaves máficos microgranulares, *schlieren*, bandas e camadas máficas cumuláticas, autólitos de granulação fina e uma fábrica orientada.

Palavras-chaves: sienito, química mineral, piroxênio de alta pressão, petrogênese

INTRODUÇÃO O Sienito Piquiri é um corpo com área de aproximadamente 130 Km², intrusivo em gnaisses graníticos, metapelíticos e calco-silicatados e em rochas sedimentares da base da Formação Arroio dos Nobres, do período Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 1). A partir da compilação de Soliani Jr. (1986) foi estimada a idade do sienito em torno de 600 Ma, com base nas datações K/Ar, de 580±25 Ma (Cordani *et al.* 1974), Rb/Sr de 606±98Ma com $Ro = 0,706$ e $MSWD = 0,33$ (Halpern *et al.* 1974) e nas relações de campo. O magmatismo associado à Formação Arroio dos Nobres, contemporânea com a intrusão do sienito, foi denominado de Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima 1985) incluindo rochas vulcânicas e intrusivas. O Sienito Piquiri causa metamorfismo de contato em suas encaixantes neoproterozóicas (Vieira Jr. *et al.* 1989) e é intrudido pelo Complexo Granítico Encruzilhada (Bitencourt *et al.* 1993) com idade U/Pb de 594±5Ma (Babinski *et al.* 1996), ocorrendo ainda, como clastos nos conglomerados do topo da Formação Arroio dos Nobres. O denominado Sienito

Piquiri (Jost *et al.* 1985) é constituído predominantemente por feldspato alcalino sienitos, feldspato alcalino quartzo sienitos e feldspato alcalino granitos, com granulação mais fina nas bordas que torna-se gradativamente mais grossa em direção ao núcleo. A classificação modal (Fig. 2) indica que as amostras do centro do corpo são quartzo-feldspato alcalino-sienito e feldspato alcalino-sienito e na borda quartzo-sienito, feldspato alcalino-sienito, sienito, quartzo-feldspato alcalino-sienito, quartzo-monzonito e monzogranito. De acordo com o diagrama QAPF (Fig. 2) observa-se que os teores de plagioclásio, e em menor grau os de quartzo, aumentam nas amostras de granulação mais fina das bordas do corpo. O corpo apresenta nítida foliação de fluxo ígneo marcada pela orientação de forma dos feldspatos, dos minerais máficos e dos enclaves máficos microgranulares. Vieira Jr. *et al.* (1989) assinalam que esta orientação acompanha os contatos externos do corpo e destacam a presença de uma lineação subvertical, conformando uma fábrica que caracteriza uma intrusão de forma cilíndrica cujo topo foi totalmente erodido.

1 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências., Av. Bento Gonçalves, 9500. CEP: 91501-970. e-mail: lastabel@netscape.net. Caixa Postal: 15011. Porto Alegre, Rio Grande do Sul.

2 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500. CEP: 91501-970. e-mail: lauro.nardi@ufrgs.br. Caixa Postal: 15011. Porto Alegre, Rio Grande do Sul.

3 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências., Av. Bento Gonçalves, 9500. CEP: 91501-970. e-mail: placid@if.ufrgs.br. Caixa Postal: 15011. Porto Alegre, Rio Grande do Sul.

Figura 1 – Mapa geológico do Sienito Piquiri e encaixantes, segundo Jost et al. (1985).

Figura 2 – Diagrama modal QAPM para as amostras da borda e do centro do Sienito Piquiri com nomenclatura recomendada pela IUGS (Streckeisen 1976).

Quatro tipos de enclaves são observados no Sienito Piquiri: (i) xenólitos orientados pelo fluxo ígneo, (ii) autólitos, provenientes da fragmentação de margens resfriadas, (iii) enclaves máficos microgranulares, assinalando a presença de pulsos de magma máfico contemporâneo, (iv) autólitos gerados pela fragmentação de cumulos precoces, constituídos predominantemente por piroxênios e anfibólios.

Os enclaves máficos microgranulares (iii) foram interpretados por Plá Cid *et al.* (2001a) como testemunhos da coexistência de um magma lamprofírico, tipo minete, gerado em pressões superiores a 5 GPa.

As rochas do Sienito Piquiri são mesocráticas a leucocráticas, de coloração rosa acinzentada, com textura variando de equigranular fina a grossa, raramente porfirítica, localizadamente com concentrações de

minerais máficos e megacristais de feldspato alcalino. As rochas de textura equigranular fina tendem a apresentar estrutura maciça.

Nas bordas da intrusão predominam sienitos com texturas poiquilíticas definidas por feldspato alcalino, diopsídio e anfibólios contendo principalmente apatita, plagioclásio e zircão. O feldspato alcalino nesta fácies é em geral homogêneo ou contém menos de 25% de pertita fina. Ocorre como inclusão em anfibólio, diopsídio e quartzo e inclui os demais minerais, o que sugere sua formação ao longo de todos estágios de resfriamento do magma. No núcleo da intrusão predomina o feldspato alcalino fortemente pertítico com, em média, 70% de componente potássico e 30% de albita. Cristais euédricos de andesina e oligoclásio são encontrados apenas nas fácies de borda, onde são observadas inclusões corroídas, composicionalmente An 4-5%, em feldspatos pertíticos, indicando a reabsorção do plagioclásio durante a cristalização magmática, conforme descrito por Nekvasil (1990). A presença de plagioclásio cristalizado precocemente, e não reabsorvido devido ao rápido resfriamento nas bordas da intrusão, é responsável pela ocorrência de rochas com plagioclásio, que não representam líquidos com diferentes graus de diferenciação, e sim paragênese ígneas em desequilíbrio. A associação de quartzo com essas rochas reflete também o desequilíbrio decorrente da rápida cristalização. Portanto, do ponto de vista de *trends* magmáticos, o Sienito Piquiri representa a cristalização de magmas traquíticos, identificados no diagrama QAP com a série alcalina-peralcalina de Lameyre & Bowden (1982).

Evidências texturais indicam que a cristalização dos líquidos sieníticos iniciou com a formação de apatita, zircão e diopsídio, seguindo-se o plagioclásio, feldspato alcalino e augita; anfibólios edeníticos, biotitas, óxidos de ferro e titânio, titanita e quartzo iniciam sua cristalização nos estágios tardios. Biotita magnésiana, clorita, carbonato, fluorita, sulfetos e óxidos de ferro secundários, provavelmente constituem uma assembléia hidrotermal *subsólidos*. Diopsídio e plagioclásio têm estabilidade limitada aos estágios iniciais, as demais fases precoces, salientando-se o feldspato alcalino, continuam a cristalar até os estágios finais. As biotitas presentes na borda do corpo, provavelmente representam xenocristais dos magmas lamprofíricos que constituem os enclaves máficos microgranulares, não sendo incluídas na ordem de cristalização. A presença de clinopiroxênios enriquecidos em K, discutida em Plá Cid *et al.* (2001a), sugere que a cristalização dos líquidos sieníticos iniciou próximo de sua fonte mantélica. A composição química dos piroxênios, a presença de plagioclásios precoces e os conteúdos de elementos maiores e traços indicam que o Sienito Piquiri possui caráter metaluminoso e afinidade shoshonítica, vinculando-se portanto ao magmatismo pós-colisional alcalino saturado em sílica do Ciclo Brasileiro.

O objetivo deste trabalho é reconstruir a história de cristalização do Sienito Piquiri principalmente através do estudo da química mineral.

QUÍMICA MINERAL As análises de minerais foram realizadas em 14 lâminas delgadas de 9 amostras, representativas do corpo sienítico. Foi utilizada a Microsonda Eletrônica CAMECA SX-50, do Laboratório de Microsonda Eletrônica da UFRGS. As condições analíticas adotadas foram 15kV e 10nA.

Piroxênios O Sienito Piquiri possui piroxênios, em geral parcialmente transformados em anfibólio, que foram submetidos a 84 análises distribuídas em 10 lâminas. Possuem formas euédricas a subédricas e comprimento variando de 0,2 a 5,6mm. Alguns desses minerais, identificados quimicamente como diopsídio, exibem coloração incolor, várias inclusões de biotita e finas lamelas de anfibólio. Os identificados como augita apresentam pleocroísmo verde claro a verde, são ocasionalmente zonados com porções do núcleo apresentando cores mais claras.

Para nomenclatura e os cálculos de fórmula foi usado o trabalho de Morimoto (1988). Os teores de Fe^{3+} foram estimados com base no equilíbrio estequiométrico realizado pelo *software* da própria microsonda.

No diagrama Q-J de classificação geral, os piroxênios (Fig. 3) situam-se no campo dos piroxênios Ca-Mg-Fe (Quad). A variação composicional representativa destes minerais é apresentada na Tabela

Figura 3 – Diagrama Q-J, Morimoto (1988), dos clinopiroxênios do Sienito Piquiri.

Figura 4 – Composições dos clinopiroxênios do Sienito Piquiri, em termos do quadrilátero dos piroxênios, de Morimoto (1988).

