

LITOGEOQUÍMICA, QUÍMICA MINERAL E TERMOBAROMETRIA DO METAGABRO DE APIAÍ, SP

Marcos Aurélio Farias de OLIVEIRA¹; Vanderlei MANIEST²; Antônio José Ranalli NARDY¹

(1) Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE, UNESP. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereços eletrônicos: maurelio@rc.unesp.br; nardy@rc.unesp.br

(2) Departamento de Geografia, Universidade Federal de Rondônia.

Introdução
Situação geológica
Petrografia
Litogeoquímica
Química mineral
 Piroxênio
 Plagioclásio
 Anfibólio
 Biotita
 Clorita
Estimativas de temperatura e pressão
 Temperatura de cristalização ígnea
 Hornblenda castanha *subsolidus*
 Temperatura de metamorfismo
Conclusões
Agradecimentos
Referências bibliográficas

RESUMO – A porção meridional do Cinturão de Dobramentos Ribeira é constituída por um imenso pacote de rochas metavulcanossedimentares que encerram numerosas ocorrências de rochas ígneas básicas. Uma dessas ocorrências merece destaque pelas suas dimensões, composição, situação geológica e idade. Trata-se do metagabro de Apiaí. O presente estudo caracteriza a litogeoquímica dessa rocha como proveniente de basalto oceânico, de caráter toleítico, sub alcalino. Análises petrográficas mostram serem constituídas por piroxênios (augita e hiperstênio), Mg hornblenda e plagioclésio (labradorita). Também foram encontrados actinolita e clorita, formados durante o metamorfismo de baixo grau que afetou essa rocha. Esses minerais foram analisados por microsonda eletrônica e determinadas suas composições químicas. Os dados de piroxênio e plagioclásio, resultantes dessas análises, revelam temperaturas de cristalização do metagabro entre 924 e 1241°C. Temperaturas menores foram obtidas pela Mg-hornblenda e situam-se entre 776 e 927°C. A pressão de cristalização foi calculada e está em torno de 3,2 a 4,5 kbar. Os parâmetros metamórficos, obtidos em função da presença de actinolita e clorita, indicam temperaturas entre 420 e 484°C. **Palavras-chave:** Cinturão de Dobramentos Ribeira; Rochas básicas; Metagabro de Apiaí; Geotermobarometria.

ABSTRACT – The southern portion of the Ribeira Fold Belt consists of a huge package of metavolcanosedimentary rocks with many occurrences of basic igneous rocks. One of these occurrences is the metagabbro of Apiaí, south of São Paulo State, Brazil. The present studies characterizes the lithogeochemistry of these rocks as oceanic tholeiitic subalkaline basalt. Petrography and mineral chemistry data showed that rocks have a mineralogical paragenesis of pyroxenes (augite and hypersthene), Mg-hornblende and plagioclase (labradorite). Actinolite and chlorite are present as a result of low grade metamorphism that affected the region. Thermobarometric calculation using the composition of pyroxene and plagioclase showed the metagabbro crystallization temperatures between 924 and 1241°C. Lower values of temperature in the range of 770 and 927°C were obtained by Mg-hornblende. The pressure of crystallization was calculated and is around 3.3 to 4.5 kbar. The metamorphic temperature obtained by actinolite and chlorite showed values from 420 to 484°C.

Keywords: Ribeira Fold Belt, Basic Rocks, Apiaí Metagabbro, Geothermobarometer.

INTRODUÇÃO

O metagabro de Apiaí ocorre no sul-sudeste do estado de São Paulo, um pouco ao norte da cidade de Apiaí e cerca de 35 Km ao norte da cidade de Adrianópolis no Paraná. Constitui um corpo alongado no sentido NE-SW e, segundo Campanha (1991), estende-se por cerca de 30 Km com largura que varia entre 1,5 e 2,5 Km. Sua forma de ocorrência é intrusiva e acha-se encaixado em metassedimentos da porção superior do Grupo Açungui. A presente

pesquisa visa apresentar dados de litogeoquímica e principalmente de química mineral no sentido de contribuir para o conhecimento da evolução petrológica deste corpo de rocha básica. Dados isotópicos indicam uma idade de 885 ± 53 Ma para esta metabásica (Oliveira et al., 2002).

Os dados ora apresentados referem-se à petrografia, litogeoquímica, química mineral e geotermobarometria do metagabro de Apiaí.

SITUAÇÃO GEOLÓGICA

O metagabro de Apiaí representa um corpo alongado, intrusivo na porção meridional do Cinturão de Dobramentos Ribeira como definido por Almeida et al., 1973. O Cinturão Ribeira e, no caso do metagabro, o Domínio Apiaí, no qual se insere, vem sendo estudado e caracterizado por diversos autores, representando uma porção crustal que foi afetada pelos principais eventos tectono-metamórficos do Neo-proterozóico e início do Paleozóico, tendo constituição complexa onde se observam rochas do embasamento arqueanas até paleoproterozóicas, conjuntos de rochas metassedimentares e netavulcanossedimentares de idade mesoproterozóica até neoproterozóicas além de corpos graníticos intrusivos neoproterozóicos, amalgamados durante a orogenia neoproterozóica (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campanha & Sadowski 1999; Janasi et al., 2001; Heilbron & Machado 2003; Heilbron et al., 2004; Leite et al., 2007).

Nesse contexto o metagabro de Apiaí acha-se encaixado no pacote metavulcanossedimentar do Super Grupo Açungui, Grupo Votuverava (Campanha & Sadowski, 1999; Daitx et al., 1990) e mais especificamente da Formação Serra da Boa Vista (Campanha, 1991), constituída por metamargas, metacalcários e metapelitos, metamorfisados na fácies xistos verdes e, junto à intrusão básica, afetados por metamorfismo de contato (Figura 1). Com relação à idade, é importante destacar que o valor de 885 ± 53 Ma (Oliveira et al., 2002) coaduna-se perfeitamente com a complexa constituição do Cinturão Ribeira e, segundo esses autores representaria a idade de extração do líquido magmático do manto. Por outro lado, a idade U/Pb de 617 ± 4 Ma, determinada por Hackspacher et al., 2000, interpretada como idade de cristalização, poderia, entretanto, representar a idade do metamorfismo que afetou essa rocha.

