

# PARÂMETROS FÍSICOS PRÉ-ERUPTIVOS DO MAGMATISMO ÁCIDO DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ: RESULTADOS PRELIMINARES

Antonio José Ranalli NARDY <sup>1</sup>, Milena Cristina ROSA <sup>2</sup>,  
Ana Carolina Franciosi LUCHETTI <sup>3</sup>, Maria Luiza de Carvalho FERREIRA <sup>2</sup>,  
Fábio Braz MACHADO <sup>4</sup>, Marcos Aurélio Farias de OLIVEIRA <sup>1</sup>

(1) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista / UNESP. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereços eletrônicos: nardy@rc.unesp.br; maurelio@rc.unesp.br

(2) Graduação em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista / UNESP. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereços eletrônicos: mcrgel@gmail.com; malu\_cf@hotmail.com

(3) Pós-graduação, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista / UNESP. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: carolfluch@gmail.com

(4) Departamento de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de São Paulo. Rua Antônio Doll de Moraes, 105. CEP 09920-540. Diadema, SP. Endereço eletrônico: fabio.machado@unifesp.br

Introdução  
Litoestratigrafia e Litogeoquímica  
Mineralogia e Petrografia  
Geotermobarometria e Geohigrometria  
Considerações Finais  
Agradecimentos  
Referências Bibliográficas

**RESUMO** – Um conjunto de 12 amostras de rochas ácidas dos tipos Palmas (ATP) e Chapecó (ATC) foi empregado para a determinação da composição química de plagioclásio e piroxênio por meio de microsonda eletrônica, com a finalidade de se obter informações geotermobarométricas, bem como a concentração de água no líquido magmático em equilíbrio com o plagioclásio. Os resultados obtidos mostram que os piroxênios das rochas do tipo ATP ( $3,2 \pm 1,2$  kbar; máx = 5,1 kbar e  $1028 \pm 38^\circ\text{C}$ ) se formaram em condições de pressão e temperatura maiores do que aquelas do tipo ATC ( $1,8 \pm 0,9$  kbar; máx = 3,4 kbar e  $995 \pm 26^\circ\text{C}$ ). Porém, os dados de pressão do plagioclásio é maior para as rochas do tipo ATC ( $3,2 \pm 1$  kbar; máx = 6,4 kbar e  $1033 \pm 12^\circ\text{C}$ ) do que para as do tipo ATP ( $1,9 \pm 1$  kbar; máx = 4,8 kbar e  $1043 \pm 5^\circ\text{C}$ ), sugerindo que a cristalização das rochas do tipo ATP teve seu início com a formação do piroxênio e plagioclásio quase que simultaneamente, a uma profundidade da ordem de 17 km enquanto que para as do tipo ATC, a cristalização teve início com a formação do plagioclásio a uma profundidade cerca de 21 km (admitindo-se um gradiente de 3,3 km/kbar). A geotermometria do plagioclásio fornece uma concentração de  $1 \pm 0,3\%$  de  $\text{H}_2\text{O}$  para as rochas ácidas estudadas, e que sua exsolução do líquido silicático teve início a uma profundidade próxima de 30 m abaixo da superfície, o que torna difícil explicar a origem dessas rochas por fluxos piroclásticos, mas também, por meio de fluxos de lava. Embora os dados ainda sejam preliminares e insuficientes para a modelagem da extrusão dessas rochas, eles apontam para um mecanismo de efusão de um magma parcialmente fluidizado por voláteis, que se espalharia por grandes áreas, com pouco atrito com a superfície plana do terreno, que iria aumentado com o incremento da viscosidade causado pela perda de voláteis e diminuição da temperatura, desenvolvendo estruturas de lavas coerentes ao fluxo magmático.

**Palavras-chave:** vulcanologia, geotermobarometria, Província Magmática do Paraná, vulcanismo ácido, reoignimbritos.

**ABSTRACT** – A.J.R. Nardy, M.C. Rosa, A.C.F. Luchetti, M.L. de C. Ferreira, F.B. Machado, M.A.F. de Oliveira - Physical parameters of pre-eruptive acid magmatism of Paraná Magmatic Province: preliminary results. A set of 12 samples of acid rock types Palmas (ATP) and Chapecó (ATC) was used to determine the chemical composition of plagioclase and pyroxene by electron microprobe, with the purpose to get information about the pressure and temperature of crystallization of these rocks. The results show that the pyroxene of ATP rocks ( $3,2 \pm 1,2$  kbar, max = 5,1 kbar and  $1028 \pm 38^\circ\text{C}$ ) were formed under pressure conditions higher than those ATC ( $1,8 \pm 0,9$  kbar, max = 3,4 kbar and  $995 \pm 26^\circ\text{C}$ ). However, the pressures obtained from plagioclase showed higher pressures for ATC ( $3,2 \pm 1$  kbar, max = 6,4 kbar and  $1033 \pm 12^\circ\text{C}$ ) than ATP ( $1,9 \pm 1$  kbar, max = 4,8 kbar and  $1043 \pm 5^\circ\text{C}$ ), suggesting that the crystallization of rock-type ATP began with the formation of pyroxene and plagioclase almost simultaneously at a depth of around 17 km while the ATC, began with the crystallization of plagioclase at a depth of about 21 km (assuming a gradient of 3,3 kbar/km). The geothermometry of plagioclase allow us to calculate the concentration of water from about  $1 \pm 0,3\%$   $\text{H}_2\text{O}$  for both acid rock types. Additional calculations allow us to get the depth of water exsolution of magmatic liquid at 30m below the surface. Although the data are still preliminary and insufficient to model the extrusion of these rocks, they point out to an effusion mechanism of a partially fluidized magma by volatile, which would spread to large areas with small friction with the surface that would increased with the increase of viscosity caused by the loss of volatile and decreasing of temperature, developing coherent structures as lava flows.

**Keywords:** volcanology, geotermobarometry, Paraná Magmatic Province, acid volcanism, reoignimbrite.

## INTRODUÇÃO

As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral recobrem 75% da superfície da Bacia do Paraná, ou uma área de 917.000 km<sup>2</sup>, em sequências com 650 m de espessura média, resultando um volume ao redor de 450.000 km<sup>3</sup> (Frank et al., 2009). Deve-se considerar que o volume de lavas produzidos pelo processo magmático é bem maior que o aquele atualmente observado, devido ao expressivo processo erosivo a que foi submetida a Plataforma Sul-Americana (Gallagher et al., 1994). Estas rochas vulcânicas possuem idades variando entre 133,6 e 131,5 Ma em sua porção norte e de 134,6 e 134,1 Ma na porção sul (Renne et al., 1992, 1996a,b; Turner et al., 1994; Ernesto et al., 1999, 2002; Mincato et al., 2003; Thiede & Vasconcelos, 2010; Pinto et al., 2010 e Janasi et al., 2011), o que fornece um intervalo de duração do vulcanismo da ordem de 3 Ma, compatível com os dados paleomagnéticos reunidos em Marques & Ernesto (2004).