Figura 5 – Correlação (M2Ca+M1Mg) vs. (M2Na+M1Fe2+M1Fe3) para os piroxênios do Sienito Piquiri.

1. Os piroxênios predominantes no núcleo do corpo sienítico possuem coloração verde e são classificados como augita (Fig. 4). Ocasionalmente, apresentam-se zonados com porções mais claras no núcleo com composição de diopsídio, definindo-se um *trend* composicional que grada de diopsídio para augita. Já os piroxênios da borda do corpo são predominantemente diopsídio, com raras ocorrências de augita. Os piroxênios são caracterizados por composições Wo 40-49%, En 27-49%, Fs 5-30% (Fig. 4), assemelhando-se aos descritos em sienitos alcalinos metaluminosos potássicos/ultrapotássicos, como os diopsídios do Maciço Sienítico de Anurí (Conceição *et al.* 1997) e do Maciço de Santanópolis (Conceição *et al.* 1997).

A evolução dos piroxênios é marcada principalmente pela diminuição progressiva dos conteúdos de Ca e Mg e pelo aumento do Fe e Na. Isto sugere uma substituição química do tipo $\text{Ca Mg} \rightarrow \text{Na Fe}_{\text{total}}$, observada em suítes alcalinas por Bonin & Giret (1985). A reação ocorre pela substituição simultânea de Mg por $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ no sítio M1 e Ca por Na no sítio M2 (Fig. 5). As razões FeO/MgO aumentam dos diopsídios para as augitas e do centro para a borda dos cristais. Razões $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ variam no mesmo sentido de 0 até 0,36, sugerindo condições de oxidação crescente durante a cristalização dos piroxênios. Enquanto no Sienito Piquiri observa-se um aumento da razão Fe/Mg do núcleo para a borda dos piroxênios, em outros sienitos de mesma afinidade como o Anurí (Conceição *et al.* 1997) observa-se o *trend* inverso e a formação de óxidos de Fe e Ti tardios. Isto sugere que o aumento do potencial de oxidação durante a cristalização dos piroxênios foi maior no Sienito Anurí.

A variação composicional dos piroxênios do Sienito Piquiri é restrita ao campo Quad do diagrama Q (Wo, En, Fs)-Jd-Ae, o que é típico de piroxênios da série shoshonítica (Plá Cid *et al.* 2000).

Através da observação da evolução dos piroxênios com a diferenciação constata-se que com o aumento desta estes minerais enriquecem em Fe e empobrecem em Mg. A exceção é a amostra 37a, que representa um cumulado de piroxênio, mostrando um baixo teor de SiO_2 . De acordo com o diagrama acima mencionado, o diopsídio é restrito aos líquidos menos diferenciados e com o aumento da diferenciação os piroxênios são augitas. Das 84 análises de piroxênios das rochas do Sienito Piquiri, três (L86, 25A69 e L113) apresentaram conteúdos de K_2O variando de 0,19 a 0,35% sendo classificadas como augita. Tais características foram observadas em grãos de augita e em inclusões de augita no diopsídio dos enclaves máficos microgranulares do sienito (Plá Cid *et al.* 2001a). O enriquecimento de K em clinopiroxênio é interpretado como efeito da cristalização de um magma rico em potássio sob alta pressão (Erlank & Kushiro 1970, Luth 1992, Harlow 1996), pelo menos 3 GPa (Luth 1997), sendo isto atribuído à redução do raio iônico do K^+ (Edgar & Vukadinovic 1993). Os grãos de K-

Tabela 1- Análises de diopsídio da borda (42b e 34c) e augita do centro (5b e 37c) do corpo. res-mghb – diopsídio residual em magnesiohornblenda e edenita baixa sílica e res-ed/al.Si – augita residual em edenita alta sílica.

Amostra	42b	42b	34c	5b	5b	37c
Posição	centro	borda	res-mghb	centro	borda	res-ed/al.Si
SiO_2	53.99	53.59	53.50	52.84	52.87	53.54
TiO_2	0.23	0.27	0.11	0.00	0.15	0.00
Al_2O_3	0.76	0.81	0.55	0.43	0.38	0.44
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.08	0.06	0.00	0.00
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.00	4.61	4.94	2.39
MgO	14.91	13.97	12.31	8.50	9.48	12.59
CuO	21.64	22.51	23.68	18.23	18.70	21.34
MnO	0.36	0.44	0.45	0.40	0.36	0.45
FeO	8.28	8.58	9.85	11.80	10.44	8.21
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.20	0.32	0.27	2.68	2.52	1.20
K_2O	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	100.37	100.54	100.80	99.56	99.85	100.16

Fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios

	1.998	1.986	1.997	2.023	2.009	2.000
TSi	1.998	1.986	1.997	2.023	2.009	2.000
TAl	0.002	0.014	0.003	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.031	0.022	0.021	0.019	0.017	0.019
M1Ti	0.006	0.008	0.003	0.000	0.004	0.000
M1Fe3	0.000	0.000	0.000	0.132	0.141	0.067
M1Fe2	0.140	0.198	0.288	0.362	0.300	0.213
M1Cr	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000
M1Mg	0.823	0.772	0.685	0.485	0.537	0.701
M2Fe2	0.116	0.068	0.019	0.017	0.031	0.044
M2Mn	0.011	0.014	0.014	0.013	0.012	0.014
M2Ca	0.858	0.894	0.947	0.748	0.761	0.854
M2Na	0.014	0.023	0.020	0.199	0.186	0.087
Total cations	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000

augita dos enclaves microgranulares do Sienito Piquiri possuem altos conteúdos de Ti, Fe^{3+} , e Al quando comparados com grãos de diopsídio. Os altos conteúdos de K são seguidos pela diminuição do cálcio, e uma dupla substituição foi sugerida para estes piroxênios: Ca por K no sítio M2, e Fe^{2+} por ($\text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$) no sítio M1. Estas características dos piroxênios dos enclaves máficos microgranulares, bem como dos cristais de K-augita no próprio Sienito Piquiri, foram interpretadas como sugestivas de que a mistura entre os dois magmas ocorreu sob pressões mantélicas, e sua preservação foi facilitada pelo resfriamento rápido dos enclaves (Plá Cid *et al.* 2001a). A presença de K nos piroxênios do sienito também indica que esses minerais foram formados sob pressões mantélicas.

Anfibólios Os anfíbólios do Sienito Piquiri foram analisados em 152 pontos de 10 amostras. As fórmulas estruturais foram calculadas para 23 oxigênios. O cálculo de ferro férrico foi realizado usando o programa Minpet 2.0, observando-se os procedimentos desenvolvidos por Leake *et al.* (1997).

Devido às frequentes relações de transformação entre piroxênios e anfíbólios do Sienito Piquiri, torna-se grande a variação textural destes minerais nas rochas sieníticas. Os anfíbólios associados aos

piroxênios ocorrem geralmente no núcleo das augitas e na borda dos diopsídios porém, porções residuais de augita ou diopsídio podem estar contidas no interior dos anfíbólios. Frequentemente estão associados a magnetita, ilmenita e titanita. Formam também grãos individuais de coloração verde a castanha com borda mais azulada. Os anfíbólios foram observados também como delgadas lamelas no núcleo de diopsídios.

Os anfíbólios foram classificados segundo Leake *et al.* (1997) como cálcicos, e dentro deste grupo como edenita, magnesiohornblenda e actinolita (Figs. 6 e 7). As análises representativas desses minerais são apresentadas nas Tabelas 2a e 2b. De acordo com esta classificação duas tendências evolutivas foram observadas: um grupo de anfíbólios evolui de edenita mais rica em sílica, com teores em torno de 51,5%, para actinolita, o outro inclui edenita, com teores médios de SiO_2 de 46,0% e magnesiohornblenda, e também evolui para actinolita.

A edenita com mais altos teores de SiO_2 possui coloração azulada quando associada com augita e mais castanha quando em grãos isolados. A actinolita ocorre como produto de transformação das edenitas ou como finas lamelas em diopsídio circundado por augita, que por sua vez está parcialmente substituída por edenita e mesmo actinolita. Já as edenitas com teores mais baixos de SiO_2 e magnesiohornblendas apresentam coloração castanho esverdeada.