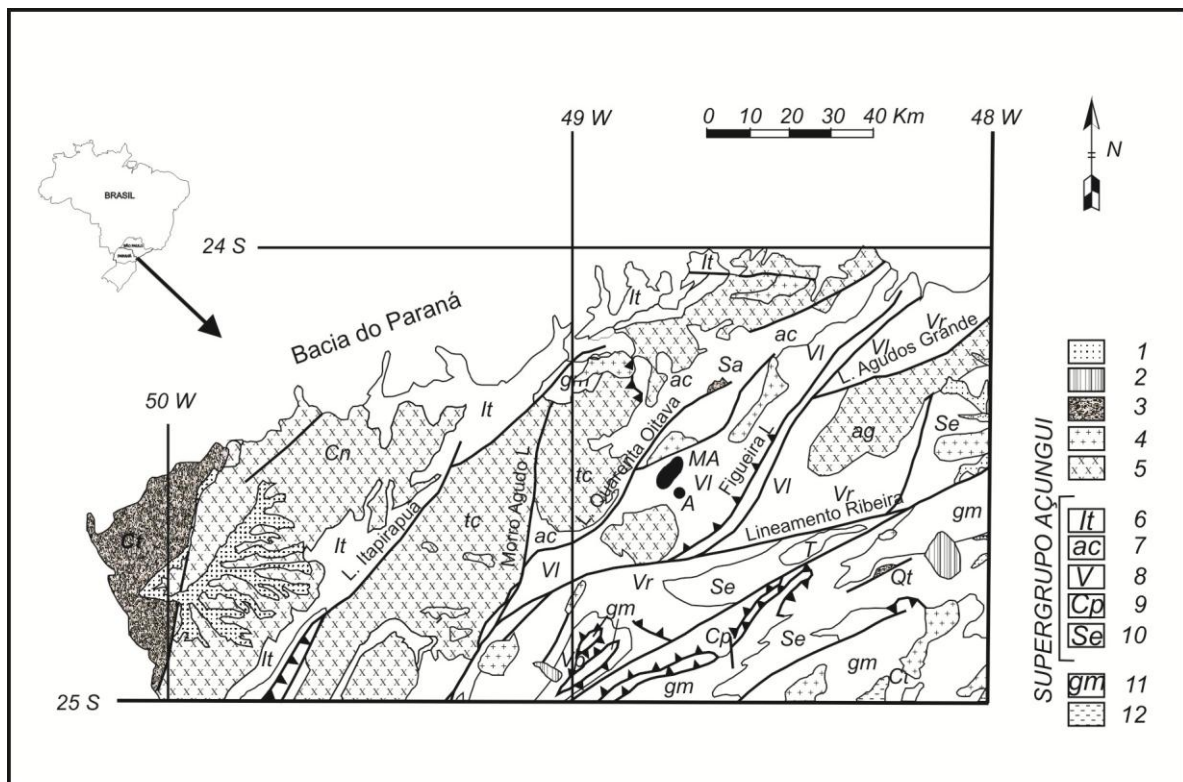


Figura 1. Principais unidades litoestratigráficas do Domínio Apiaí, com a localização do metagabro. (1) Coberturas sedimentares cenozóicas; (2) Rochas alcalinas mesozóica; (3) bacias pull-apart tardias: Ct, Grupo Castro; Qt, Formação Quatis; Sa, Conglomerado Samambaia; (4) granitos pós tectônicos; (5) granitos sin a tardi tectônicos (Cn, Complexo Cunhaporanga; tc, Complexo Três Córregos; ag, Complexo Agudos Grandes); Super Grupo Açungui: (6) Grupo Itaiacoca (It); (7) Formação Água Clara (ac); (8) Grupo Votuverava (VI, Sub Grupo Lageado; Vr, Sub Grupo Ribeira indiviso; Vi, Formação Iporanga; Vp, Formação Perau); (9) Formação Capiru (Cp); (10) Grupo Setuva (Se); (11) Complexo Gnáissico migmatítico (gm); (12) Complexo Costeiro (SN, Serra Negra; Ch, Xistos Cachoeira). MA – metagabro de Apiaí; A – cidade de Apiaí. Modificado de Campanha & Sadowski (1999).

PETROGRAFIA

Pelas amostras coletadas ao longo do grande corpo de rocha básica que constitui o metagabro de Apiaí observa-se que essas rochas preservam sua natureza ígnea, observando-se apenas localmente e, ao longo de fraturas, modificações metamórficas. Seu aspecto geral é homogêneo, exibindo coloração cinza esverdeada escura, pontilhada por porções milimétricas esbranquiçadas com formas irregulares ou ripiformes, correspondentes aos cristais de plagioclásio. A textura apresentada é intergranular subofítica, chegando localmente a ofítica, com granulação predominantemente fina, com tamanho médio dos grãos entre 0,2 e 0,5 mm e mais raramente entre 2 e 4 mm, podendo algumas vezes atingir 7 mm de

comprimento. A maioria das amostras coletadas exibe textura isotrópica e esporadicamente orientação fraca a moderada, devido ao fluxo ígneo.

Dentre os litotipos predominam gabronorito e, de modo subordinado, leuco gabronorito (Figura 2), sendo este último representante dos termos mais evoluídos que aparecem nas porções de topo e mais raramente em porções intermediárias do corpo.

A mineralogia dessas rochas é tipicamente de origem ígnea sendo pequenas ou inexistentes as modificações causadas por processos metamórficos posteriores. É composta por: augita (15 a 30%), hiperstênio (9 a 25%), plagioclásio (50 a 60%), hornblenda

verde oliva acastanhada (2 a 4%), opacos (1 a 6%), biotita (traços até 3%), e traços de feldspato potássico, quartzo e apatita. Com alguma frequência ocorrem fraturas formando redes dispostas de forma irregular, representando domínios modificados ou não pelo metamorfismo. Ao longo dessas fraturas e nas suas imediações, pode por vezes ocorrer intensa redução da granulação e forte orientação dos minerais. Nesse caso observa-se a ocorrência de uralitização parcial ou por vezes total do piroxênio, resultando na associação metamórfica com actinolita, Fe-hornblenda actinolítica, Fe-hornblenda, albíta, clorita, epidoto e titanita.

O piroxênio é representado por augita e hiperstênio, constituindo cristais predominantemente prismáticos subidiomórficos ou com contornos irregulares e por vezes fraturados. A característica distintiva do hiperstênio é a birrefringência mais baixa do que a da augita, um leve pleocroísmo em tons de verde pálido e marrom rosado e a extinção reta. Já a augita, de coloração marrom, é observada substituindo ou englobando o hiperstênio, com 2V entre 20 e 55°, em função da variação composicional.

Augita e hiperstênio constituem exsoluções em porcentagens variadas, ora predominando um mineral ora outro, sob a forma de ilhas ou lamelas finas. Representam possivelmente situações de *solvus* a temperaturas elevadas, sub magmáticas.

O plagioclásio constitui cristais límpidos, tabulares, curtos ou ripiformes, exibindo normalmente a geminação da albíta e mais raramente de Carlsbad e cristais zonados. Contêm inclusões de epidoto, sericita e carbonatos.

Anfibólio, formado ainda na fase ígnea tardia, é encontrado como pseudomorfo do piroxênio. Exibe forte pleocroísmo, com tons de verde oliva a acastanhados, variando para tonalidades mais claras, ligeiramente azuladas.

De forma subordinada é encontrada a biotita em cristais de coloração vermelha amarronzada, isolados ou intercrescidos, englobando minerais opacos. Sua ocorrência é rara e pode aparecer como finos cristais, recristalizados a partir de um cristal maior.

Também pouco abundante é o feldspato potássico que ocorre de forma intersticial, com geminação em grade, associado a cristais de quartzo.

Como acessórios estão presentes opacos, apatita e titanita. Os opacos formam cristais subbedrais, por vezes amebóides a esqueletiformes, com tendência octaédrica, geralmente próximos a bandas de biotita, anfibólio e por vezes agregados de titanita. A apatita constitui finos cristais idiomórficos a subidiomórficos, aciculares e dispersos, chegando por vezes a atingir 0,6 mm de comprimento.

Pequenas transformações metamórficas ocorreram nessas rochas e, de modo geral, ao longo e nas proximidades de planos de fraturas ou falhas, formando malhas irregulares, concentradas em certos domínios onde a transformação metamórfica é marcante. Os estudos petrográficos e de campo indicam que a transformação mineral ocorreu num evento sintectônico onde augita, hiperstênio e labradorita foram transformados parcial ou totalmente em actinolita, Fe-hornblenda actinolítica, Fe-hornblenda, albíta, clorita, epidoto e titanita o que equivale a uma paragênese de fácies xistos verdes.