A observação macroscópica das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral permite individualizar três tipos petrográficos principais, facilmente reconhecíveis. O primeiro deles, majoritário, corresponde ao do basalto que se apresenta predominantemente com textura intergranular e suas variações (intersertal, hialofítica, etc). Os outros dois são representados por rochas de natureza ácida, denominados de Palmas (ATP) e Chapecó (ATC), sendo as do primeiro grupo maciças e afíricas e as do segundo, porfiríticas. A facilidade de reconhecimento destas rochas a olho nu permitiu sua cartografia com a definição de dois novos membros da Formação Serra Geral, conforme a nomenclatura acima indicada. O mapeamento geológico dessas unidades indicou que elas chegam a recobrir juntas 63.000 km<sup>2</sup>, distribuídas principalmente pelos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, representando 2,5% do volume total de rochas da Formação Serra Geral (Nardy et al., 2003, 2008), ou cerca de 14.500 km<sup>3</sup>.

Essas rochas vulcânicas de composição ácida chamaram a atenção de muitos pesquisadores que se dedicavam ao estudo da Formação Serra Geral, desde aqueles reunidos em Leinz (1949), que citava a existência de “rochas diferentes daquelas dos basaltos na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, com composição muito mais ácida (SiO<sub>2</sub> = 64,3%) e alcalina, classificadas como ledeleítos e hialo dacitos”. De maneira geral essas rochas ácidas eram consideradas “exóticas”, de ocorrência muito localizada, produtos de processos petrológicos restritos e meramente acidentais. Neste contexto, Schneider & Pires da Rocha (1968), descrevem uma amostra proveniente

das proximidades de Santa Maria (RS), com apreciável quantidade de quartzo na matriz, ao qual atribuíram natureza secundária, classificando-a de basalto silicificado, de origem hidrotermal. Outros autores, como Garcia & Marinho (1980), estudaram as rochas ácidas da região sul do Brasil e concluíram serem resultado da intensa contaminação de lavas basálticas ocorridas em superfície, pelo seu deslocamento sobre as “areias úmidas” da Formação Botucatu.

Do ponto de vista geoquímico, as rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó são diferentes daquelas do tipo Palmas sendo, no geral, as primeiras enriquecidas em elementos incompatíveis em relação às segundas.

As distribuições dessas rochas na superfície da Bacia do Paraná mostram que elas cobrem superfícies consideravelmente grandes, que podem chegar a 8.929 km<sup>2</sup>, como é o caso do platô de Bento Gonçalves, constituído por rochas do tipo Palmas (Nardy et al., 2008), Figura 1. Neste contexto, Nardy (1995) analisou a homogeneidade química lateral de uma mesma unidade de resfriamento, no caso o platô de Clevelândia (PR), que foi definida por dados de campo e paleomagnéticos. Observou que esta unidade se mostrava homogênea em cerca de 45 km de extensão. Esta mesma situação é descrita por Marques & Ernesto (2004) que, por meio de dados paleomagnéticos, mostram que uma mesma unidade de resfriamento pode se estender por até 30 km de distância.

Além disso, deve-se considerar também, que essas rochas ácidas ocorrem na porção ocidental do continente africano. Na Namíbia, na Bacia do Etendeka, região de Sarusas, ocorrem rochas do tipo Chapecó, bem como na porção sul de Angola, nas bacias Cuanza e Namibe. As rochas do tipo Palmas também são observadas na Bacia do Etendeka, na região de Tafelberg. As idades destas rochas do continente africano são as mesmas daquelas observadas na Formação Serra Geral, sendo de 131,7 ± 0,7 Ma e 132,3 ± 0,7 Ma, na região do Etendeka (Renne et al., 1996) e de 131,9 ± 1,6 Ma e 131,6 ± 1,4 Ma na bacia de Cuanza (Marzoli et al., 1999).

As correlações transatlânticas efetuadas por Milner et al. (1995), Marsh et al. (2001) e mais recentemente Bryan et al. (2010), sugerem haver unidades de resfriamento com até 650 km de extensão.

Assim, a grande área e volume ocupados por estas rochas, sua homogeneidade química lateral, a ausência de estruturas e de depósitos que permitam concluir acerca de sua forma de extrusão, torna necessário obter alguns parâmetros como temperatura cristalização das principais fases minerais, densidade, viscosidade, etc.,

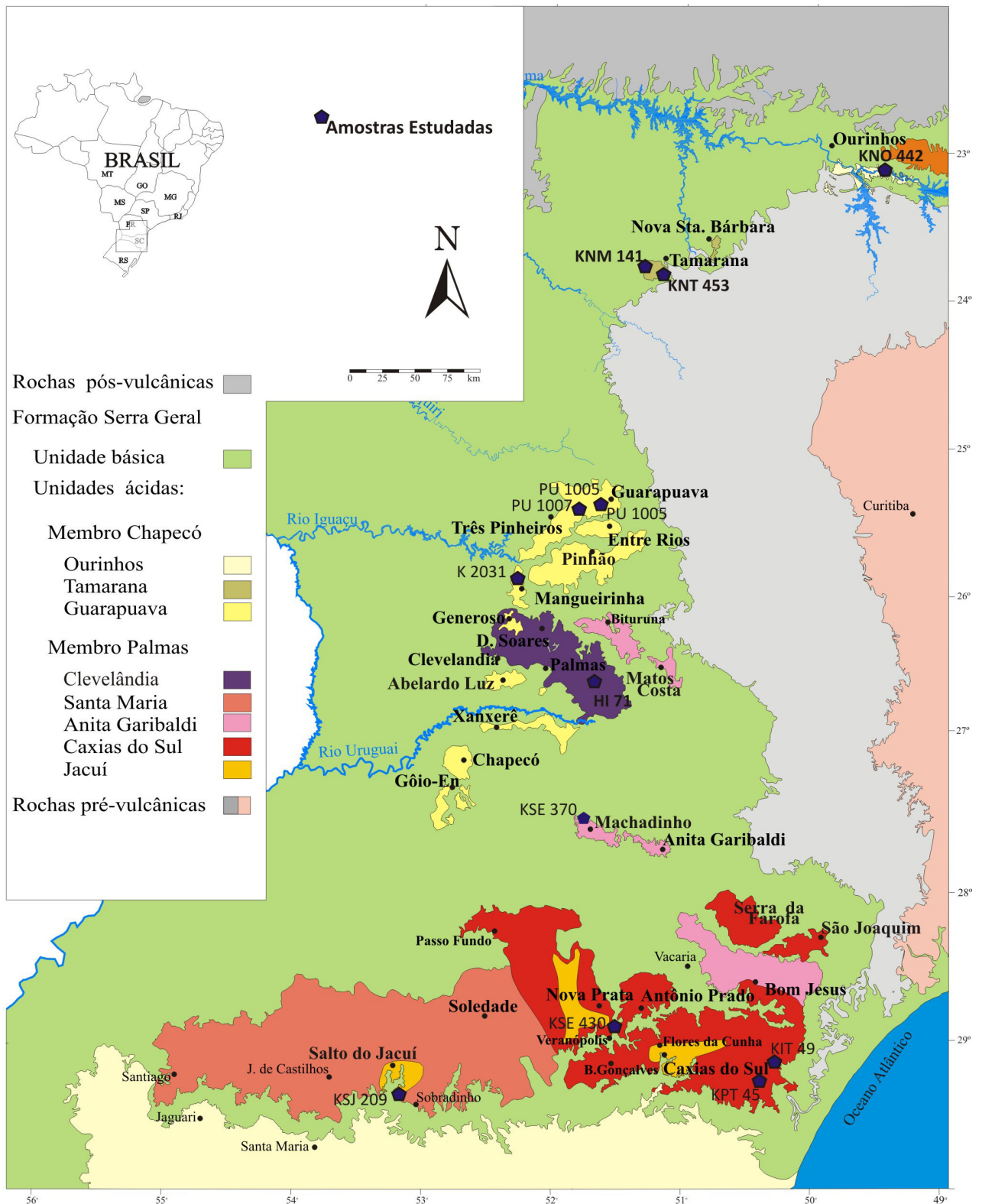


FIGURA 1. Mapa Litogeoquímico da Formação Serra Geral.

que permitam modelar os processos vulcânicos envolvidos na extrusão destas rochas.