Os anfíbólios do Sienito Piquiri possuem uma grande variação nos teores de SiO_2 de 43,22 até 56,07%, FeO_t de 9,28 a 18,0%, TiO_2 < 1,72%, Al_2O_3 com conteúdos entre 0,98 a 8,54%, MgO de 10,36 a 18,09%, CaO de 7,78 a 15,16%, Na_2O de 0,25 a 3,25% e K_2O variando de 0,06 até 1,22%. Os anfíbólios mais tardios mostram um aumento de Si e correspondente diminuição do Al no sítio tetraédrico. De modo geral, os anfíbólios são caracterizados pelos baixos valores de Ti (< 0,19 apfu), refletindo os teores relativamente baixos de Ti dos líquidos magmáticos em equilíbrio com esta fase. A composição dos anfíbólios do Sienito Piquiri varia com o aumento da diferenciação, sendo marcada pelo aumento de Si, Mg e Na e pela diminuição de Al, Ca, Ti, Fe^{2+} , e Cl, refletindo variações composicionais dos líquidos magmáticos no caso da edenita e magnesiohornblenda e re-equilíbrio, provavelmente *subsólido*, no caso da actinolita. O Fe^{3+} diminui da edenita baixa sílica e magnesiohornblenda para a edenita alta sílica o que provavelmente está relacionado ao fato desta última estar geralmente associada a quantidades relativamente maiores de magnetita e ilmenita que consomem preferencialmente o Fe^{3+} , diminuindo sua atividade.

A evolução dos anfíbólios é controlada por substituições simples $\text{Mg}_C \rightarrow \text{Fe}^{2+}_C$, $\text{Na}_A \rightarrow \bullet_A$ e $\text{Ca}_B \rightarrow \text{Fe}^{2+}_B$ e adicionais substituições acopladas como $\bullet_A + \text{Si} \rightarrow (\text{Na}+\text{K})_A + \text{Al}^{\text{IV}}$ (edenita) (Fig. 8) e $\bullet_A + \text{Ca}_B \rightarrow \text{Na}_A + \text{Na}_B$ (richterita) (Fig. 9). A maior parte do Al na edenita baixa sílica e magnesiohornblenda está concentrada no sítio tetraédrico, já na edenita alta sílica, o preenchimento desse sítio é quase completado pelo Si.

Para observar eventuais variações composicionais entre porções de centro e borda dos cristais de anfíbólios magmáticos, observou-se que a parte central, geralmente com coloração predominante castanha, possui teores um pouco maiores de sódio e potássio do que as bordas de coloração mais azulada ou esverdeada. Tais variações são interpretadas como representativas do início do processo de alteração *subsólido* para actinolita.

A correlação negativa entre as razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ e Si nos anfíbólios (Fig. 10) ou em relação ao grau de diferenciação dos líquidos magmáticos, como pode ser observado no diagrama da figura 11, $\text{SiO}_2^{\text{anfíbio}} \text{ vs. } \text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})^{\text{anfíbio}}$, indica que durante a evolução dos líquidos magmáticos houve aumento do potencial de oxidação com aumento progressivo na quantidade de magnetita. Os valores desta razão (Fig. 11), inferiores a 0,8 indicam a compatibilidade desses minerais com magmas de afinidade shoshonítica (Lima & Nardi 1991), refletindo no entanto, um grau de oxidação crescente ao longo da diferenciação magmática.

A evolução dos anfíbólios do Sienito Piquiri é semelhante à observada nos anfíbólios da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima 1985), e nos anfíbólios do Maciço de Santanópolis

Figura 6 – Classificação dos anfíbólios cálcicos, para composições com $(\text{Na}+\text{K})_A < 0,5$ e $\text{Ca}_A < 0,5$, segundo Leake *et al.* (1997).

Figura 7 – Classificação dos anfíbólios cálcicos, para composições com $(\text{Na}+\text{K})_A > 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$ e $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{\text{VI}}$, segundo Leake *et al.* (1997).

(Conceição *et al.* 1997), ambos de afinidade shoshonítica.

Os teores de Al em anfibólios cálcicos são controlados em grande parte pela pressão no momento de sua cristalização, justificando seu uso como geobarômetros; sua utilização, no entanto, tem sido restrita a sistemas graníticos (Anderson & Smith 1995). Considerando as restrições ressaltadas, e admitindo temperaturas de cristalização dos anfibólios precoces mais elevadas do que as vigentes em sistemas graníticos, sugere-se que os anfibólios precoces do Sienito Piquiri, com teores de alumina em torno de 8%, provavelmente cristalizaram a pressões variando entre 2 e 4 Kbar.

Biotitas Foram realizadas 25 análises nas micas do Sienito Piquiri, distribuídas em 8 lâminas delgadas. As fórmulas estruturais foram calculadas para 22 oxigênios equivalentes em base anidra.

As micas observadas no Sienito Piquiri ocorrem em maior quantidade, com teores de até 5%, nas lâminas mais ricas em minerais máficos, associadas com plagioclásio, feldspato alcalino micropertítico, edenita baixa sílica e magnesiohornblenda. Apresentam-se freqüentemente corroídas por feldspato alcalino e substituídas por clorita da mesma maneira que os anfibólios. As micas são

Figura 8 - Substituição do tipo edenítica para os anfibólios do Sienito Piquiri.

Figura 9 - Substituição do tipo richterita para os anfibólios do Sienito Piquiri.

Tabela 2a- Análises de edenita alta sílica em amostras do centro do corpo com augita.

Amostra	37a	37a	37c	37c	5b	5b	37c	37c
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	52.33	51.79	52.40	52.86	50.85	52.56	51.33	52.13
TiO ₂	1.09	0.89	1.16	0.83	1.26	0.75	1.39	0.73
Al ₂ O ₃	2.82	2.97	2.74	2.21	2.85	1.89	2.76	2.24
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	14.05	14.00	14.56	14.50	13.11	13.26	14.67	14.62
CaO	8.54	8.74	8.61	8.56	8.08	8.09	8.67	8.79
MnO	0.47	0.37	0.36	0.43	0.30	0.38	0.29	0.32
FeO	14.86	14.13	13.14	13.67	16.00	15.35	13.79	14.14
NiO	0.01	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.82	2.93	2.80	2.74	2.90	3.05	2.83	2.71
K ₂ O	1.12	1.10	1.09	0.79	1.21	0.93	1.19	0.98
H ₂ O	1.37	1.93	1.52	1.50	1.85	1.71	1.74	1.79
F	1.37	0.20	1.04	1.08	0.29	0.62	0.58	0.48
Cl	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02
Total-1	100.89	99.11	99.53	99.22	98.75	98.6	99.28	98.95
O.F	-0.58	-0.09	-0.45	-0.46	-0.12	-0.26	-0.24	-0.2
O.Cl	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.01	0.00	-0.01	0.00
Total-2	100.31	99.02	99.08	98.76	98.61	98.33	99.03	98.75

Fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios

Si	7.717	7.735	7.786	7.855	7.674	7.936	7.643	7.763
Al ^{IV}	0.283	0.265	0.214	0.145	0.326	0.064	0.357	0.237
Total-T	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.207	0.257	0.266	0.242	0.181	0.272	0.127	0.156
Ti	0.121	0.100	0.130	0.093	0.143	0.085	0.156	0.082
Cr	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.290	0.192	0.192	0.252	0.328	0.214	0.274	0.284
Mg	3.089	3.117	3.225	3.212	2.949	2.985	3.256	3.245
Fe2	1.264	1.311	1.165	1.188	1.380	1.421	1.169	1.213
Mn	0.029	0.023	0.022	0.026	0.019	0.024	0.018	0.02
Total-C	5	5	5	5	5	5	5	5
Fe2	0.280	0.262	0.276	0.275	0.311	0.304	0.274	0.263
Mn	0.030	0.024	0.023	0.028	0.020	0.025	0.019	0.021
Ca	1.349	1.399	1.371	1.363	1.306	1.309	1.383	1.402
Na	0.341	0.316	0.33	0.334	0.363	0.362	0.324	0.314
Total-B	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.465	0.533	0.477	0.455	0.486	0.531	0.493	0.469
K	0.211	0.210	0.207	0.150	0.233	0.179	0.226	0.186
Total-A	0.676	0.742	0.683	0.605	0.719	0.710	0.719	0.655
Total cátions	15.676	15.742	15.683	15.605	15.719	15.710	15.719	15.655
Cl	0.010	0.005	0.013	0.005	0.013	0.005	0.010	0.005
F	0.639	0.094	0.489	0.508	0.138	0.296	0.273	0.226
OH	-0.279	-0.043	-0.215	-0.220	-0.065	-0.129	-0.122	-0.100
Total oxig.	23.396	23.405	23.429	23.404	23.412	23.471	23.376	23.354

Tabela 2b- Análises de edenita baixa sílica e magnesiohornblenda em amostras da borda do corpo com diopsídio ou sem piroxênio. As análises na amostra 42b representam anfibólios cristalizados nas bordas de cristais maiores de diopsídio.