O anfibólio metamórfico (actinolita) aparece intimamente associado ao piroxênio, formando coroas ou cordões ao redor desse mineral, bem como ao redor do anfibólio ígneo e da biotita. A clorita ocorre como finos cristais de coloração esverdeada, preenchendo fraturas orientadas ou não, podendo localmente aparecer de modo radial. Já o epidoto aparece como pequenos pontos sobre o plagioclásio, resultado do processo de saussuritização.

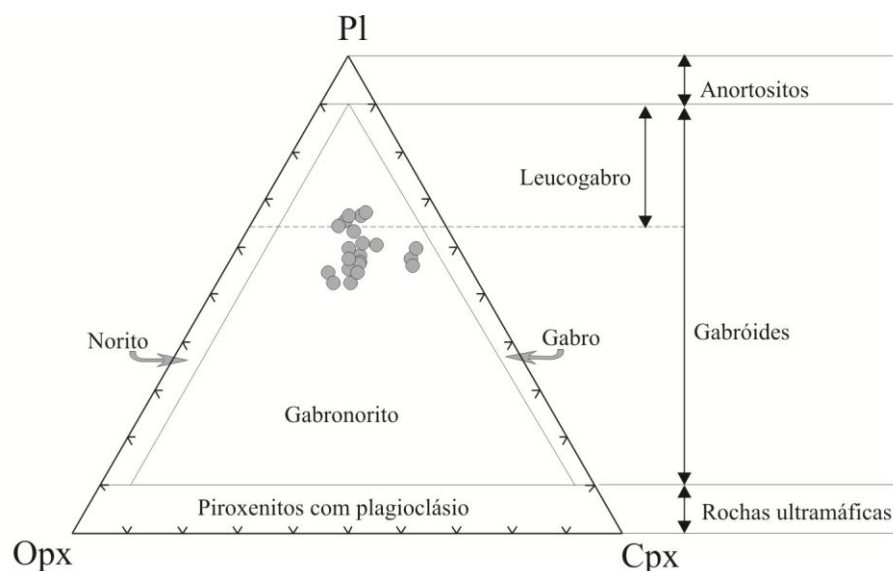


Figura 2. Classificação modal das rochas gabróicas (Streckeisen, 1976) para os litotipos do Metagabro de Apiáí.

LITOGEOQUÍMICA

Para as análises químicas de rocha total foram selecionadas 20 amostras para dosagem dos elementos maiores, menores e traços, sendo que os primeiros foram dosados por fluorescência de raios X no Labogeo (IGCE-UNESP – Rio Claro) e os demais no Activation Laboratory Ltd, Canadá. Dessas amostras 6 foram selecionadas para dosagem de elementos terras raras (ETR), que foram realizadas por ICP-AES também no Labogeo. A seleção das

amostras levou em conta a ausência de transformações superimpostas, tais como fraturas e modificações hidrotermais, metassomáticas e metamórficas. (Tabelas 1 e 2). Pelos diagramas de classificação de Le Bas et al. (1979) e TAS de Irvine & Baragar (1971) as rochas analisadas podem ser classificadas como basaltos sub alcalinos, com a variação nos teores de SiO₂ situada entre 47,05 e 51,75% (Figuras 3 e 4).

Tabela 1. Análises químicas do Metagabro de Apiaí. Unidades: elementos maiores, menores e composição normativa: % peso; elementos traços: ppm.

	PI-1	PI-2	PI-3	PI-5	PI-7	PI-9	PI-11	PI-12	PI-13	PI-14F	PI-14G	PI-15G	PI-18	PI-19	PI-21	PI-23	PI-26	PI-28	PI-30	PI-31
SiO ₂	50.43	50.58	50.33	51.75	51.19	51.26	51.54	50.99	50.63	50.63	51.16	49.76	51.45	51.02	50.07	47.05	51.04	50.98	51.11	51.13
TiO ₂	0.89	0.87	1.68	0.76	0.78	0.78	0.59	0.81	1.37	1.23	1.85	0.76	0.48	0.67	1.55	2.22	0.9	0.81	0.72	0.75
Al ₂ O ₃	12.14	12.61	15.18	14.83	14.73	14.06	15.86	11.49	15.35	14.31	11.1	14.25	15.42	13.82	15.14	12.47	13.79	13.27	15.84	12.79
Fe ₂ O _{3t}	11.13	11.12	15.44	11.67	12	13.42	10.44	11.14	13.85	14.13	18.58	12.54	9.4	9.36	14.85	20.09	10.91	15.18	10.39	12.33
MnO	0.2	0.2	0.22	0.21	0.21	0.23	0.19	0.21	0.2	0.22	0.28	0.22	0.18	0.17	0.21	0.27	0.19	0.26	0.18	0.22
MgO	9.05	9.05	4.75	7.53	7.87	8.01	7.72	10.12	5.42	5.95	6.65	7.99	8.38	8.54	5.32	7.38	8.26	8.04	7.67	9.45
CaO	13.31	13.43	9.83	10.94	10.31	10.03	11.27	13.91	10.43	9.83	9.54	10.9	11.97	13.91	10.28	8.46	13.03	9.38	11.57	11.06
Na ₂ O	1.78	1.81	2.61	2.4	2.37	2.24	2.45	1.6	2.62	2.65	2.15	2.22	2.18	1.93	2.57	2.05	2.02	2.19	2.36	1.99
K ₂ O	0.24	0.22	0.46	0.28	0.23	0.27	0.18	0.19	0.39	0.38	0.47	0.23	0.15	0.16	0.42	0.25	0.23	0.28	0.22	0.22
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.17	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.14	0.11	0.14	0.06	0.04	0.06	0.14	0.05	0.08	0.07	0.07	0.07
LOI	0.08	0.09	0.1	0.15	0.84	0.23	0.46	0.02	0.03	0.13	0.15	0.1	0.48	0.05	0.12	0.08	0.17	0.15	0.32	0.09
Total	99.25	100.06	100.77	100.6	100.62	100.59	100.75	100.54	100.42	100.09	100.67	100.72	100.17	99.71	100.67	100.37	100.63	100.62	100.46	100.09
Composição Normativa (CIPW)																				
Qz	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Opx	17.2	16.17	24.11	24.18	25.77	18.07	21.21	17.25	21.43	25.44	27.41	25.55	22.15	15.4	20.23	22.51	17.31	30.65	19.55	25.7
Cpx	33.7	33.2	16.34	20.58	18.03	18.07	19.57	36.8	18.36	18.45	22.88	21.05	22.33	32.73	18.15	14.77	29.79	17.09	20.55	23.92
Ol	4.46	5.4	1.93	2.06	2.83	2.93	3.67	5.41	2.85	1.37	4.31	2.79	2.09	3.31	4.65	13.76	4.03	3.76	4.21	4.11
mg#	61.69	61.69	37.86	56.1	56.5	54.17	59.42	64.27	43.66	45.47	41.48	55.79	63.84	64.37	41.5	42.11	59.99	51.19	59.38	60.28
Traços																				
Ni	208	96	44	78	74	76	139	108	59	53	58	74	91	91	47	75	81	95	83	91
Cr	656	405	79	75	58	64	234	393	123	86	61	58	159	358	91	65	285	97	142	112
Sr	99	115	161	147	139	125	146	100	162	146	109	141	142	107	108	115	128	126	150	131
Rb			6						7	8	7				5					
Zr	46	42	86	44	42	45	38	41	78	66	73	39	28	35	61	25	50	37	44	37
Y	14	12	24	12	9	9	11	11	22	18	21	11	6	9	15	8	13	13	11	9
Ba	211	201	376	253	236	256	227	226	336	321	365	245	202	203	357	344	253	281	195	248
Nb	3	14	5	11	10	8	15	6	2	6	12	6	16	4	3	6	17	3	7	10