Neste contexto, este trabalho tem como objetivo apresentar dados de temperatura, pressão e concen-

tração de água, obtidos a partir das relações de equilíbrio do piroxênio e plagioclásio com a matriz, baseando-se em geotermobarômetros recentemente calibrados por Putirka et al. (2003) e Putirka (2005).

## LITOESTRATIGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA

Os Membros Palmas e Chapecó ocorrem associados a extensos platôs, em altos topográficos e estão dispostos sobre os basaltos da Formação Serra Geral, exceção feita à região de Ourinhos, onde o Membro Chapecó assenta-se diretamente sobre os arenitos eólicos juro-cretáceos da Formação Botucatu. Os trabalhos de mapeamento geológico de Nardy et al. (2003 e 2008) mostraram também que na região SW do Estado do Paraná, nos platôs de Generoso e Domingos Soares, na porção central da Bacia do Paraná, o Membro Chapecó encontra-se sobreposto diretamente ao Palmas, indicando portanto ser mais jovem do que ele, Figura 1.

Do um conjunto de 250 amostras coletadas em trabalhos de campo anteriores, foram selecionadas 12

delas como sendo representativas dos diferentes magmas-tipo ATP e ATC, cujas composições químicas de elementos maiores e traços foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do IGCE / UNESP e são apresentadas na Tabela 1.

De maneira geral, as do tipo ATC podem ser classificadas como traquitos enquanto que as do tipo ATP como riolitos e riolitos, segundo LeBas et al. (1986), Figura 2. Além disso, as do tipo ATC são, no geral, mais enriquecidas em elementos traço incompatíveis do que aquelas do tipo ATP, sendo enriquecidas em Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K e empobrecidas em Rb, Th e U do que às do tipo ATP. Apesar dos padrões de distribuição da concentração desses elementos serem bastante parecidos para

TABELA 1. Composição química das amostras estudadas.

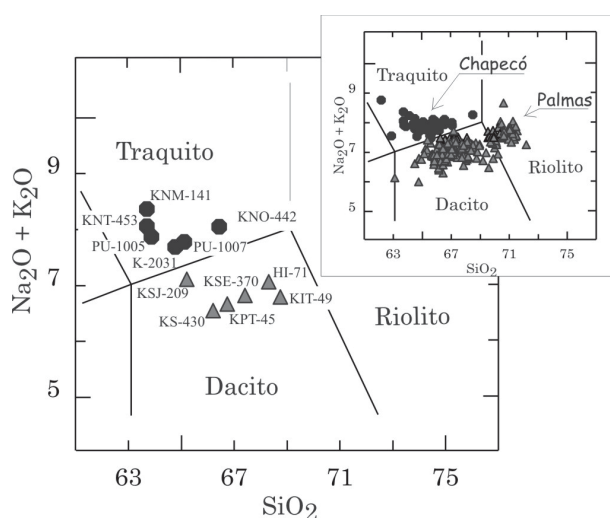
Amostra	Palmas						Chapecó					
	KPT-45	KIT-49	HI-71	KSJ-209	KSE-370	KSE-430	KNM-141	KNO-442	KNT-453	PU-1005	PU-1007	K-2031
Lat. (°)	29,3321	29,2050	26,7102	29,41244	27,61253	28,87739	23,74936	23,12047	23,78569	25,4273	25,4273	26,0450
Long. (°)	50,3906	50,2400	51,5838	53,16314	51,72167	51,48081	51,27042	49,45197	51,15634	51,4873	51,4873	52,2079
Alt. (m)	980	940	1265	210	645	701	840	482	710	1083	1093	940
SiO <sub>2</sub>	66,59	68,96	68,26	65,17	67,41	66,2	63,6	66,93	63,6	63,63	65,25	64,66
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,86	0,92	0,99	1,03	0,98	1,5	1,24	1,47	1,47	1,49	1,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,68	12,63	11,85	13,3	12,87	12,95	14,21	13,03	13,51	13,2	13,19	13,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,83	5,72	6,94	6,61	6,49	7,02	7,32	6,54	6,91	7,75	7,62	7,34
MnO	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,1	0,07	0,1	0,15	0,16	0,12	0,12
MgO	1,51	1,49	1,25	1,69	1,32	1,54	1,28	0,75	1,26	1,28	1,32	1,42
CaO	2,86	2,85	3,02	3,44	3,23	3,37	3,09	2,07	2,85	2,99	2,99	3,1
Na <sub>2</sub> O	2,7	2,8	2,63	3,34	3,2	3,07	3,7	3,36	3,58	3,65	3,61	3,59
K <sub>2</sub> O	3,84	3,74	4,4	3,86	3,57	3,43	4,64	4,61	4,46	4,24	4,23	4,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,27	0,21	0,38	0,32	0,29	0,41	0,33	0,47	0,45	0,45	0,47
LOI	2,52	0,86	0,57	1,64	0,44	0,8	0,78	1,63	1,12	0,83	0,67	0,8
SUM	99,77	100,27	100,16	100,54	99,99	99,74	100,61	100,6	99,37	99,64	100,93	100,62
Cu	71	59	57	69	113	77	59	16	7	7	8	7
Ba	634	610	554	664	536	552	1063	1205	1037	1071	1024	990
Rb	158	162	186	180	157	154	148	146	100	100	99	93
Sr	82	133	113	139	147	154	428	325	355	383	364	378
Zr	244	249	300	262	283	261	612	585	670	660	668	658
Y	46	39	53	48	46	43	21	59	96	68	67	66
Nb	20	20	22	20	22	20	26	44	52	50	52	51
Tipo	Caxias	Caxias	Clevel.	Anita	Jacuí	Jacuí	Tamar	Ouri	Tamar	Guara	Guara	Guara



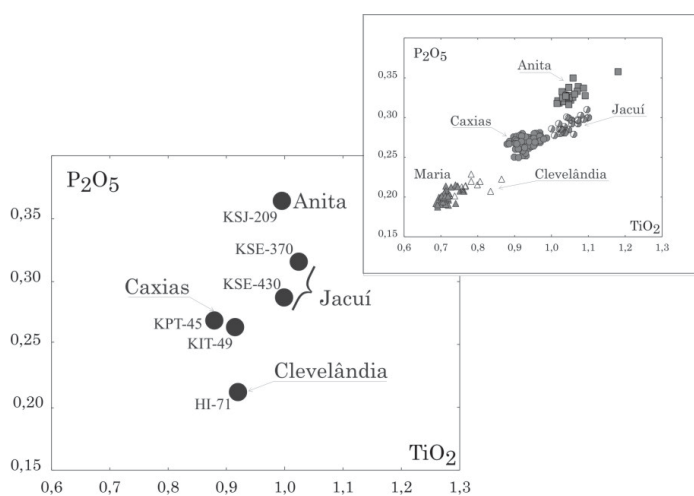
ambas as rochas, as do tipo ATP apresentam maiores relações Rb/Ba, U/Nb e Ce/Sr, do que as ATC, Figura 3 (Nardy et al. 2008).