Amostra	74	74	42b	42b	34c	34c	58	58
Posição	Centro	borda			borda	centro	centro	borda
SiO ₂	48.92	49.03	49.42	45.74	50.35	45.05	47.45	45.71
TiO ₂	0.89	0.97	0.63	1.23	0.27	1.56	0.42	0.71
Al ₂ O ₃	5.34	4.88	5.23	7.75	4.61	8.36	6.6	7.35
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	13.84	14.15	13.42	11.71	14.11	11.08	11.39	11.24
CaO	11.43	10.93	11.85	12.00	11.96	11.59	11.06	11.05
MnO	0.34	0.30	0.40	0.30	0.42	0.37	0.50	0.46
FeO	14.64	14.10	15.49	16.05	14.27	17.03	16.88	17.37
Na ₂ O	1.75	1.80	0.95	1.25	0.76	1.31	1.64	1.75
K ₂ O	0.77	0.82	0.55	1.07	0.45	1.21	0.79	1.00
H ₂ O	1.70	1.75	1.86	1.80	1.88	1.56	1.78	1.95
F	0.36	0.50	0.34	0.24	0.30	0.77	0.37	0.00
Cl	0.10	0.11	0.04	0.26	0.05	0.21	0.10	0.09
Total-1	100.38	99.35	100.18	99.41	99.43	100.10	98.98	98.69
O.F	-0.27	-0.21	-0.14	-0.10	-0.12	-0.32	-0.15	0.00
O.Cl	-0.02	-0.03	-0.01	-0.06	-0.01	-0.05	-0.02	-0.02
Total-2	100.09	99.11	100.02	99.25	99.29	99.73	98.81	98.67

Fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios

Si	7.192	7.258	7.227	6.858	7.362	6.754	7.141	6.916
Al ^{IV}	0.808	0.742	0.773	1.142	0.638	1.246	0.859	1.084
Total-T	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.116	0.109	0.128	0.227	0.156	0.230	0.310	0.225
Ti	0.098	0.108	0.069	0.139	0.030	0.176	0.048	0.081
Cr	0.003	0.002	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.194	0.232	0.287	0.147	0.257	0.213	0.205	0.278
Mg	3.033	3.123	2.926	2.617	3.076	2.476	2.555	2.535
Fe2	1.533	1.408	1.565	1.851	1.455	1.881	1.850	1.852
Mn	0.021	0.019	0.025	0.019	0.026	0.023	0.032	0.029
Total-C	5	5	5	5	5	5	5	5
Fe2	0.072	0.106	0.042	0.015	0.033	0.041	0.069	0.068
Mn	0.021	0.019	0.025	0.019	0.026	0.024	0.032	0.030
Ca	1.800	1.734	1.857	1.928	1.874	1.862	1.783	1.791
Na	0.106	0.141	0.076	0.039	0.067	0.074	0.115	0.111
Total-B	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.393	0.375	0.193	0.325	0.148	0.307	0.363	0.402
K	0.144	0.155	0.103	0.205	0.084	0.231	0.152	0.193
Total-A	0.537	0.530	0.296	0.530	0.232	0.539	0.515	0.595
Total cátion	15.537	15.530	15.296	15.530	15.232	15.539	15.515	15.595
Cl	0.025	0.028	0.010	0.066	0.012	0.053	0.026	0.023
F	0.167	0.234	0.157	0.114	0.139	0.365	0.176	0.000
OH			-0.073		-0.066	-0.183		
Total oxig.	23.067	23.103	23.000	23.000	23.000	23.007	23.075	23.032

euédricas a subédricas, por vezes com clivagens curvas, ou anédricas com bordas esverdeadas, refletindo a transformação para clorita. O pleocroísmo varia em tons de castanho podendo chegar ao castanho alaranjado nas micas anédricas. Esses minerais possuem inclusões de óxidos de ferro, eventualmente alongados segundo sua clivagem, de zircão, feldspato alcalino, diopsídio, edenita baixa sílica, magnesiohornblenda e apatita. As micas também aparecem como inclusões com contatos nítidos nas edenitas alta sílica e em plagioclásio, assim como cristalizadas ao longo das clivagens dos anfibólios e diopsídio.

As micas do Sienito Piquiri são classificadas como biotitas segundo o diagrama da figura 12 proposto por Deer *et al.* (1966), e também utilizando os critérios de Rieder *et al.* (1998). As micas cuja textura indica serem produtos da transformação tardia a *subsolidus* de diopsídio/augita foram classificadas como flogopita ($Mg/(Mg+Fe) > 0,67$) (Fig. 12). A variação composicional representativa destes minerais é apresentada na Tabela 3.

Figura 10 – $Fe/(Fe+Mg)$ vs. Si (apfu) nos anfibólios do Sienito Piquiri.

Figura 11 – $FeO/(FeO+MgO)_{anfíbólio}$ (%) vs. $SiO_{2(rocha)}$ (%). Amostras: 06-edenita alta sílica e actinolita de amostra de granulometria fina próxima a pedra; 5b, 37c e 37e-edenita alta sílica de amostra de granulometria grossa da pedra; 34c-edenita baixa sílica e magnesiohornblenda em amostra fina de borda; 42b-edenita baixa sílica, magnesiohornblenda e lamelas de actinolita em amostra média de borda; 74-edenita baixa sílica, magnesiohornblenda e actinolita em amostra grossa de borda; 77-edenita baixa sílica e magnesiohornblenda em amostra fina de borda e 37a-edenita alta sílica em amostra fina cumulática da pedra 37.

Figura 12 – Classificação das micas do Sienito Piquiri no quadrilátero flogopita-anita-eastonita-siderofilita.

Figura 13 – Diagrama $Fe_2/(Fe_2+Mg)$ vs. Ti para as micas do Sienito Piquiri.

Figura 14 – Diagrama Al vs. Mg segundo Nachit *et al.* (1985), para as biotitas do Sienito Piquiri.

As biotitas do Sienito Piquiri podem ser divididas em dois grupos de acordo com os teores de Si. Quando esses minerais estão associados a rochas com diopsídio, ou mesmo sem piroxênio, possuem teores de Si em torno de 5,7 apfu, e aquelas associadas às augitas possuem teores em torno de 6,0 apfu (Fig. 12).

Em amostras do centro do sienito observaram-se micas primárias, inclusas em edenita alta sílica, e com valores menos elevados de Mg, semelhantes às micas das rochas menos diferenciadas, e micas tardias desenvolvidas sobre as clivagens dos diopsídios, com altos conteúdos de Mg, características das rochas mais diferenciadas.

A evolução das micas ao longo da diferenciação magmática é marcada pelo aumento progressivo nos conteúdos de Si, Mg e pela diminuição do Fe^{2+} , Al^{IV} e Ti. As razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ são em torno de 0,40 para as micas associadas a augita e de 0,46 para aquelas associadas ao diopsídio. Os teores de Ti na biotita variam de 0,17 a 0,50 apfu (1,55 a 4,41%) diminuindo com a diferenciação e mostrando correlação com a razão FM (Fig. 13). O conteúdo de Ti nas biotitas depende da concentração de Ti no magma, da cristalização simultânea de minerais concentradores de Ti, o que é parcialmente controlado pela fugacidade de O_2 , e da temperatura de cristalização. A principal substituição responsável pela presença do Ti na biotita é $2\text{Al}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{2+}$. As biotitas das rochas com augita não têm Al no octaedro e consequentemente preenchem o restante do tetraedro com Fe^{3+} , que atinge teores de até 0,14 apfu nessa posição. Tais minerais são classificados como tetra-ferri-biotitas, segundo Bailey (1984) e Rieder (1998), e sua presença nas rochas mais diferenciadas está de acordo com o aumento do potencial de oxidação do sistema. Biotitas sem Al no sítio octaédrico, como as biotitas das rochas mais diferenciadas do sienito, são encontrados em sistemas alcalinos da Corsega, nas Montanhas Mourne, Nigéria e Níger de acordo com Bonin (1986).

As micas do Sienito Piquiri localizam-se no diagrama Mg vs. Al de Nachit *et al.* (1985) no campo característico das biotitas das suítes magmáticas shoshoníticas (Fig. 14), conforme discutido por Stussi *et al.* 1996. As biotitas alta SiO_2 ocupam o campo característico da série alcalina.

O aumento do Mg e empobrecimento em Fe das micas é uma evolução oposta à observada nos piroxênios durante os estágios precoces de cristalização do magma. Nas rochas menos diferenciadas os valores da relação FM das biotitas são maiores, chegando atingir até 0,49, enquanto nos sienitos mais evoluídos alcançam os mínimos valores de 0,32. Essas características indicam, assim como nos anfíbólios e diferentemente dos piroxênios, um aumento do potencial de oxidação com aumento da diferenciação. Segundo Patiño Douce *et al.* (1996), o aumento da temperatura é em geral o principal responsável pelo aumento

da solubilidade do Mg nas biotitas. No caso do Sienito Piquiri, no entanto, o aumento do potencial de oxidação diminui a atividade do Fe^{2+} ao longo da cristalização, causando o aumento da razão Mg/Fe nas biotitas mais tardias ou das rochas mais evoluídas. Fato semelhante foi observado por Plá Cid *et al.* (2001b) na evolução mineralógica de granitos peralcalinos e metaluminosos do norte da Bahia.

A biotita predominante na fácies de rápido resfriamento da intrusão em geral é fortemente corroída pelos feldspatos e, pelas evidências texturais, está presente desde os primeiros estágios da cristalização magmática. Composicionalmente é similar à biotita dos enclaves máficos microgranulares descritos por Plá Cid *et al.* (2001a). Essas evidências indicam que esta geração de biotita é constituída por xenocristais provenientes do magma que deu origem aos enclaves, cuja composição é dominada por biotita e piroxênio.