Tabela 2. Análises de elementos terras raras do Metagabro de Apiaí. Valores em ppm.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
PI-1	3.11	8.34	5.44	2.04	0.73	2.05	1.88	1.39	1.06	0.17
PI-2	2.95	8.3	5.35	2.02	0.74	1.72	1.71	1.3	0.99	0.17
PI-3	7.94	19.02	11.63	3.71	1.1	3.53	3.27	2.46	1.84	0.28
PI-13	6.21	14.86	10	3.25	0.98	2.94	2.79	2.12	1.47	0.26
PI-14F	5.15	13.44	7.98	2.73	0.91	2.53	2.53	1.93	1.44	0.23
PI-14G	6.5	17.96	10.76	3.46	0.99	3.21	3.19	2.32	1.89	0.27
PI-15G	2.94	8.06	4.69	1.68	0.72	1.42	1.44	1.21	0.87	0.13
PI-21	6.3	15.69	9.09	3.03	0.99	2.67	2.58	1.97	1.51	0.25
PI-28	3.08	8.93	4.97	1.86	0.7	1.54	1.6	1.3	0.92	0.15

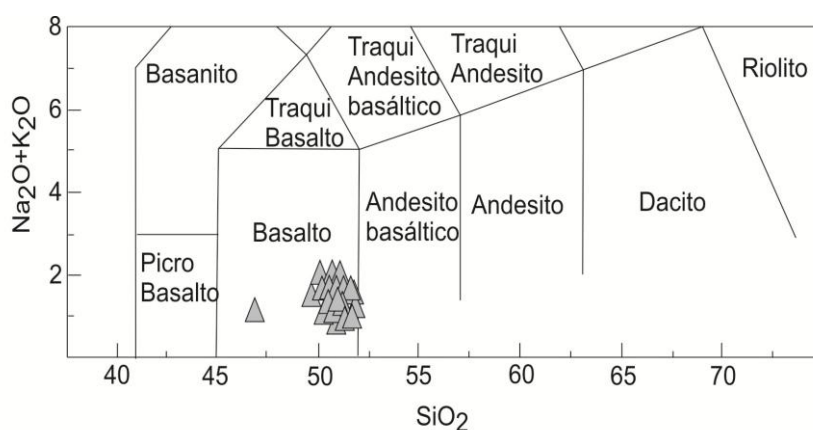


Figura 3. Diagrama álcalis vs sílica do Metagabro de Apiaí, seg. Le Bas et al.(1986).

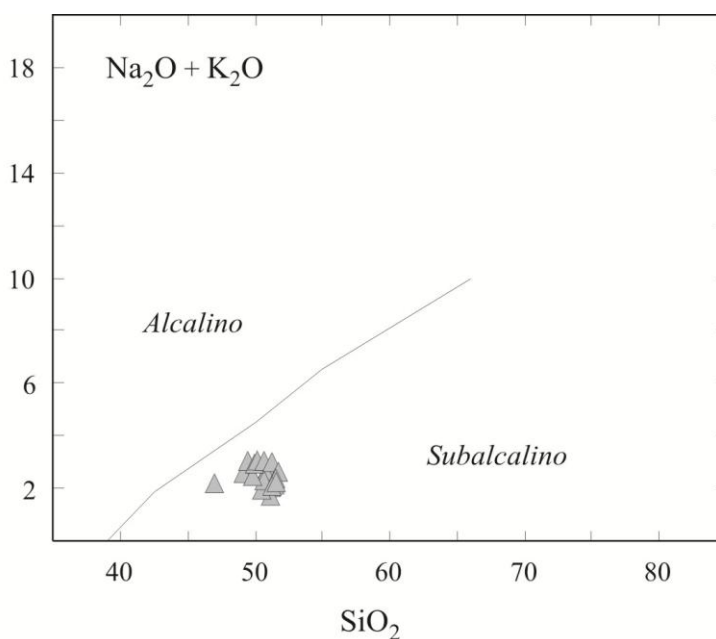


Figura 4. Diagrama sílica vs. álcalis (Irvine & Baragar, 1971), para as rochas do Metagabro de Apiaí.

A afinidade toleítica dessas rochas é evidenciada no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (figura 5).

Para uma análise do comportamento dos diversos óxidos que compõem essas rochas foram construídos diagramas binários, usando o MgO como índice de diferenciação. Para os óxidos considerados fica clara a existência de

dois agrupamentos: um com os teores de MgO mais altos, entre 7 e 11%, referente a tipos mais básicos, e outro para as amostras com teores de MgO menores entre 4 e 7%, indicando que as rochas desses dois grupos podem estar em estágio evolutivo magmático diferente. (Figuras 6 e 7).

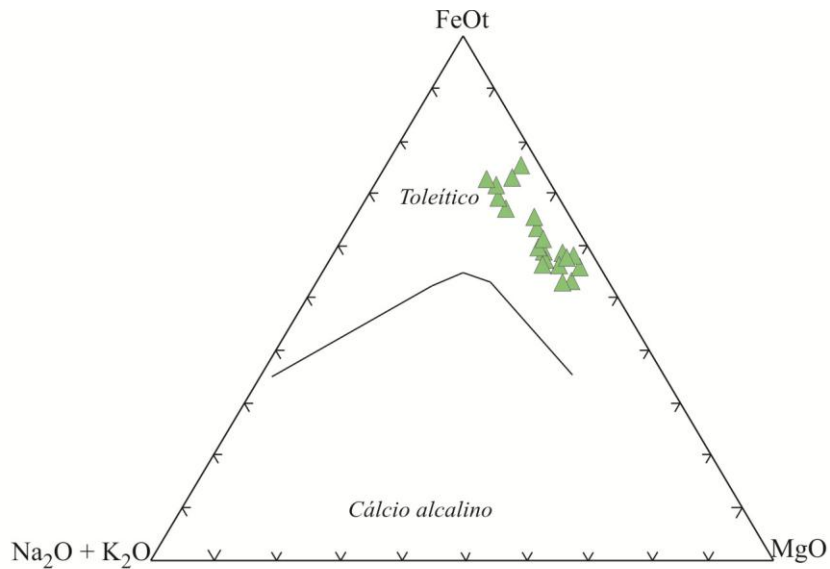


Figura 5. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), para as rochas do metagabro de Apiaí.