Deve-se ainda considerar que as rochas do tipo ATP podem ser divididas em dois grandes grupos: um de baixo Ti ( $TiO_2 < 0,87\%$ ) e outro de alto Ti ( $TiO_2 > 0,90\%$ ), sendo o primeiro subdividido em outros dois, denominados Santa Maria ( $P_2O_5 < 0,19\%$ ) e Clevelândia ( $0,19\% < P_2O_5 < 0,23\%$ ). O segundo grupo, alto em Ti, é subdividido em três subtipos distintos denominados Caxias do Sul ( $0,91\% < TiO_2 < 1,03\%$  e  $0,25\% < P_2O_5 < 0,28\%$ ), Anita Garibaldi ( $1,06\% < TiO_2 < 1,25\%$  e  $0,32\% < P_2O_5 < 0,36\%$ ) e Jacuí ( $1,05\% <$

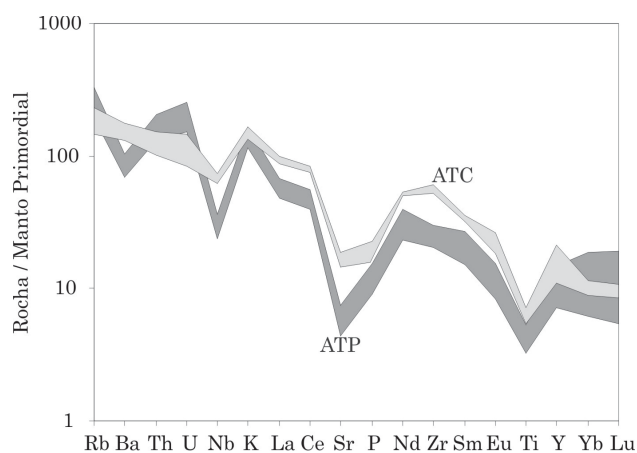
$TiO_2 < 1,16\%$  e  $0,28\% < P_2O_5 < 0,31\%$ ), (Peate et al., 1992; Nardy et al., 2008), Figura 4. As rochas do tipo ATC no diagrama de variação  $TiO_2$  vs.  $P_2O_5$  da Figura 5, estão dispostas em 3 grupos distintos, sendo o primeiro denominado de Ourinhos, com  $TiO_2 < 1,29\%$ , o segundo de Guarapuava, com  $TiO_2 > 1,47\%$  e o terceiro, com concentrações intermediárias de Ti, denominado de Tamarana. A Figura 1 mostra a distribuição desses tipos e subtipos de rochas pela superfície da Bacia do Paraná. Na Tabela 1, estão listadas as amostras utilizadas neste trabalho, com suas localizações geográficas, composições químicas e classificação segundo o critério descrito acima.



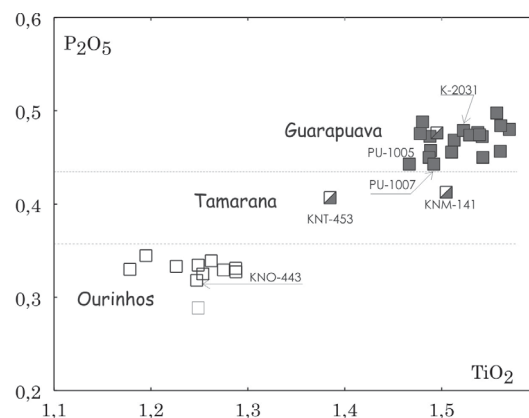
**FIGURA 2.** Diagrama álcalis x sílica para a nomenclatura das rochas ácidas, segundo LeBas et. al. (1986).



**FIGURA 4.** Classificação dos magmas-tipo das rochas ácidas do tipo Palmas, segundo Peate et al. (1992) e Nardy et al. (2008).



**FIGURA 3.** Diagrama de concentrações relativas de elementos traços das rochas ácidas em comparação com o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).



**FIGURA 5.** Classificação dos magmas-tipo das rochas ácidas do tipo Chapecó.

## MINERALOGIA E PETROGRAFIA

A determinação das composições químicas das principais fases minerais presentes nas rochas de natureza ácida, neste caso piroxênios e plagioclásios, no conjunto das 12 amostras, foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica da USP, empregando-se uma tensão de 15kV e 20,4 nA na geração do feixe de elétrons, com um diâmetro de 15 µm. Resultados com somatório das concentrações de elementos maiores e menores inferiores a 99% foram descartados. Foram analisados núcleo e borda de fenocristais, bem como de minerais presentes na matriz, cujos resultados mais representativos estão listados nas Tabelas 2A; 2B e 3A; 3B.

As análises petrográficas, realizadas por meio de microscopia óptica de luz polarizada, mostram que as rochas do tipo ATP são de natureza afírica, hipohialinas, com estrutura “sal-e-pimenta” e com matriz constituída por microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita, magnetita e apatita, envolvidos por uma trama de quartzo e feldspato alcalino em intercrescimento granofírico. Os cristais de plagioclásio ocorrem na forma de microfenocristais e

na matriz, com composição variando entre An57Ab40Or3 e An45Ab52Or3, Figura 6. Quando em fenocristais, são subédricos, ripiformes, normalmente homogêneos, chegando a representar até 26% do volume total da rocha. Na matriz, apresentam granulacão muito fina a densa e, via de regra, são subédricos a anédricos (granulares). Não é raro observar diminutos cristais de plagioclásio ocós, ou então com terminações em “cauda de andorinha”, característicos de resfriamento rápido.

Os cristais de piroxênio são de augita e pigeonita. A augita representa 11% em média do volume total da rocha enquanto a pigeonita 3%. Os cristais de augita mostram composição média de En33Fs30Wo37 (Figura 7, Tabela 2). Quando em fenocristais, mostram-se subédricos, prismáticos, podendo mostrar bordas alteradas para oxi-hornblenda. Na matriz, são anédricos, granulares, e em alguns casos, exibem hábito acicular resultado de resfriamento rápido. A pigeonita por sua vez, ocorre na forma de feno e microfenocristais, e mais raramente na matriz. Apresenta composição química média En50Fs40Wo10 (Figura 7, Tabela 2).