Feldspatos Nos feldspatos do Sienito Piquiri foram realizadas 56 análises distribuídas em 6 lâminas delgadas. As fórmulas estruturais foram calculadas para 32 oxigênios. A fórmula química média dos feldspatos alcalinos do centro e da borda do corpo pode ser expressa como $(\text{Na}_{0,388}, \text{K}_{3,473}, \text{Ba}_{0,052}) (\text{Al}_{4,083}, \text{Fe}_{0,012}, \text{Si}_{11,937})$ e dos plagioclásios da borda como $(\text{Na}_{2,234}, \text{K}_{0,050}, \text{Ca}_{1,491}, \text{Ba}_{0,008}) (\text{Al}_{5,450}, \text{Fe}_{0,048}, \text{Si}_{10,562})$.

O feldspato alcalino da borda do corpo ocorre como grãos euédricos a subédricos com 0,1 a 7mm de comprimento, freqüentemente apresentando extinção fortemente ondulante com formação de subgrãos. Esses minerais apresentam aspecto homogêneo, porém são comuns as pertitas finas com 20% de componente albita e 80% de componente ortoclásio, e raras as mesopertitas. Observa-se por vezes zonação marcada por micropertitas nas amostras da borda do corpo. As inclusões são de apatita, plagioclásio, por vezes totalmente sericitizado, restos de feldspato alcalino, fragmentos de mirmequitos, óxidos de ferro, biotita, anfíbólios, zircão e titanita.

O plagioclásio da borda do corpo mede de 0,1 a 3,2mm, é euédrico formando prismas curtos, e ocorre intensamente sericitizado. Ocorrem inclusos em feldspato alcalino, anfíbólio e quartzo e possuem inclusões de apatita, óxidos de ferro e biotita. Os cristais de plagioclásio também apresentam feições de reabsorção por feldspato alcalino.

Nas amostras do centro do corpo os feldspatos alcalinos apresentam mesopertitas, e por vezes na forma de veios irregulares com 30% de componente albita e 70% de componente ortoclásio, medindo de 0,1 a 9mm, com formas subédricas a euédricas. Estes minerais possuem extinção ondulante e formação de subgrãos, assim como na borda do corpo. As inclusões são de edenita, titanita, óxidos de ferro, biotita, augita, apatita e zircão. O feldspato alcalino pode estar incluso em edenita, augita, titanita e óxidos de ferro. Os feldspatos alcalinos perfiticos mostram nas suas bordas formação de albita como pequenos cristais, ou como grãos maiores, que mantêm contato com as pertitas do feldspatos alcalinos adjacentes. Alguns grãos de albita não têm contato com as pertitas internas dos feldspatos alcalinos, indicando que esses minerais cristalizaram a partir dos líquidos tardios, juntamente com pequenos cristais de feldspato alcalino. Esta feição mostra que nem toda a albita é resultado de exsolução no feldspato alcalino, mas que representa um estágio de cristalização *subsolvus* tardia.

Os feldspatos homogêneos do Sienito Piquiri foram classificadas como feldspato potássico (Or_{90}) e os plagioclásios predominantemente como andesina (Fig. 15). A variação composicional representativa destes minerais é apresentada na Tabela 4. Foi confirmado nas amostras de borda, que vários dos cristais euédricos de feldspato alcalino apresentam porções residuais de plagioclásio em seu interior. Também observou-se que grãos de plagioclásio (oligoclásio) mostram quartzo exsolvido; e que um mesmo grão de plagioclásio (andesina) pode apresentar lamelas com composições sódicas (albita) ou pequenas porções de ortoclásio.

Os feldspatos alcalinos mais homogêneos do Sienito Piquiri apresentam teores de Or entre 83 até 97%, de Ab entre 3 a 17% e de An de 0 a 0,4%. Os plagioclásios possuem Or variando de 0,5 a 1,4, Ab de 50 a 95 e An de 21 até 50 %. Os teores de BaO do feldspato alcalino variam de 0,14 até 2,39%, e os de SrO são inferiores a 0,13%, já o plagioclásio apresenta BaO < 0,18% e SrO < 0,14%. Algumas amostras da borda do corpo apresentam feldspato alcalino mesopertítico,

Figura 15 – Classificação dos feldspatos do Sienito Piquiri no diagrama Or-Ab-An.

Tabela 3- Análises de mica em amostras da borda (42b) e do centro (5b, 6) do corpo. Inc = mica inclusa em edenita alta sílica.

Amostra	6	6	5b	42b	42b	42b
Posição	centro	borda	Inc.	centro	centro	centro
SiO ₂	39.83	39.78	39.66	37.64	38.04	37.42
TiO ₂	3.41	3.32	3.96	4.41	3.28	3.92
Al ₂ O ₃	11.02	11.09	10.46	13.14	12.95	12.77
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
MgO	13.96	13.75	12.18	12.27	12.38	12.27
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01
BaO	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02
MnO	0.10	0.11	0.23	0.25	0.25	0.17
FeO	17.33	17.10	18.68	18.94	19.07	18.77
Na ₂ O	0.00	0.05	0.00	0.06	0.08	0.00
K ₂ O	9.69	9.66	9.98	9.35	9.94	9.80
H ₂ O	1.42	1.25	1.34	1.69	1.59	1.48
F	0.89	1.25	1.08	0.29	0.51	0.70
Cl	0.23	0.19	0.12	0.28	0.22	0.26
Total-1	97.95	97.58	97.69	98.36	98.39	97.6
O _F	-0.38	-0.53	-0.45	-0.12	-0.22	-0.30
O _{Cl}	-0.05	-0.04	-0.03	-0.06	-0.05	-0.06
Total-2	97.52	97.01	97.21	98.18	98.12	97.24

Fórmula estrutural calculada para 22 oxigênios equivalentes em base anidra

Si	6.006	6.024	6.054	5.689	5.771	5.728
Al ^{IV}	1.957	1.976	1.88	2.311	2.229	2.272
Al ^{VI}	0.000	0.002	0.000	0.028	0.085	0.030
Fe ³	0.037	0.000	0.066	0.000	0.000	0.000
Ti	0.387	0.378	0.455	0.501	0.374	0.451
Fe ²	2.148	2.166	2.319	2.394	2.42	2.403
Cr	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mn	0.013	0.014	0.03	0.032	0.032	0.022
Mg	3.138	3.104	2.772	2.765	2.800	2.800
Ba	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001
Ca	0.000	0.000	0.000	0.005	0.007	0.002
Na	0.000	0.015	0.000	0.018	0.024	0.000
K	1.864	1.866	1.944	1.803	1.924	1.914
Cations	15.556	15.547	15.52	15.547	15.668	15.624
F	0.424	0.598	0.521	0.139	0.245	0.339
Cl	0.059	0.049	0.031	0.072	0.057	0.067
OH	3.517	3.353	3.448	3.789	3.698	3.594
O	22	22	22	22	22	22
Fe_FeMg	0.41	0.41	0.46	0.46	0.46	0.46

Tabela 4- Análises de feldspato alcalino e plagioclásio da borda (77 e 42b) e do centro (37a) do corpo. A análise da amostra 74 representa um plagioclásio residual em feldspato alcalino peritítico.

Amostra	6	6	5b	42b	42b	42b
Posição	centro	borda	Inc.	centro	centro	centro
SiO ₂	39.83	39.78	39.66	37.64	38.04	37.42
TiO ₂	3.41	3.32	3.96	4.41	3.28	3.92
Al ₂ O ₃	11.02	11.09	10.46	13.14	12.95	12.77
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
MgO	13.96	13.75	12.18	12.27	12.38	12.27
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01
BaO	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02
MnO	0.10	0.11	0.23	0.25	0.25	0.17
FeO	17.33	17.10	18.68	18.94	19.07	18.77
Na ₂ O	0.00	0.05	0.00	0.06	0.08	0.00
K ₂ O	9.69	9.66	9.98	9.35	9.94	9.80
H ₂ O	1.42	1.25	1.34	1.69	1.59	1.48
F	0.89	1.25	1.08	0.29	0.51	0.70
Cl	0.23	0.19	0.12	0.28	0.22	0.26
Total-1	97.95	97.58	97.69	98.36	98.39	97.6
O _F	-0.38	-0.53	-0.45	-0.12	-0.22	-0.30
O _{Cl}	-0.05	-0.04	-0.03	-0.06	-0.05	-0.06
Total-2	97.52	97.01	97.21	98.18	98.12	97.24