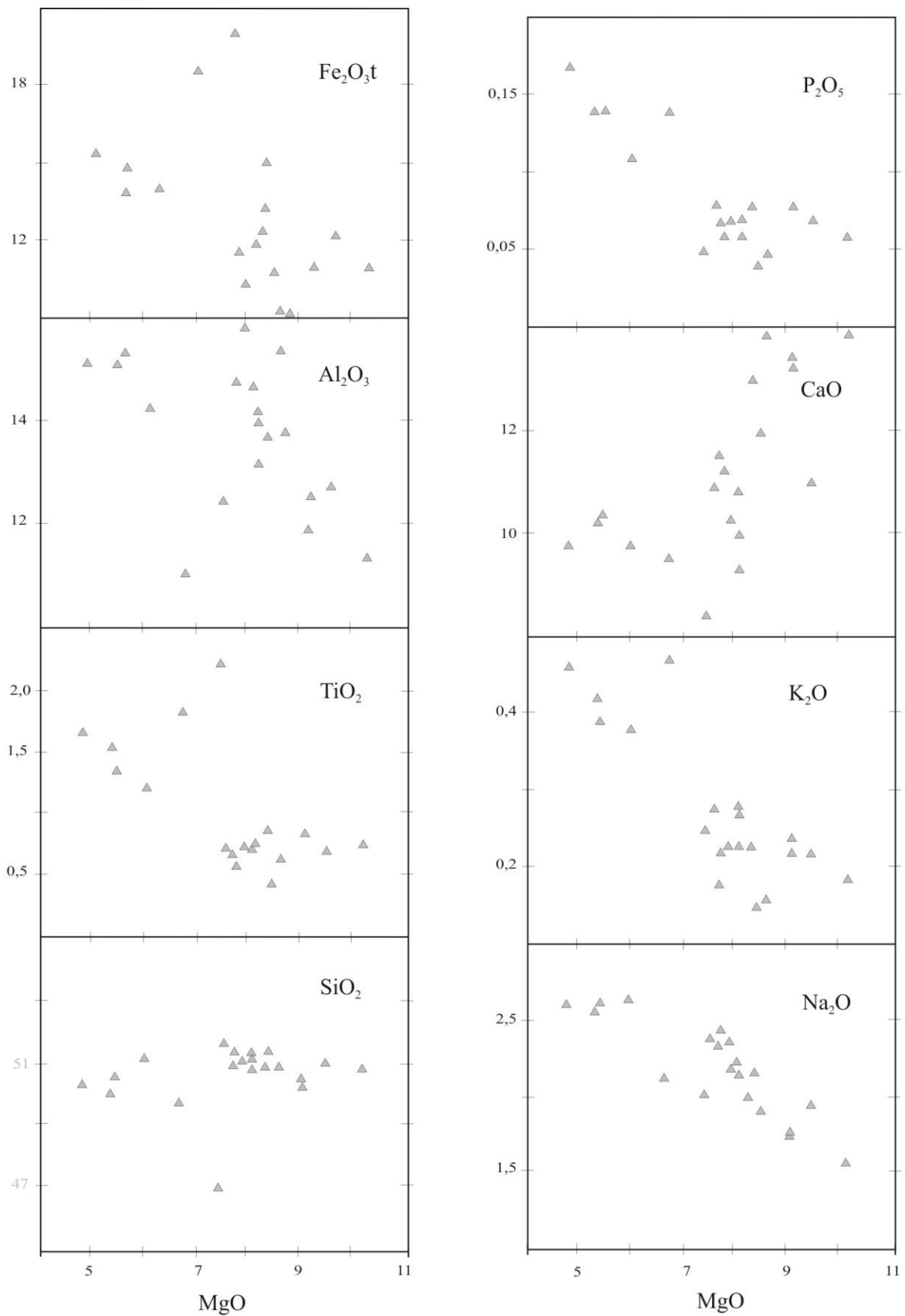


Figura 6. Diagramas de variação para elementos maiores e menores das rochas do Metagabro de Apiaí.

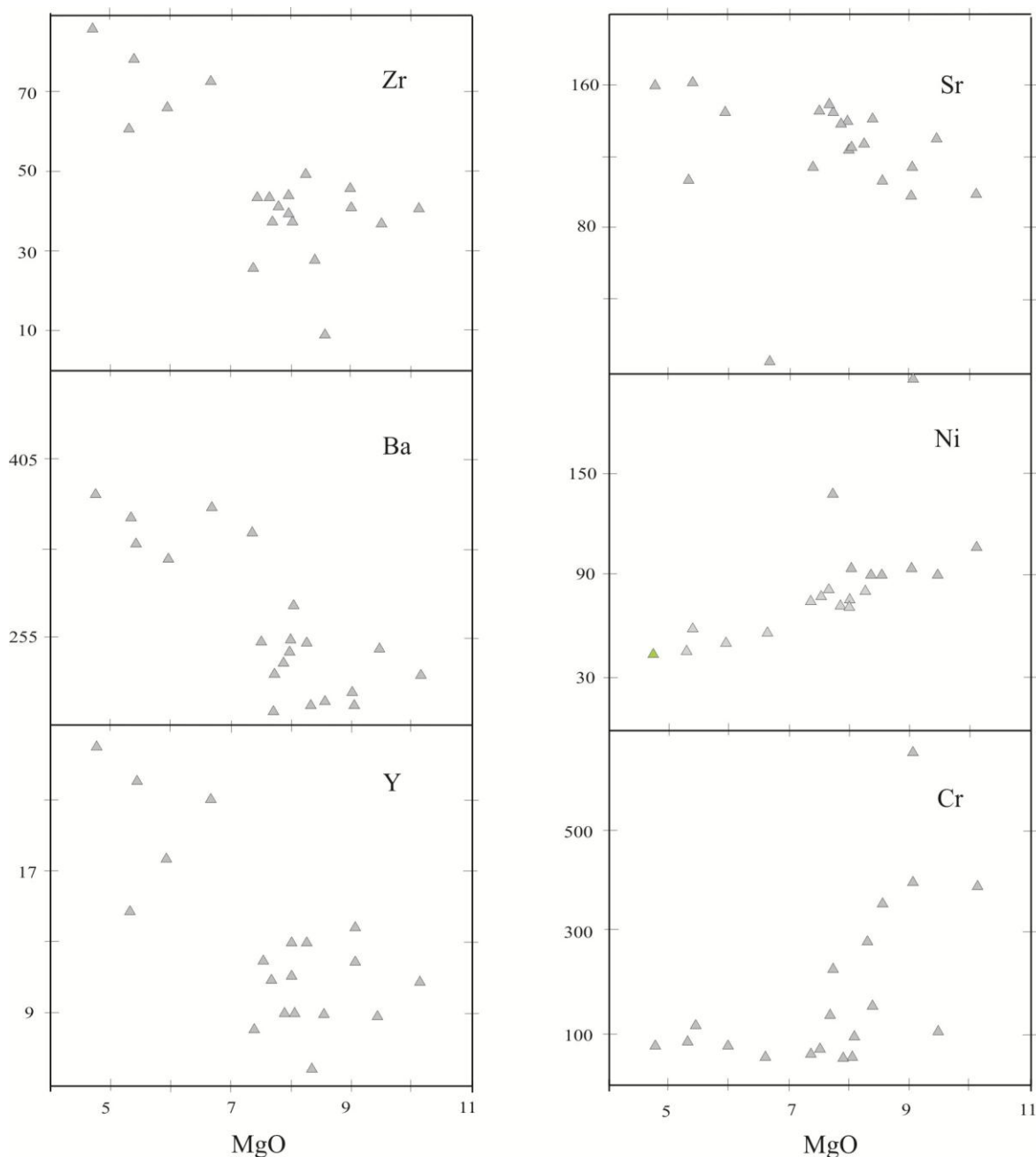


Figura 7. Diagramas de variação de elementos traços das rochas do Metagabro de Apiaí.

Quanto aos elementos terras raras, as nove amostras selecionadas exibem padrões de abundância sub horizontais e semelhantes, (Figura 8), com ΣETR_N entre 88,17 e 197,01 e levemente enriquecidos em ETR leves em relação aos pesados ($Ce_N/Yb_N = 7,87$ a $10,39$). As amostras que apresentam valores mais baixos de $mg\#$ (37,86 a 55,79) exibem ΣETR_N acima de 144, enquanto que as amostras que apresentam valores mais altos de $mg\#$ (51,19 e 61,71) a ΣETR_N situam-se entre 88,17 e 102,03, indicando a presença de rochas em estágio evolutivo diferente, como já observado nos diagramas binários.