**TABELA 2A.** Composição química de piroxênios (augita) das rochas do tipo Palmas. KD calculado conforme equação 3.

Amostra	KPT-45		KIT-49		KNJ-209		KSE-370		KSE-430	
	E	L	E	L	E	L	E	L	E	L
SiO <sub>2</sub>	52,017	53,465	52,208	51,824	51,532	51,397	52,109	51,153	51,476	51,027
TiO <sub>2</sub>	0,539	0,3	0,638	0,514	0,669	0,616	0,515	0,625	0,55	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,762	0,972	2,217	2,294	1,669	2,039	1,587	2,041	1,609	1,794
FeO	11,711	20,136	10,236	11,068	13,575	11,78	12,23	12,341	12,841	12,841
MnO	0,412	0,668	0,253	0,349	0,419	0,373	0,423	0,509	0,382	0,4
MgO	14,853	23,042	15,789	15,793	14,255	14,608	14,528	14,392	14,629	15,05
CaO	18,816	2,181	18,707	18,013	17,722	19,232	19,357	19,037	18,292	18,32
Na <sub>2</sub> O	0,229	0,047	0,228	0,212	0,254	0,253	0,23	0,325	0,194	0,21
K <sub>2</sub> O	0	0,004	0,004	0,013	0,019	0,032	0,025	0	0	0
Soma	100,339	100,815	100,28	100,08	100,114	100,33	100,004	100,423	99,973	100,222
Si IV	1,943	1,965	1,935	1,930	1,942	1,926	1,942	1,921	1,939	1,920
Al IV	0,057	0,035	0,065	0,070	0,058	0,074	0,058	0,079	0,061	0,080
Soma	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,021	0,007	0,032	0,031	0,016	0,016	0,011	0,011	0,011	0,000
Ti	0,015	0,008	0,018	0,014	0,019	0,017	0,014	0,018	0,016	0,016
Fe <sup>2+</sup>	0,332	0,597	0,297	0,306	0,392	0,304	0,328	0,304	0,355	0,311
Fe <sup>3+</sup>	0,034	0,022	0,021	0,038	0,035	0,065	0,053	0,083	0,050	0,093
Mn	0,013	0,021	0,008	0,011	0,013	0,012	0,013	0,016	0,012	0,013
Mg	0,827	0,263	0,872	0,877	0,801	0,816	0,807	0,806	0,821	0,844
Ca	0,753	0,086	0,743	0,719	0,716	0,772	0,773	0,766	0,738	0,739
Na	0,017	0,003	0,016	0,015	0,019	0,018	0,017	0,024	0,014	0,015
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	2,011	2,007	2,007	2,013	2,012	2,022	2,018	2,028	2,017	2,031
SOMA	4,011	4,007	4,007	4,013	4,012	4,022	4,018	4,028	4,017	4,031
WO	38,4	4,3	38,3	36,8	36,6	39,2	39,1	38,8	37,4	36,9
EN	42,2	63,5	45,0	44,9	40,9	41,4	40,9	40,8	41,6	42,2
FS	19,3	32,2	16,8	18,2	22,5	19,3	20,0	20,4	21,1	20,8
mg#	0,71	0,68	0,75	0,74	0,67	0,73	0,71	0,73	0,70	0,73
<b>KD</b>	<b>0,23</b>	<b>0,27</b>	<b>0,19</b>	<b>0,20</b>	<b>0,27</b>	<b>0,21</b>	<b>0,23</b>	<b>0,21</b>	<b>0,24</b>	<b>0,21</b>

**TABELA 2B.** Composição química de piroxênios (augita) das rochas do tipo Chapecó.  
KD calculado conforme equação 3.

Amostra	KNM-141		KNJ-209		KNO-442		KNT-453		PU-1005		PU-1007		K-2031	
	E	L	E	L	E	L	E	L	E	L	L	L	E	L
SiO <sub>2</sub>	51,688	51,204	51,532	51,397	51,362	51,635	51,296	51,405	48,544	51,573	50,94	50,528	51,312	50,855
TiO <sub>2</sub>	0,721	0,895	0,669	0,616	0,383	0,35	0,73	0,702	0,648	0,721	0,621	0,624	0,732	0,701
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,699	1,911	1,669	2,039	0,615	0,615	1,307	1,163	6,994	1,174	1,163	1,139	1,174	1,087
FeO	13,77	12,503	13,575	11,78	25,616	24,799	14,068	14,461	13,97	15,755	15,424	16,864	15,651	15,912
MnO	0,403	0,308	0,419	0,373	0,958	0,988	0,678	0,675	0,643	0,764	0,745	0,657	0,769	0,778
MgO	13,377	14,233	14,255	14,608	16,64	16,832	14,068	13,912	12,027	12,961	13,054	13,146	13,105	13,208
CaO	18,376	18,072	17,722	19,232	4,679	4,805	17,562	17,408	16,36	17,357	17,097	17,016	16,974	16,836
Na <sub>2</sub> O	0,153	0,259	0,254	0,253	0,072	0,185	0,29	0,268	0,234	0,243	0,248	0,28	0,321	0,286
K <sub>2</sub> O	0,012	0	0,019	0,032	0	0,001	0,06	0	0,017	0	0	0,031	0,001	0,002
Soma	100,199	99,385	100,114	100,33	100,325	100,21	100,059	99,994	99,437	100,548	99,292	100,285	100,039	99,665
Si IV	1,949	1,936	1,942	1,926	1,969	1,975	1,943	1,949	1,839	1,955	1,954	1,934	1,954	1,948
Al IV	0,051	0,064	0,058	0,074	0,028	0,025	0,057	0,051	0,161	0,045	0,046	0,051	0,046	0,049
Soma	2,000	2,000	2,000	2,000	1,997	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,985	2,000	1,997
Al	0,025	0,021	0,016	0,016	0,000	0,003	0,001	0,001	0,152	0,008	0,007	0,000	0,007	0,000
Ti	0,020	0,025	0,019	0,017	0,011	0,010	0,021	0,020	0,018	0,021	0,018	0,018	0,021	0,020
Fe <sup>2+</sup>	0,434	0,379	0,392	0,304	0,796	0,769	0,387	0,415	0,443	0,478	0,462	0,439	0,466	0,456
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,016	0,035	0,065	0,026	0,024	0,059	0,044	0,000	0,021	0,033	0,101	0,032	0,054
Mn	0,013	0,010	0,013	0,012	0,031	0,032	0,021	0,021	0,020	0,024	0,024	0,021	0,024	0,025
Mg	0,752	0,802	0,801	0,816	0,951	0,960	0,794	0,786	0,679	0,732	0,746	0,750	0,744	0,754
Ca	0,743	0,732	0,716	0,772	0,192	0,197	0,713	0,707	0,664	0,705	0,703	0,698	0,693	0,691
Na	0,011	0,019	0,019	0,018	0,005	0,014	0,021	0,020	0,017	0,018	0,018	0,021	0,024	0,021
K	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Soma	1,998	2,005	2,012	2,022	2,012	2,008	2,020	2,015	1,995	2,007	2,011	2,049	2,011	2,021
SOMA	3,998	4,005	4,012	4,022	4,009	4,008	4,020	4,015	3,995	4,007	4,011	4,034	4,011	4,018
WO	38,2	37,8	36,6	39,2	9,6	9,9	36,1	35,8	36,8	35,9	35,7	34,7	35,3	34,9
EN	38,7	41,4	40,9	41,4	47,7	48,4	40,2	39,8	37,6	37,3	37,9	37,3	38,0	38,1
FS	23,0	20,9	22,5	19,3	42,7	41,6	23,7	24,3	25,6	26,7	26,4	27,9	26,7	27,0
mg#	0,63	0,68	0,67	0,73	0,54	0,56	0,67	0,65	0,61	0,60	0,62	0,63	0,61	0,62
KD	0,22	0,18	0,27	0,21	0,21	0,20	0,19	0,21	0,23	0,23	0,23	0,22	0,26	0,25

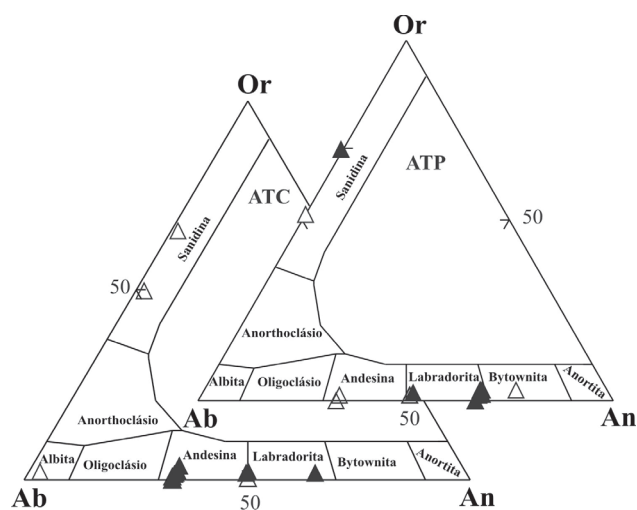
**TABELA 3A.** Composição química de plagioclásios das rochas ácidas do tipo Palmas.