Fórmula estrutural calculada para 22 oxigênios equivalentes em base anidra

Si	6.006	6.024	6.054	5.689	5.771	5.728
Al ^{IV}	1.957	1.976	1.88	2.311	2.229	2.272
Al ^{VI}	0.000	0.002	0.000	0.028	0.085	0.030
Fe ³	0.037	0.000	0.066	0.000	0.000	0.000
Ti	0.387	0.378	0.455	0.501	0.374	0.451
Fe ²	2.148	2.166	2.319	2.394	2.42	2.403
Cr	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mn	0.013	0.014	0.03	0.032	0.032	0.022
Mg	3.138	3.104	2.772	2.765	2.800	2.800
Ba	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001
Ca	0.000	0.000	0.000	0.005	0.007	0.002
Na	0.000	0.015	0.000	0.018	0.024	0.000
K	1.864	1.866	1.944	1.803	1.924	1.914
Cations	15.556	15.547	15.52	15.547	15.668	15.624
F	0.424	0.598	0.521	0.139	0.245	0.339
Cl	0.059	0.049	0.031	0.072	0.057	0.067
OH	3.517	3.353	3.448	3.789	3.698	3.594
O	22	22	22	22	22	22
Fe_FeMg	0.41	0.41	0.46	0.46	0.46	0.46

contendo manchas de plagioclásio com teores de An entre 3 e 5%, que podem ser originados por exsolução ou representar porções residuais de plagioclásios reabsorvidos. As características texturais dessas manchas e os teores relativamente elevados de An, sugerem que as mesmas representam restos de plagioclásio reabsorvido, como discutido por Nekvasil (1990), já que os teores de An nas pertitas puras são inferiores aos apresentados pela textura de re-equilíbrio (reabsorção). O Ba é preferencialmente particionado para o feldspato alcalino durante a cristalização do magma, enriquecendo-se particularmente em rochas sieníticas ultrapotássicas (Rock 1991). Devido ao fato das rochas mais diferenciadas do Sienito Piquiri possuírem feldspatos alcalinos peritíticos, poucas análises puderam ser feitas nestes minerais dificultando assim a visualização do diagrama Ba_{rocha} vs. Ba_{feldspato} (Fig. 16). Neste diagrama, no entanto, nota-se que as rochas menos diferenciadas possuem teores mais elevados de Ba, devido ao caráter compatível deste elemento que diminui sua concentração no magma ao longo da diferenciação. Na Figura 16 também é possível observar que os teores de Ba são muito variáveis dentro de uma mesma amostra, possivelmente decrescendo nos feldspatos mais tardios. As razões Or/Ab do feldspato alcalino homogêneo podem alcançar até 48 o que ilustra a composição potássica dos magmas e a cristalização inicial de dois feldspatos.

A presença de plagioclásio e feldspato alcalino homogêneo ou mesopertítico na borda do corpo e apenas feldspato alcalino mesopertítico e albíta tardia no centro pode indicar uma rápida perda de água na borda da intrusão em contato com metamórficas mais antigas e permeáveis, explicando a textura fina e a escassez de anfibólio nestas amostras. As concentrações de Ca, geralmente mais elevadas nas amostras de borda, associadas à rápida perda d'água, tenderiam a aumentar a estabilidade do plagioclásio e sua preservação durante a rápida cristalização subsequente. Já as amostras de borda do corpo em

Figura 16 – Diagrama Ba_{feldspato} (apfu) vs. Ba_{rocha} (ppm).

contato com rochas graníticas menos permeáveis, apresentam mesopertitas indicando que apesar das maiores concentrações de cálcio em relação ao centro, a maior atividade da água, proporcionando uma cristalização mais lenta e menores temperaturas de cristalização, diminuiu a estabilidade do plagioclásio e favorece sua reabsorção. As

Figura 17 – Cr_2O_3 (%) vs. Fe_2O_3 (%) para as magnetitas do Sienito Piquiri. Figura 18 – Al_2O_3 (%) vs. Fe_2O_3 (%) para as magnetitas do Sienito Piquiri. Figura 19 – MnO (%) vs. FeO (%) para as ilmenitas do Sienito Piquiri.

Tabela 5a- Análises de magnetita da borda (42b) e do centro (37e, 5b) do corpo.

Amostra	37e	5b	42b	42b
Mineral	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Magnetita
SiO_2	0.04	0.05	0.00	0.03
TiO_2	0.06	0.08	0.14	0.16
Al_2O_3	0.01	0.00	0.09	0.10
FeO	30.59	30.49	30.86	30.57
Fe_2O_3	67.55	67.33	67.78	67.07
Cr_2O_3	0.30	0.26	0.17	0.17
MnO	0.03	0.07	0.04	0.01
MgO	0.02	0.00	0.00	0.02
CaO	0.04	0.03	0.05	0.08
Total	98.64	98.31	99.13	98.21

Fórmula estrutural calculada para 32 oxigênios

Al	0.004	0.000	0.033	0.037
Ti	0.014	0.019	0.033	0.038
Fe2	7.989	7.990	8.020	8.015
Fe3	15.858	15.861	15.834	15.807
Cr	0.074	0.064	0.042	0.042
Mn	0.008	0.019	0.011	0.003
Mg	0.009	0.000	0.000	0.009
Cations	23.956	23.953	23.973	23.951
Usp	0.2	0.2	0.4	0.5

Tabela 5b- Análises de ilmenita da borda (42b) e do centro (37a) do corpo.

Amostra	37a	42b
Mineral	Ilmenita	Ilmenita
SiO_2	0.01	0.02
TiO_2	47.14	49.19
Al_2O_3	0.01	0.02
FeO	39.81	40.49
Fe_2O_3	9.34	4.84
Cr_2O_3	0.06	0.03
MnO	2.55	4.52
MgO	0.01	0.05
CaO	0.00	0.30
Total	98.93	99.46

Fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios

Al	0.001	0.001
Ti	1.818	1.887
Fe2	1.707	1.727
Fe3	0.360	0.186
Cr	0.002	0.001
Mn	0.111	0.195
Mg	0.001	0.004
Cations	4.000	4.001
Hem	9.9	5.3

amostras com mesopertitas do centro do corpo, onde a rocha possui menores teores de Ca e maior concentração de água, apresentam feldspato alcalino mesopertítico, o plagioclásio é parcial ou totalmente reabsorvido e os conteúdos de edenita são mais elevados.

Os feldspatos da borda são predominantemente microclínio (95%) diminuindo esta proporção no centro do corpo (80%), conforme os dados obtidos por difratometria de raios-x através de uma estimativa visual por comparação com padrões de difração de misturas artificiais de Steiger & Hart (1967). Segundo Brown & Parsons (1989), nas rochas *hipersolvus*, o feldspato alcalino atinge sua homogeneização entre 800-900°C, o que indica a temperatura de cristalização inicial mínima destas rochas (borda) e a separação das fases sódicas se dá em torno de 500°C. Os mesmos autores afirmam que em condições de rápido resfriamento o microclínio é mais estável.

Óxidos de Fe-Ti Os dados obtidos pelas análises de microsonda eletrônica nos minerais opacos do Sienito Piquiri, indicaram a presença de óxidos de Fe e Ti, galena, pirita, calcopirita e pirrotita. No entanto, os sulfetos foram analisados apenas por EDS e somente as magnetitas e ilmenitas tiveram sua composição determinada.

Tabela 6 - Análises de apatita em amostras da borda (77) e do centro (37c, 37d) do corpo.

Amostra	77	77	37c	37c	37d	37d
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	Borda
P ₂ O ₅	42.49	41.03	43.29	44.01	44.36	43.34
TiO ₂	0.07	0.03	0.05	0.08	0.05	0.02
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	54.29	54.21	53.17	53.10	55.26	54.81
MnO	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01
FeO	0.02	0.15	0.05	0.06	0.02	0.06
SrO	0.00	0.00	0.10	0.31	0.00	0.00
H ₂ O	0.53	0.11	0.09	0.31	0.69	0.26
F	2.45	3.24	3.42	3.01	2.33	3.12
Cl	0.16	0.16	0.05	0.04	0.02	0.03
Total-1	100.07	98.93	100.29	100.92	102.73	101.65
O.F	1.03	1.36	1.44	1.27	0.98	1.31
O.Cl	0.04	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01
Total-2	99.00	97.53	98.84	99.64	101.75	100.33
Fórmula estrutural calculada para 26 (O, OH, F, Cl)						
P	6.234	6.209	6.390	6.398	6.280	6.301
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe ²⁺	0.003	0.022	0.007	0.009	0.003	0.009
Mn	0.009	0.000	0.009	0.000	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.000	0.010	0.031	0.000	0.000
Ca	10.079	10.382	9.932	9.768	9.900	10.084
Cátions	16.335	16.613	16.361	16.216	16.193	16.395
F	2.685	3.663	3.771	3.269	2.464	3.389
Cl	0.094	0.097	0.030	0.023	0.011	0.017
OH	0.61	0.13	0.10	0.36	0.77	0.30

Nos óxidos de Fe - Ti do Sienito Piquiri foram realizadas 48 análises (37 de magnetita e 11 de ilmenita) distribuídas em 8 lâminas delgadas. A fórmula estrutural para as magnetitas foi calculada para 32 oxigênios. Os teores de Fe₂O₃ foram calculados estequiometricamente pelo método sugerido por Droop (1987).