Como destaque observa-se que o Eu apresenta anomalias ora positivas e ora negativas. A razão Eu/Eu^* apresenta empobrecimento ou enriquecimento em relação aos demais ETR. As anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 1,22$ a $1,43$) acham-se relacionadas a tipos mais diferenciados ($mg\# = 51,19$ a $61,71$) e as negativas ($Eu/Eu^* = 0,91$ a $0,97$) referem-se a tipos menos diferenciados ($mg\# = 37,86$ a $41,50$) e possivelmente tiveram influência do fracionamento magmático causado pela provável remoção do plagioclásio, durante o processo de diferenciação.

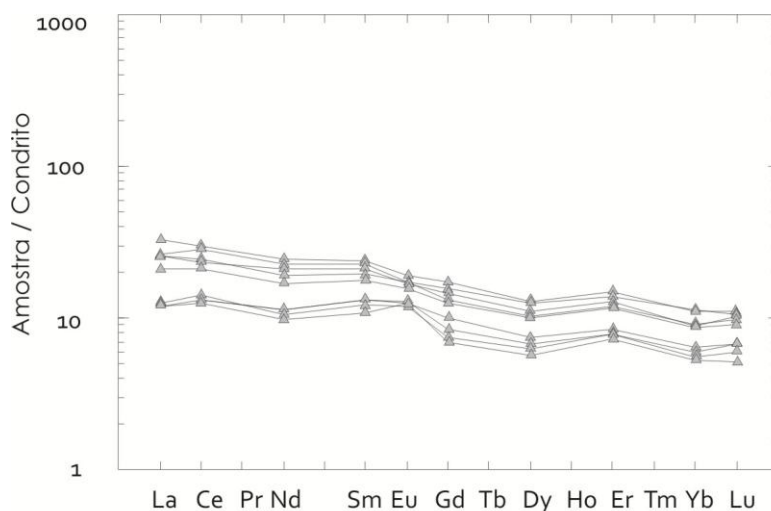


Figura 8. Padrões de abundância de ETR normalizados pelo Condrito (Eversen et al., 1978), das rochas do metagabro de Apiaí.

QUÍMICA MINERAL

As análises químicas de minerais foram obtidas em amostras representativas do metagabro de Apiaí, por microsonda eletrônica no Laboratório de Microsonda do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em equipamento marca JEOL, modelo JXA 8600, com cinco canais, com as seguintes condições de análise: corrente de aceleração do feixe de elétrons de $20 \pm 0,1 \text{ nA}$, tensão de 15 kV e feixe de elétrons de 5 μm de diâmetro, exceto para feldspatos, para os quais foi utilizado um feixe de elétrons de 10 μm . Silicatos naturais foram usados como padrão para todos os elementos.

Para a escolha das amostras foram usados critérios petrográficos, visando caracterizar as diversas fases minerais presentes e também variações químicas internas dos cristais. Os minerais analisados foram: piroxênio, plagioclásio, anfibólio, biotita, clorita e opacos.

Piroxênio

Foram analisados clino e ortopiroxênio e a partir das análises foram calculados o número de cátions e porcentagem dos componentes: wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs). O diagrama triangular de Poldervaart & Hess, 1951 mostra que os pontos analisados posicionam-se nos campos da augita e do

hiperstênio. Observa-se também que hiperstênio e augita coexistem muitas vezes num mesmo cristal. (Figura 9).

Plagioclásio

A caracterização química do plagioclásio foi obtida através de diversos pontos de análises nas amostras do metagabro de Apiaí. Além da composição química foram também averiguados possíveis zoneamentos composicionais, realizando-se perfis em alguns cristais selecionados. Como resultado foram observadas apenas pequenas variações que não indicam zoneamento.

Os dados obtidos foram calculados com base em 32 átomos de O, usando-se o programa MINPET versão 2.0. Os dados químicos foram projetados no diagrama Ab-An-Or, onde se podem ver composições de andesina cálcica até labradorita cálcica para o plagioclásio ígneo. Foram registrados pontos com albita e oligoclásio, possivelmente resultantes do metamorfismo. (Figura 10).

Anfibólio

A partir das análises químicas do anfibólio a classificação desses minerais foi feita, utilizando-se a proposta de Leake et al. (1997), conforme a figura 11, efetuando os cálculos estruturais na base de 23 átomos de O, mostra

que o anfibólio resultante da fase ígnea e, que ocorre frequentemente associado ao piroxênio, é representado pela Mg hornblenda. Já aquele resultante do metamorfismo é a actinolita, com pleocroísmo moderado em tons de verde, ou Fe-actinolita com pleocroísmo mais forte, com tons de verde a verde azulado.

Biotita

A biotita juntamente com o anfibólio verde oliva acastanhado, representa a fase mineral hidratada da cristalização magmática. Constitui lamelas de coloração vermelha amarronzada, isoladas e com opacos associados.

Os dados químicos obtidos indicam a existência de dois grupos de composição distinta: o primeiro com biotita rica em MgO e

relacionada com rochas menos diferenciadas (mg# = 37,86 a 41,50) e enriquecidas em MgO e CaO e o segundo, constituído por biotita mais rica em FeO e TiO₂ e ocorrendo em rochas mais diferenciadas (mg# = 51,19 a 61,71) e enriquecidas em K₂O, Na₂O, TiO₂, Fe₂O_{3t}, P₂O₅ e ΣETR_N.

Clorita

Cristais de clorita são observados ao longo e nas proximidades de fraturas em algumas amostras estudadas, sendo que este mineral faz parte da associação metamórfica. As análises realizadas mostram pouca variação composicional, sendo a clorita classificada como ripidolita.

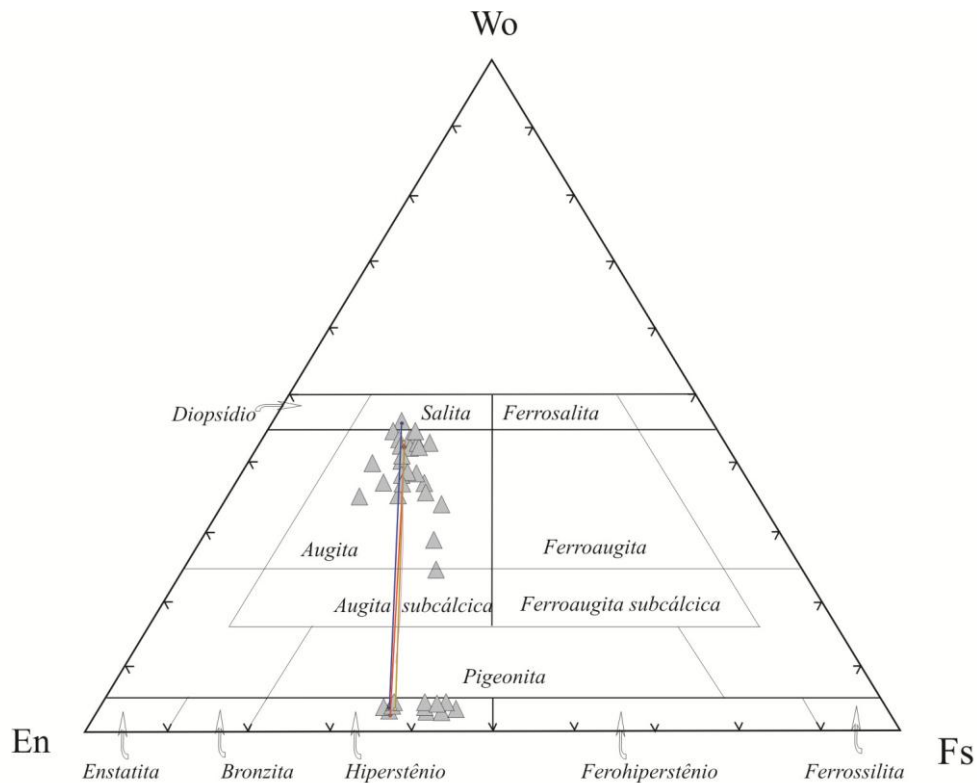


Figura 9. Representação dos piroxênios no diagrama En-Wo-Fs de Poldervaart & Hess (1951) para as rochas do Metagabro de Apiaí. As linhas verticais indicam a coexistência de augita e hiperstênio em exsolução num mesmo cristal.