Amostra	KPT-45		KPT-49		KNJ - 209		KSE-370		KSE-430	
	E	L	E	L	E	L	E	L	E	L
SiO <sub>2</sub>	53,81	53,79	51,88	51,95	54,36	55,269	55,76	56,57	53,12	55,69
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,05	0,10	0,09	0,08	0,039	0,07	0,10	0,03	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,43	28,81	29,84	29,72	28,66	26,964	27,07	26,83	28,92	27,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	1,22	1,29	1,28	1,16	0,864	1,47	1,44	1,39	1,29
MnO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,062	0,02	0,04	0,01	0,00
MgO	0,12	0,13	0,09	0,13	0,13	0,08	0,12	0,10	0,10	0,07
CaO	11,95	12,26	13,38	13,24	11,85	10,345	10,69	9,67	12,00	10,83
Na <sub>2</sub> O	4,12	4,32	3,83	3,87	4,44	5,415	5,18	5,54	4,46	5,28
K <sub>2</sub> O	0,54	0,56	0,20	0,23	0,37	0,403	0,36	0,42	0,33	0,38
Soma	100,29	101,15	100,60	100,50	101,05	99,441	100,72	100,71	100,35	101,53
Si	9,7433	9,6781	9,4095	9,4297	9,7589	10,0484	10,0225	10,1395	9,6289	9,9353
Ti	0,0098	0,0062	0,0136	0,0127	0,0109	0,0053	0,0097	0,0128	0,0042	0,0103
Al	6,0683	6,1106	6,3789	6,3578	6,0640	5,7783	5,7348	5,6691	6,1799	5,8680
Fe <sup>3+</sup>	0,1687	0,1656	0,1755	0,1743	0,1562	0,1182	0,1983	0,1945	0,1895	0,1732
Soma IV	15,9901	15,9605	15,9776	15,9745	15,9900	15,9503	15,9654	16,0159	16,0024	15,9868
Mn	0,0014	0,0009	0,0012	0,0000	0,0000	0,0094	0,0027	0,0060	0,0015	0,0000
Mg	0,0324	0,0351	0,0230	0,0354	0,0356	0,0217	0,0319	0,0265	0,0265	0,0197
Ca	2,3189	2,3638	2,6010	2,5752	2,2795	2,0153	2,0583	1,8566	2,3299	2,0701
Na	1,4472	1,5054	1,3481	1,3604	1,5465	1,9090	1,8040	1,9261	1,5687	1,8275
K	0,1241	0,1290	0,0456	0,0526	0,0836	0,0935	0,0816	0,0958	0,0752	0,0869
Soma VI	3,9239	4,0343	4,0189	4,0236	3,9452	4,0488	3,9786	3,9109	4,0017	4,0042
Soma	19,9140	19,9948	19,9965	19,9981	19,9352	19,9992	19,9440	19,9269	20,0042	19,9910
AN	59,6	59,1	65,1	64,6	58,3	50,2	52,2	47,9	58,6	52,0
AB	37,2	37,7	33,7	34,1	39,6	47,5	45,7	49,7	39,5	45,9
OR	3,2	3,2	1,1	1,3	2,1	2,3	2,1	2,5	1,9	2,2

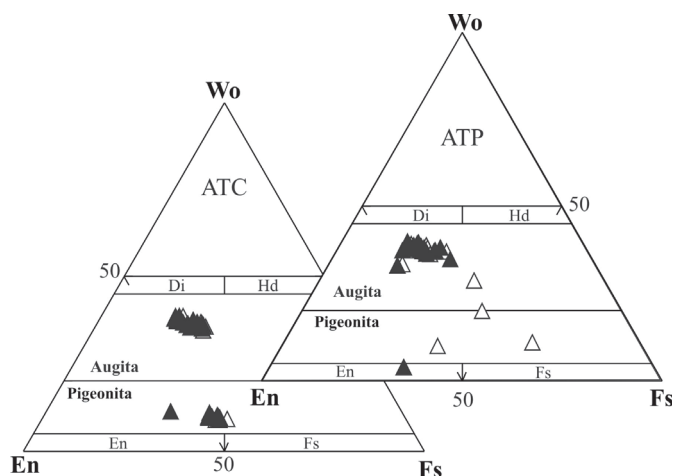


**TABELA 3B.** Composição química de plagioclásios das rochas do tipo Chapecó.

Amostra	KNM-141		KNO-442		KNT-453		PU-1005		PU-1007		K-2031	
	E	L	E	E	E	L	E	L	E	L	E	L
SiO <sub>2</sub>	55,15	57,31	57,81	55,84	56,48	58,74	58,94	59,32	57,90	57,60	57,08	57,75
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	0,08	0,08	0,06	0,07	0,06	0,05	0,08	0,08	0,06	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,30	26,84	26,06	26,57	26,55	25,16	26,06	25,45	25,33	25,27	25,43	25,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,62	0,66	0,73	0,75	0,75	0,80	0,55	0,64	0,64	0,73	0,75
MnO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
MgO	0,12	0,03	0,07	0,08	0,08	0,04	0,07	0,04	0,08	0,04	0,05	0,08
CaO	10,75	9,14	8,50	9,43	9,43	7,66	8,28	7,48	8,37	8,07	8,05	7,64
Na <sub>2</sub> O	4,84	5,96	6,42	5,67	5,51	6,61	5,88	6,60	6,49	6,28	6,16	6,16
K <sub>2</sub> O	0,52	0,67	0,74	0,68	0,67	0,85	0,77	0,85	0,88	0,80	0,79	0,74
Soma	100,45	100,65	100,35	99,08	99,54	99,90	100,86	100,34	99,78	98,77	98,31	99,23
Si	9,9174	10,2501	10,3652	10,1670	10,2209	10,5513	10,4713	10,5836	10,4455	10,4722	10,4278	10,4466
Ti	0,0119	0,0101	0,0101	0,0114	0,0078	0,0091	0,0077	0,0072	0,0107	0,0103	0,0081	0,0091
Al	5,9973	5,6568	5,5082	5,7013	5,6627	5,3276	5,4578	5,3529	5,3861	5,4142	5,4745	5,4642
Fe <sup>3+</sup>	0,0930	0,0838	0,0885	0,0999	0,1023	0,1014	0,1066	0,0741	0,0862	0,0871	0,1008	0,1018
Soma IV	16,0196	16,0008	15,9720	15,9796	15,9937	15,9893	16,0433	16,0178	15,9285	15,9838	16,0112	16,0217
Mn	0,0000	0,0000	0,0027	0,0014	0,0000	0,0032	0,0000	0,0000	0,0023	0,0011	0,0000	0,0018
Mg	0,0311	0,0077	0,0184	0,0204	0,0218	0,0110	0,0191	0,0098	0,0223	0,0119	0,0128	0,0202
Ca	2,0716	1,7509	1,6322	1,8404	1,8288	1,4746	1,5754	1,4305	1,6183	1,5711	1,5753	1,4798
Na	1,6879	2,0671	2,2330	2,0008	1,9347	2,3004	2,0269	2,2819	2,2705	2,2127	2,1713	2,3053
K	0,1184	0,1531	0,1690	0,1577	0,1542	0,1939	0,1750	0,1930	0,2018	0,1853	0,1830	0,1703
Soma VI	3,9090	3,9789	4,0554	4,0206	3,9396	3,9830	3,7964	3,9153	4,1153	3,9821	3,9424	3,9775
Soma	19,9286	19,9796	20,0274	20,0002	19,9333	19,9723	19,8398	19,9331	20,0438	19,9659	19,9536	19,9991
AN	53,4	44,1	40,5	46,0	46,7	37,2	41,7	36,6	39,6	39,6	40,1	37,4
AB	43,5	52,1	55,4	50,0	49,4	58,0	53,7	58,4	55,5	55,7	55,3	58,3
OR	3,1	3,9	4,2	3,9	3,9	4,9	4,6	4,9	4,9	4,7	4,7	4,3