A fórmula química média das magnetitas do centro do corpo pode ser expressa como (Fe²⁺_{7,994}, Mn_{0,011}) (Al_{0,004}, Ti_{0,012}, Fe³⁺_{15,859}, Cr_{0,088}) O₃₂ e das magnetitas e da borda do corpo como (Fe²⁺_{7,997}, Mn_{0,011}) (Al_{0,059}, Ti_{0,017}, Fe³⁺_{15,830}, Cr_{0,052}) O₃₂. As ilmenitas possuem fórmula química média (Fe²⁺_{1,750}, Mn_{0,144}) (Fe³⁺_{0,209}, Ti_{1,891}) O₆.

Os óxidos de Fe-Ti do Sienito Piquiri medem de 0,02 a 1,0 mm e apresentam formas predominantemente subédricas a euédricas; na borda do corpo alguns grãos são anédricos, com formas vermiculares. Estes minerais contêm inclusões de apatita, feldspato alcalino, quartzo, zircão, titanita, diopsídio, edenita baixa sílica e magnesiohornblenda e estão inclusos em biotita, diopsídio, augita, quartzo, feldspato alcalino, titanita, edenitas e magnesiohornblenda. Os óxidos de ferro estão frequentemente associados aos piroxênios e anfibólios. Nas amostras da borda do corpo preenchem interstícios assumindo formas anédricas com textura poiquilítica. Formas euédricas ocorrem em núcleos de plagioclásio sericitizados ou anfibólios. Nas amostras do centro do corpo observam-se grãos de óxidos de ferro disseminados no interior de grãos de diopsídio e augita parcialmente transformada para edenita. A maior parte dos óxidos de ferro encontra-se associada aos anfibólios produzidos pela transformação dos piroxênios, sugerindo transformações magmáticas envolvendo aumento da hidratação e do grau de oxidação da paragénesis cristalizada.

Análises representativas das magnetitas e ilmenitas constam nas Tabelas 5a e 5b. Magnetitas e ilmenitas encontram-se intimamente associadas e frequentemente acompanhadas de titanita.

As magnetitas são pobres em titânio o que é refletido nas baixas proporções moleculares de ulvoespínélio (*Usp*) variando de 0,1 a 1,0 %. Os teores de TiO₂ são inferiores a 0,31% e os de MnO inferiores a 0,28%, com valores de FeO entre 30 e 32% e de Fe₂O₃ entre 66 e 69%. Os valores obtidos para Al₂O₃, Cr₂O₃, MnO, MgO e CaO são sistematicamente muito baixos, porém observa-se que as magnetitas do centro do corpo possuem os maiores conteúdos de Cr₂O₃ (Fig. 17), e as da borda os conteúdos mais elevados de Al₂O₃ (Fig. 18).

As ilmenitas possuem proporções em peso dos componentes moleculares de hematita (*Hem*) menores que 19,6 %. Os teores de TiO₂ variam de 41 a 58%, o FeO varia de 30 a 42,5%, o Fe₂O₃ é infe-

rior a 19,3%, o CaO é baixo (0,56%), e os teores de MnO ficam entre 0,4 e 7,6%. A ausência de correlação entre MnO e FeO (Fig. 19) indica que o conteúdo de manganês não pode ser usado como indicador do grau de oxidação do magma (Dall'Agnol *et al.* 1997). No diagrama MnO vs. FeO (Fig. 19) observa-se forte variação entre os teores de MnO das amostras da borda do corpo que podem ser divididas em dois grupos, em que não foram identificadas características petrográficas distintas.

Em muitos casos, grãos de magnetita com titanita na borda são interpretados como resultado de oxidação *subsólido* (Carmichael & Nicholls 1967). As composições aproximadamente puras dos membros finais de magnetita e ilmenita, o conteúdo muito baixo de Ti da magnetita e a ocorrência de uma borda de titanita ao redor de cristais de magnetita sugerem re-equilíbrio *subsólido* de uma composição originalmente mais titanífera (Ayer 1998). Os baixos teores de ulvoespínélio nas magnetitas, assim como os teores de hematita das ilmenitas apontam para temperaturas inferiores a 500°C. Essas temperaturas indicam o re-equilíbrio dos óxidos de ferro e titânio em temperaturas *subsólido*, gerando adicionalmente franjas de titanita nos óxidos.

Apatita Na apatita do Sienito Piquiri foram executadas 20 análises por microsonda eletrônica distribuídas em duas lâminas do centro do corpo e uma da borda. As análises químicas foram calculadas para 26 (O, OH, F, Cl).

A apatita da borda do corpo medem de 0,01 a 0,24mm, é euédrica e ocorrem como prismas curtos (3:1), porém são mais comuns as formas aciculares alongadas com relações entre eixos de 12:1, que sugerem um rápido resfriamento. Já a apatita do centro do corpo, a qual medem de 0,05 a 1,8mm, é euédrica e suas seções laterais têm relação axial de 3:1. Esse mineral está incluso em feldspato alcalino, plagioclásio, diopsídio, augita, biotita, edenita, magnesiohornblenda, óxidos de ferro, titanita e quartzo. A apatita, quando em grãos maiores, possui fraturas perpendiculares ao comprimento.

A apatita do Sienito Piquiri é flúor-apatita, possuindo 80% do preenchimento do radical aniônico por flúor, comparando-se às observadas em sistemas ricos em K (Rock 1991). Os conteúdos de TiO₂, MgO e MnO são sistematicamente muito baixos e o SrO atinge no máximo 0,31% nas amostras do centro do corpo. Os teores de Cl são mais elevados nas amostras da borda, chegando a 0,16%, e os de F variam de 2,2 na borda, até 3,4 % no centro do corpo. Análises representativas destes minerais encontram-se na Tabela 6.

IMPLICAÇÕES PETROGENÉTICAS O magma sienítico, de afinidade shoshonítica, que gerou o Sienito Piquiri, sofreu processo de mistura com magmas lamprofíricos, sendo acrescido de xenocristais de biotita posteriormente englobados e parcialmente absorvidos por feldspatos. Além destas biotitas, atribui-se a mesma origem a piroxênios com quantidades de K₂O chegando até 0.35%. Clinopiroxênios com conteúdos de K semelhantes aos observados nos piroxênios dos enclaves e do próprio sienito têm sido registrados somente em xenólitos do manto, indicando pressões da ordem de 3 GPa ou mais. Este piroxênio ou representa xenocristais herdados das fusões lamprofíricas do manto, ou são piroxênios cristalizados a partir do magma sienítico, que neste caso seria gerado no manto, iniciando sua cristalização ainda a pressões elevadas. Com base em tais considerações o magma sienítico e os lamprofíricos associados são interpretados (Plá Cid *et al.* 2001a) como originados em profundidades superiores a 100 Km, em partes do manto enriquecidas em K.

A presença de cristais euédricos a subédricos de plagioclásio ou de grãos parcialmente reabsorvidos por feldspato alcalino, nas margens de rápido resfriamento, aponta para um cristalização precoce do plagioclásio, que posteriormente entrou em desequilíbrio com o líquido magmático, sendo reabsorvido pelo feldspato alcalino em equilíbrio no magma. Nas amostras do centro observam-se cristais de feldspato alcalino e albita, ao redor do feldspato alcalino perfitico. Tal textura indica a presença de plagioclásio e feldspato alcalino *subsólido*, cristalizados a partir do líquido magmático, e uma segunda geração de albita produzida por exsolução em condições *subsólido*. Esta evolução dos feldspatos indica um crescimento progressivo da aH₂O ao lon-

go da cristalização magmática como descrito em Nekvasil (1990).

As complexas relações entre piroxênios e anfibólios que geram texturas como grãos de augita com núcleo de edenita e núcleo de diopsídio com borda de edenita, observadas na mesma amostra, são explicadas pela zonação composicional do piroxênio, devido à variação da composição química do magma com o decorrer da cristalização. Quando a edenita é estabilizada, o diopsídio é mais facilmente substituído por estar em desequilíbrio com o líquido, gerando então a textura onde núcleos de edenita são circundados por augita. Outros grãos de diopsídio, no entanto, não apresentam tal zonação e, quando da transformação para edenita ou magnesiohornblenda, essa ocorre tipicamente nas bordas do grão. Isto é comum principalmente na borda do corpo onde ocorreu rápida cristalização impedindo a evolução dos diopsídios para augita.