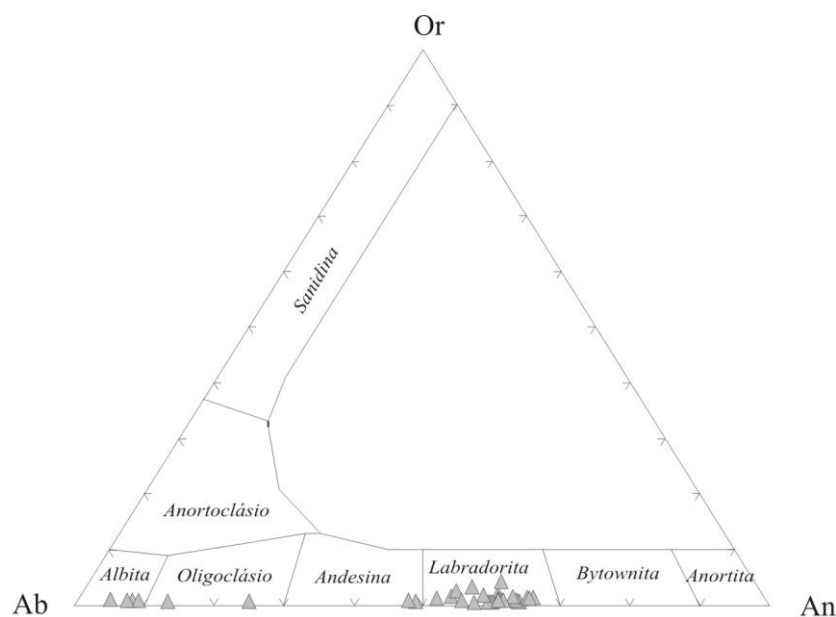


Figura 10. Diagrama ternário Ab-An-Or para os plagioclásios pertencentes às rochas do Metagabro de Apiaí.

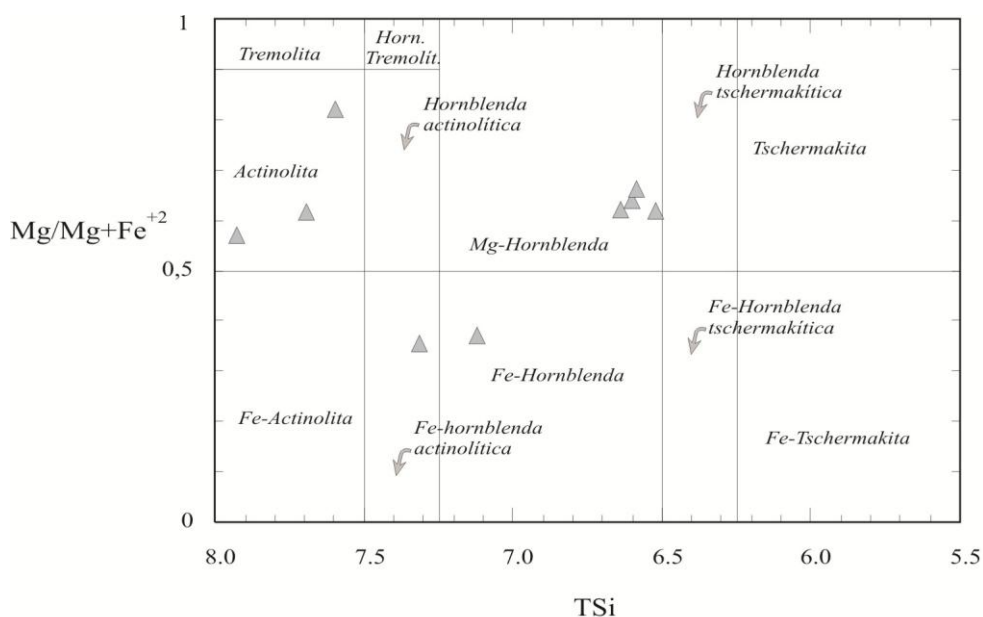


Figura 11. Classificação dos anfibólios pertencentes às rochas do Metagabro de Apiaí, segundo a proposta de Leake (1997).

ESTIMATIVAS DE TEMPERATURA E PRESSÃO

Dados de química mineral para os piroxênios, plagioclásio e anfibólios permitem a utilização de geotermômetros e geobarômetros e com isso estabelecer parâmetros físicos a que foram submetidos essas rochas. Para isso foram selecionados cristais de mesmo tamanho e em contato entre si, por terem maior probabilidade de estarem em equilíbrio.

Foram utilizados os geotermômetros de Wood & Banno (1973); Wells (1977); Kretz

(1982) e Ishii (1975) para as estimativas de temperatura de cristalização ígnea do orto e clinopiroxênio e Kudo & Weill (1970) e Mathez (1973), para as temperaturas ígneas do plagioclásio. Para calcular as temperaturas de cristalização da hornblenda castanha ígnea, do metagabro de Apiaí, foram usados os termômetros de Otten (1984) e Blundy & Holland (1990) e, para as estimativas de pressão de cristalização deste mesmo mineral

foram utilizados os geobarômetros de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Johnson & Rutherford (1989). Além disso, para a obtenção das temperaturas de metamorfismo foi utilizada a calibração de Spear (1993).

Temperatura de cristalização ígnea

Os estudos petrográficos feitos em amostras do metagabro de Apiaí mostram a coexistência de clinopiroxênio rico em Ca (augita) e ortopiroxênio pobre em Ca (hiperstênio), sendo assim possível aplicar os geotermômetros de Wood & Banno (1973) e Wells (1977), que são baseados no equilíbrio do intervalo de miscibilidade dos dois piroxênios. Os resultados obtidos situam-se no intervalo de **924 a 1088°C**, destacando-se que as temperaturas mais elevadas correspondem a cristais de clinopiroxênio mais ferríferos e menos cálcicos. Também foram empregados geotermômetros de Kretz (1982) e Ishii (1975), para esse mesmo par mineral, obtendo-se temperaturas entre **1053 e 1121°C**.

Quanto ao plagioclásio, para calcular suas temperaturas ígneas, foram utilizadas as calibrações de Kudo & Weill (1970) e Mathez (1973), obtendo-se valores de temperatura entre **1190 e 1241°C** para pressões de 0,5 kbar, valores esses um pouco superiores aos encontrados para os piroxênios.

Hornblenda castanha *subsolidus*

O geotermômetro de Otten (1984) utiliza o conteúdo de Ti na hornblenda para qualquer composição de magma, enquanto que a calibração de Blundy & Holland (1990) baseia-se no conteúdo de Al^{VI} no anfibólio que ocorre junto ao plagioclásio. A precisão desse termômetro está em torno de 75°C, quando as rochas se situam no intervalo de temperatura entre 500 e 1000°C.