**FIGURA 7.** Nomenclatura dos piroxênios, segundo Morimoto (1988).  
Legenda - símbolos: como na figura anterior.





Os minerais opacos são representados predominantemente pela magnetita (5% em média) e mais raramente por lamelas de ilmenita exsolvidas nos cristais de magnetita. Via de regra, a magnetita é encontrada como fenocristais anedrais (granulares). A apatita é outro constituinte primário que chega a constituir até 3% do volume total da rocha (1,7% em média). Quando em microfenocristais são euhedrias prismáticas ou aciculares. Na matriz ocorrem como cristais anhedrias, granulares.

O material de natureza vítrea corresponde até 73% do volume total dessas rochas. Via de regra ocorre como um agregado de cristalitos e micrólitos, de coloração marrom, via de regra de composição quartzo-feldspática, assumindo, localmente, textura granofírica.

As rochas do tipo Chapecó, são vitrofíricas, com fenocristais de plagioclásio, piroxênios e magnetita, que chegam a representar até 33% do volume total da rocha, e estão envoltos por uma matriz vítrea, constituída essencialmente por quartzo e feldspato alcalino, localmente com aspecto granofírico. Os cristais de plagioclásio possuem composição variando entre An<sub>54-34</sub>, Figura 6 e Tabela 3, representando até 24% do volume total da rocha. Ocorrem predominantemente como fenocristais (23% do total), quando chegam a atingir 2 cm de comprimento, mostrando hábito tabular

e em alguns casos, zoneamento normal. Cerca de 1% dos fenocristais mostram bordas corroídas pela matriz, que invade seu interior imprimindo ao mineral, estrutura de embaiamento. Na matriz, onde chega a ser 1% do volume da rocha, ocorre em cristais com terminações em cauda de andorinha ou com seu interior oco, denunciando processo de resfriamento rápido.

Os piroxênios são representados pela augita, que pode atingir até 8% da rocha e por até 3% de pigeonita. A augita ocorre como fenocristais cuja composição média é En<sub>45</sub>Fs<sub>20</sub>Wo<sub>35</sub>, sendo prismáticos ou granulares. Na matriz são granulares e chegam a representar até 4% da rocha. A pigeonita ocorre como fenocristais, representando até 2% da rocha, com composição química média En<sub>55</sub>FS<sub>35</sub>Wo<sub>10</sub> sendo subédrica, prismática ou granular quando presente na matriz (Figura 7).

A magnetita participa com até 5% da rocha, ocorrendo como fenocristais, subhedrais, maciças, esqueletais ou poiquilíticas envolvendo cristais de plagioclásio e piroxênio.

O material vítreo, que pode atingir até 76% do total da rocha, ocorre como uma massa contínua de cor amarronzada, com presença de micrólitos de plagioclásio e piroxênios, localmente mostrando intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino.

## GEOTERMOBAROMETRIA E GEOHIGROMETRIA

A determinação de parâmetros físicos de rochas ígneas vulcânicas, empregando a composição química de rochas e minerais, como temperatura e pressão, pode fornecer subsídios importantes para testar hipóteses acerca da origem, evolução, modelos de transporte e extravasamento dessas rochas, em especial para aquelas da Formação Serra Geral, onde não são evidentes estruturas ou texturas capazes de por si só responderem a essas questões.

Boa parte dos dados existentes na literatura acerca de geotermometria das rochas vulcânicas ácidas está disponível em Piccirilo & Melfi (1988), onde foram determinadas as temperaturas de cristalização de piroxênios e plagioclásios. No primeiro caso foram empregados os geotermômetros de Kretz (1982) e de Ishi (1975). No caso dos plagioclásios foram utilizados os geotermômetros de Kudo & Weill (1970) e Mathez (1973). Como a mineralogia das rochas ácidas é anidra, nos cálculos efetuados, admitia-se sempre esta condição na aplicação desses geotermômetros. No geral, os resultados obtidos mostram temperaturas acima de 1050°C, que então, podem estar superestimados, conforme indicam os resultados ora obtidos. Não há dados de geobarometria dessas rochas na literatura.

Atualmente há um bom acervo de geotermo-

barômetros de plagioclásio e piroxênios disponíveis na literatura, que podem ser aplicados às rochas de natureza vulcânica, como os de Asimov & Ghiroso (1998), Ghiroso & Evans (2008), Ghiroso & Sack (1995), Housh & Luhr (1991), Lindsey (1983), Merzbacher & Egger (1984), Nimis (1999), Putirka, (2008), etc.

Entretanto, boa parte deles foi formulado para rochas de composição básica, de alta temperatura, sob condições anidras, ou para rochas ácidas, geradas sob temperaturas mais baixas e hidratadas, o que não corresponde às condições de cristalização das rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral.

Mais recentemente, foram calibrados geotermobarômetros sob condições que se aproximam mais dessas rochas. Um deles, escolhido para os cálculos deste trabalho, está baseado na relação de equilíbrio de cristalização da augita com o magma (Putirka et al., 2003). Este geotermobarômetro considera nos cálculos de pressão as relações de troca da jadeíta (NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) no sistema jadeíta-diopsídio + hedembergita com o magma. As equações 1 e 2 foram formuladas a partir de um conjunto de dados experimentais, e por métodos de regressão linear permitem a estimativa da pressão e da temperatura, sendo elas consideradas duas grandezas interdependentes. A

equação 1 fornece os valores de temperatura, e a equação 2 a pressão.

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4,60 - 4,37 \times 10^{-1} \ln \left[ \frac{[Jd^{cpx} Ca^{liq} Fm^{liq}]}{[DiHd^{cpx} Na^{liq} Al^{liq}]} \right] - 6,54 \times 10^{-1} \ln [Mg^{#liq}] - 3,26 \times 10^{-1} \ln [Na^{liq}] - 6,32 \times 10^{-3} [P(kbar)] - 0,92 \ln [Si^{liq}] + 2,74 \times 10^{-1} \ln [Jd^{cpx}] \quad (1)$$

$$P(kbar) = -88,3 + 2,82 \times 10^{-3} T(K) \ln \left[ \frac{[Jd^{cpx}]}{[Na^{liq} Al^{liq} (Si^{liq})^2]} \right] + 2,19 \times 10^{-2} T(K) - 25,1 \ln [Ca^{liq} Si^{liq}] + 7,03 [Mg^{liq}] + 12,4 \ln [Ca^{liq}] \quad (2)$$

onde:  $Jd^{cpx}$ = concentração da molécula de jadeíta no piroxênio (e notações similares),  $Ca^{liq}$ = fração molar do Ca no líquido magmático (e notações similares),  $Mg^{#liq}$ =  $MgO/(MgO+FeO)$  do líquido magmático.