Alguns grãos de feldspato alcalino da borda do corpo e todos os feldspatos alcalinos do centro apresentam extinção ondulante, formação de subgrãos ou até mesmo recrystalização, característica esta atribuída ao contato mecânico entre as fases cristalizadas durante o intenso fluxo magmático verificado na ascensão e cristalização dos magmas. A presença de contatos retos entre os subgrãos indica temperaturas mínimas em torno de 450-500°C durante sua formação, admitindo-se neste caso temperaturas magmáticas em torno de 900°C. Esse fluxo foi intenso a ponto de segregar piroxênios e anfibólios formando leitos máficos de grandes dimensões. A segregação de anfibólio pelo fluxo indica fluidez nos estágios mais avançados da cristalização. Os enclaves máficos microgranulares também são alinhados segundo o fluxo e parcialmente desagregados devido a sua intensidade. Algumas amostras da borda apresentam subgrãos de quartzo e quartzo recrystalizado, o que está relacionado à atuação de uma zona de cisalhamento tardia cortando o sienito.

A cristalização inicial de diopsídio e plagioclásio indica que o magma no início da cristalização era empobrecido em água. Já a cristalização abundante de edenita em estágios mais avançados da cristalização aponta para um aumento considerável da aH_2O , corroborando o evidenciado pela evolução dos feldspatos. Essa feição é resultado do aumento do conteúdo de água na fusão pela precipitação de minerais anidros, caracterizando assim condições não tamponadas de cristalização.

Com o aumento da diferenciação as razões $FeO/(FeO+MgO)$ aumentam nos piroxênios, e diminuem nos anfibólios e micas. O aumento desta razão nos piroxênios indica que não houve variação na fO_2 do magma, durante a cristalização destes minerais nos estágios iniciais. Já o aumento das razões Mg/Fe em anfibólios e micas com o decorrer da cristalização, somado à presença freqüente de magnetita associada aos anfibólios, indica o aumento do potencial de oxidação do magma com o avanço da cristalização.

As rochas cumuláticas não foram formadas no início da cristalização do magma, mas sim em uma fase mais adiantada, pois nestas rochas observa-se a predominância de anfibólio, freqüentemente como grãos subédricos, associado ao piroxênio. Conclui-se, portanto, que estes cumulados foram formados em um estágio mais avançado da cristalização, devido ao fluxo magmático que concentra em zonas de fluxo menos intenso a mineralogia máfica já incluindo cristais de anfibólio.

A evolução composicional dos anfibólios e piroxênios, bem como a cristalização precoce de plagioclásio, são feições coerentes com a afinidade shoshonítica do magma sienítico, indicada pelos dados geoquímicos e pelas relações de campo com a Formação Arroio dos Nobres, e consequentemente com a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. A cristalização precoce de apatita e zircão confirma seu caráter metaluminoso enriquecido em fósforo, compatível também com magmas desta afinidade.

A presença de uma assembléia mineral constituída por biotita magnésiana, clorita, carbonato, fluorita, sulfetos e óxidos de ferro e titânio secundários representa um provável evento hidrotermal *subsólido*. Essa hipótese é também reforçada pela presença de magnetita e ilmenita com baixos teores de ulvoespínlio e hematita respectivamente, o que indica condições de re-equilíbrio sob temperaturas inferiores a 500°C.

Agradecimentos Este artigo é parte da dissertação de mestrado em geociências da primeira autora (CPGeo-UFRGS), com apoio financeiro do CNPq na forma de bolsa de mestrado e do PRONEX. Os autores agradecem aos dois revisores anônimos da RBG pelas recomendações e sugestões de melhoria do mesmo.

Referências

- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80:549-559
- Ayer J.A. 1998. The Mafic Minerals of the Falcon Island Ultrapotassic Pluton, Lake of the Woods, Ontario: Progressive Reduction During Fractionation. *Canadian Mineralogist*, 36:49-66
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R., Hartmann L.A., Silva L.C. 1996. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 10:263-274
- Bailey S.W. 1984. Classification and structures of the micas. In Bailey S.W. (ed.) *Micas*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 13:1-12
- Bitencourt M.F., Gastal M.C.P., Kirchheim R.E., Costa K.B., Toledo F.A.L. 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo granítico Encruzilhada (CGE), RS. In: *Primer Simpósio Internacional Del Neoproterozoico-Cambrico De La Cuenca Del Plata*. Uruguay, *Resúmenes extensos, tomo II*.
- Bonin B. 1986. *Ring Complex Granites & Anorogenic Magmatism*. 1 ed. Oxford, North Oxford Academic Publishers, 189p.
- Bonin B. & Giret A. 1985. Clinopyroxene compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, 3:175-183
- Brown W.L. & Parsons I. 1989. Alkali feldspars: rates, phase transformation and behaviour diagram for igneous rocks. *Mineralogical Magazine*, 53:25-42
- Carmichael I.S.E. & Nicholls J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 72:4665-4687
- Conceição R.V., Conceição H., Lafon J.M. 1997. Petrologia dos Sienitos Alcalinos Potássicos do Maciço de Santanópolis, BA. *Geochimica Brasiliensis*, 11:133-152
- Conceição H., Oliveira O.M.C., Martin H., Rosa M.L.S., Conceição R.V., Plá Cid J. 1997. Petrologia do Magmatismo Alcalino Potássico com Afinidade Lamprofítica e Assinatura de Subducção no Sul do Estado da Bahia: Maciço Sienítico de Anuri. *Geochimica Brasiliensis*, 11:171-186
- Cordani U.G., Halpern M., Berenholc M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, texto explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim – DNPm, Brasília, p. 70-84
- Dall'Agnol R., Pichavant M., Champenois M. 1997. Iron-titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *An. Acad. Bras. Ci.*, 69:325-347
- Deer W.A., Howie R.A., Zussmann J. 1966. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Logmans (Ed.), London – UK, 528 p.
- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51:431-435
- Edgar A.D. & Vukadinovic D. 1993. Potassium-rich clinopyroxene in the mantle: Na experimental investigation of a K-rich lamproites up to 60 Kbar. *Geochem. Et Cosmoch. Acta*, 57:5063-5072
- Erlank A.J. & Kushiro I. 1970. Potassium contents of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 68:23-236
- Halpern M., Cordani U.G., Berenholc M. 1974. Geochronology of Rio Grande do Sul State, Southeastern Brazil. CPGeo – IG/USP, São Paulo (rel. int., inédito)
- Harlow G.E. 1996. Structure refinement of a natural K-rich diopside: The effect of K on the average structure. *American Mineralogist*, 81:632-638
- Jost H., Brod J.A., Holz M., Kuhn A., Flor M.A.D., Kronbauer A., Dillemburg S. 1985. Geologia Estrutural, Petrografia e Petrologia do Sienito Piquiri (Proterozoico Superior), Rio Grande do Sul. In: SBG, *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 2, Florianópolis, *Anais*, 63-81
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14:169-186
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresh W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. & Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82:1019-1037

- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1991. Evolução petrográfica e geoquímica dos magmas shoshoníticos. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1. Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 3, São Paulo, *Anais*, 1:147-150
- Luth R.W. 1992. Potassium in clinopyroxene at high pressure: Experimental constraints (abs.) EOS, 73:608
- Luth R.W. 1997. Experimental study of the system phlogopite-diopside from 3.5 to 17GPa. *American Mineralogist*, 82:1198-1209
- Morimoto C.N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73:1123-1133
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1985. A associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15:139-146
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences de Paris*, 301:813-818
- Nekvasil H. 1990. Reaction relations in the granite system: Implications for trauquytic and syenitic magmas. *American Mineralogist*, 75:560-571
- Patiño Douce A.E. & Beard J.S. 1996. Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology*, 37:999-1024
- Plá Cid J., Bonin B., Conceição H., Nardi L.V.S. 2000. Mineralogical and geochemical discrimination between K-rich syenites in Northeastern Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, *Abstracts*, CD-rom.
- Plá Cid J., Nardi L.V.S., Stabel L.Z. 2001a. K-clinopyroxene and potassic pargasite in mafic microgranular enclaves of Piquiri Syenite, southernmost Brazil: evidences of syenitic and lamprophyric magma mingling at high pressure. Submetido à *Contributions to Mineralogy and Petrology*
- Plá Cid J., Nardi L.V.S., Conceição H., Bonin B. 2001b. Anorogenic alkaline granites from Northeast Brazil: major, trace, and rare-earth elements in magmatic and metamorphic biotite and Na-mafic minerals. In: Gwalani L.G., Burke K., Lytwyn J. (eds) Alkaline and Carbonatitic magmatism - Part II. The Journal of Asia Earth Sciences (No prelo).
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist*, 36:905-912
- Rock N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. Blackie, Glasgow, 285p.
- Soliani E. Jr. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 425p.
- Spencer K.J. & Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66:1189-1201
- Steiger R.H. & Hart S.R. 1967. The Microcline-Orthoclase Transition within a Contact Aureole. *The American Mineralogist*, 52:87-116
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Sci. Rev.*, 12:1-33
- Stussi J.M. & Cuney M. 1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology*, 37:1025-1029
- Vieira Jr. N., Fernandes L.A.D., Koester E., Scherer C.S. 1989. Enclaves Microgranulares do Maciço de Piquiri – RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 29:185-206

Manuscrito A-1196

Recebido em 05 de dezembro de 2000

Revisão dos autores em 05 de maio de 2001

Revisão aceita em 10 de maio de 2001