Para as rochas estudadas os cálculos para a hornblenda castanha indicam temperaturas de formação entre 776 e 927°C, situando-se portanto abaixo da temperatura de cristalização dos piroxênios e do plagioclásio e abaixo do limite superior de estabilidade da hornblenda em magmas basálticos subalcalinos que é de 1050°C, sugerindo que sua formação não se relaciona ao processo de cristalização magmática e sim a uma origem *subsolidus*, envolvendo uma fase fluida com água como componente principal, havendo a participação de elementos químicos dos minerais magmáticos. Esses fluidos podem ser provenientes do próprio magma, durante o processo de resfriamento e solidificação.

Para estimativas de pressão foram aplicados os geobarômetros de Hammarstrom & Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987), calibrados inicialmente para plutons cálcio alcalinos e o geobarômetro de Johnson & Rutherford (1989) também inicialmente calibrados para vulcânicas cálcio alcalinas. Os resultados obtidos indicam valores de pressão entre 3,2 e 4,5 kbar para o metagabro de Apiaí.

Temperatura de metamorfismo

As rochas estudadas do corpo básico de Apiaí evidenciam terem estado submetidas a processo metamórfico, com feições de recristalização ao longo de fraturas, indicativas de entrada de fluidos, predominantemente externos, ricos em água. A temperatura deste metamorfismo foi estimada utilizando-se o geotermômetro de Spear (1993), que se baseia no equilíbrio do par plagioclásio-anfibólio. Os resultados dessa aplicação mostram temperaturas entre 420 e 480°C, indicando condições metamórficas da zona da actinolita, fácies dos xistos verdes.

CONCLUSÕES

Os estudos levados a efeito no metagabro de Apiaí demonstram que essa rocha preserva as características ígneas apesar do metamorfismo de baixo grau a que foi submetida. Petrograficamente compõem-se essencialmente de hiperstênio, augita e plagioclásio. Geoquimicamente pode ser

classificada como basalto sub alcalino de caráter toleítico e natureza oceânica, com o índice mg# variando entre 37,86 e 61,71.

Os elementos terras raras exibem assinaturas sub horizontais, com pequeno enriquecimento em ETR leves, com anomalias ora positivas ora negativas de Eu.

Os estudos de química mineral indicam que os piroxênios são do tipo augita e hiperstênio, o plagioclásio é predominantemente labradorita e o anfibólio ígneo é Mg hornblenda, enquanto que o anfibólio metamórfico é actinolita. Por fim a clorita proveniente do metamorfismo é ripidolita.

Cálculos termobarométricos realizados a partir desses minerais forneceram temperaturas de cristalização ígnea entre 924 e 1121°C, utilizando-se do equilíbrio entre piroxênios e,

entre 1190 e 1241°C, tendo como base para cálculo o plagioclásio. Já a Mg-hornblenda evidencia temperaturas de formação um pouco menores, no intervalo de 776 e 927°C. Para a pressão os valores obtidos situam-se entre 3,2 e 4,5 kbar.

Quanto ao metamorfismo os valores calculados indicam temperaturas entre 420 e 480°C, confirmando as condições de baixo grau metamórfico da fácies dos xistos verdes.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos à FAPESP pelo auxílio financeiro (Processo 97/12458-7), que tornou possível a presente pesquisa.

REFERÊNCIAS

1. ALMEIDA, F. F. M. de, AMARAL G., CORDANI U. G., KAWASHITA K. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, south of Amazon River. *In: Nairn, E. M. & Stehli, F. G. The ocean basins and margins*. New York, Plenum, p. 411-446. 1973.
2. BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 104, p. 208-224. 1990.
3. CAMPANHA, G. A. C. Tectônica proterozóica do Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 296p. 1991.
4. CAMPANHA, G. A. C. & SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, 98: 31-51. 1999.
5. CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, Southern Brazil. **J. South Am. Earth Sci**, v.8, (2), 143-162. 1995.
6. DAITX, E. C., TEIXEIRA, W., ZANARDO, A. Geologia e geocronologia do metagabro de Apiaí, Vale do Ribeira, SP. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal. Boletim de Resumos, 341. 1990.
7. EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare Earth abundances in chondritic meteorites. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 42, p. 1199-1212. 1978.
8. HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A. H.; OLIVEIRA, M. A. F. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 110-114. 2000.
9. HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E. A. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. **American Mineralogist**, v. 71, p. 1297-1313. 1986.
10. HEILBRON, M., MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, p. 87-112. 2003.
11. HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A. C., CAMPOS NETO, M. C., SILVA, L. C., TROUW, R. A., JANASI, V. A. Província Mantiqueira. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203-234. 2004.
12. HOLLISTER, L. S.; GRISSOM, G. C.; PETERS, E. K.; STOWELL, H. H.; SISSON, V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. **American Mineralogist**, v. 72, p. 231-239. 1987.

13. ISHII, T. The relations between temperature and composition of pigeonite in some lavas and their applications to geothermometry. **Mineralogical Journal**, v. 8, p. 48-57, 1975.
14. IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548. 1971.
15. JANASI, V. A., LEITE, R. J., VAN SCHMUS, W. R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. **J. South Am. Earth Sci.**, v. 14, p. 363-376. 2001.
16. JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, v. 17, p. 837-841. 1989.
17. KRETZ, R. Transfer exchange equilibrium in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. **Geochemical Cosmochim Acta**, v. 26, p. 52-65, 1982.
18. KUDO, A. M. & WEILL, D. F. An igneous plagioclase thermometer. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 26, p. 52-65, 1970.
19. 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. MARESCH, 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.; YOZHI, G. Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Name. **Canadian Mineralogist**, v. 35, p. 219-246. 1997.
20. LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STREKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A. Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, 745-750. 1986.
21. LEITE, J. L.; JANASI, V. A.; CREASER, A. C.; HEAMAN, L. M. The late to postorogenic transition in the Apiaí domain, SE Brazil: Constraints from the petrogenesis of Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, 213-235. 2007.
22. MATHEZ, E. A. Refinement of Kudo & Weill plagioclase discrimination thermometer and its application to basaltic rocks. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 41, p. 61-72, 1973.
23. OLIVEIRA, M. A. F. de; NARDY, A. J. R.; MANIESI, V. Petrologia e litogeoquímica das rochas metabásicas da região de Cajamar (SP). **Geociências**, v. 21 (1/2) p. 33-42. 2002.
24. OTTEN, M. T. The origin of brown hornblende in the Artflet gabbro and dolerites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 86, p. 189-199. 1984.
25. POLDERVAART, A. & HESS, H. H. Pyroxene in the crystallization of basaltic magma. **Journal of Geology**, v. 59, p. 472-489. 1951.
26. STREKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Review**, v. 12, p. 1-33. 1976.
27. SPEAR, F. S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Path. **Mineralogical Society of America**, Washington, 799p. 1993.
28. WELLS, P. R. A. Pyroxene thermometer in simple and complex systems. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 62, p. 129-140. 1977.
29. WOOD, B. J. & BANNO, S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 42, p. 109-124. 1973.
30. POLDEVAART, A.; HESS, H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. **Journal of Geology**, v. 59, p. 472-489. 1951.
31. YODER, H. S.; TILLEY, C. E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks systems. **Journal of Petrology**, 3: 342-532.

*Manuscrito recebido em: 10 de agosto de 2012
Revisado e Aceito em: 27 de março de 2013*