Esse geotermobarômetro só é válido quando o piroxênio está em equilíbrio com o líquido magmático e, para verificar essa condição, deve-se observar as relações de troca do Fe-Mg entre eles, por meio da expressão:

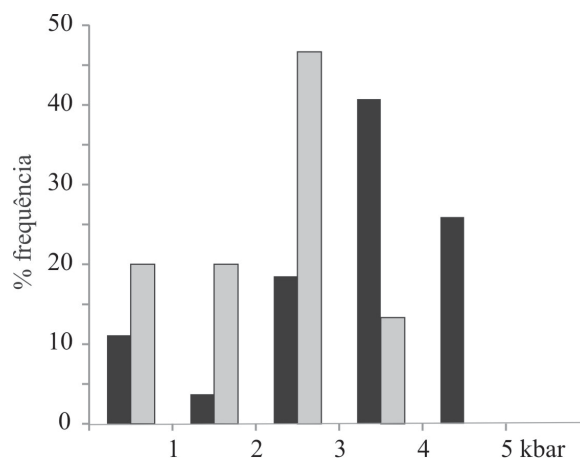
$$K_D^{Fe-Mg} = \frac{[Mg^{liq} Fe^{cpx}]}{[Mg^{cpx} Fe^{liq}]} \quad (3)$$

onde:  $K_D^{Fe-Mg}$ = coeficiente de distribuição de Fe e Mg entre a augita e o líquido magmático; Fe e Mg correspondem a fração catiônica desses elementos no líquido (*liq*) e na augita (*cpx*).

Segundo Damaceno et al. (2002) e Putirka (2008) para haver equilíbrio entre estas duas fases, o valor de  $K_D$  deve ser igual a  $0,23 \pm 0,05$ . Na aplicação deste geotermobarômetro, os autores sugerem que o equilíbrio entre as fases pode ser atingido usando um líquido que não seja exatamente o da rocha total onde se encontra a augita, mas qualquer outro que tenha algum significado petrológico, como por exemplo, a composição química da rocha total descontada dos fenocristais, a borda de fenocristais etc. No caso específico foi adotada sempre a composição da rocha total e descartados os piroxênios que apresentassem  $K_D$  fora do intervalo de equilíbrio.

Os resultados obtidos pela aplicação da equação 1, mostram que as temperaturas de cristalização dos

piroxênios das rochas ATC são em média  $995 \pm 26^\circ C$ , e de  $1028 \pm 38^\circ C$  para as ATP. Os resultados de pressão, equação 2, representados no histograma da Figura 8, mostram que os piroxênios das rochas ATC cristalizaram-se entre 0,3 e 3,4 kbar (média =  $1,8 \pm 0,9$  kbar) enquanto que os das rochas ATP de 0,7 a 5,0 kbar (média =  $3,2 \pm 1,2$  kbar).



**FIGURA 8.** Histogramas de pressão de cristalização dos fenocristais de piroxênio. Legenda: cor cinza: rochas do tipo Chapecó, cor escura: rochas do tipo Palmas.

Os fenocristais de plagioclásio também foram utilizados para as estimativas de P e T, e para tanto, foi escolhido o geotermobarômetro de Putirka (2005), que considera as relações de troca entre a albíta (Ab) e anortita (An) com o líquido magmático. As expressões deste modelo são dadas pelas equações:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6,12 + 0,257 \ln \left[ \frac{(An^{Pl})}{[Ca^{liq} (Al^{liq})^2 (Si^{liq})^2]} \right] - 3,166 (Ca^{liq}) + 0,2166 [H_2O^{liq}] - 3,137 \left[ \frac{Al^{liq}}{Al^{liq} + Si^{liq}} \right] + 1,216 [Ab^{Pl}]^2 - 2,475 \times 10^{-2} [P(kbar)] \quad (4)$$

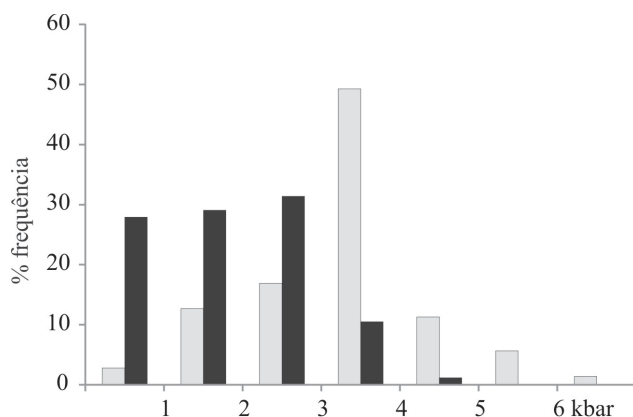
$$P(kbar) = -42,2 + 4,94 \times 10^{-2} T(K) + 1,16 \times 10^{-2} T(K) \ln \left[ \frac{(Ab^{Pl} Al^{liq} Ca^{liq})}{(An^{Pl} Na^{liq} Si^{liq})} \right] - 382,3 (Si^{liq})^2 + 514,2 (Si^{liq})^3 - 19,6 \ln (Ab^{Pl}) - 139,8 (Ca^{liq}) + 28,7 (Na^{liq}) + 163,9 (K^{liq}) \quad (5)$$

onde:  $An^{Pl}$ = concentração de anortita no plagioclásio (e notações similares) e  $Ca^{liq}$ = fração molar do Ca no magma (e notações similares).

Além disso, como a temperatura de cristalização dos plagioclásios é extremamente sensível à concentração de voláteis, em especial a água, Putirka (2005) calibrou uma expressão que permite sua determinação.

$$H_2O(\% \text{ peso}) = 24,757 - 2,26 \times 10^{-3}(K) \ln \left[ \frac{(An^{pl})}{Ca^{liq}(Al^{liq})^2(Si^{liq})^2} \right] - 3,847(Ab^{pl}) + 1,927 \left[ \frac{An^{pl}}{Ca^{liq}} \right] \left[ \frac{Ca^{liq}}{(Ca^{liq} + Na^{liq})} \right] \quad (6)$$

Deve-se considerar que para que os resultados obtidos da aplicação deste geotermobarômetro tenham significado termodinâmico, é necessário que os cristais de plagioclásio estejam em equilíbrio com o líquido magmático do qual eles cristalizaram. Para avaliar esse equilíbrio, Putirka (2008) sugere que os valores de  $K_D$  expresso na equação 7, sejam iguais a  $0,27 \pm 0,11$ , para  $T < 1050^\circ\text{C}$  e  $0,10 \pm 0,05$  quando  $T > 1050^\circ\text{C}$ .



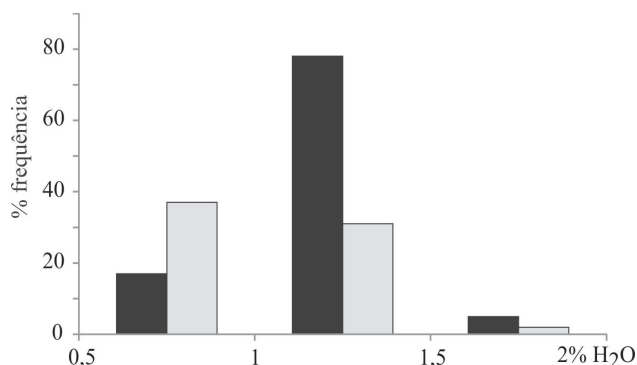
**FIGURA 9.** Histogramas de pressão de cristalização dos plagioclásios. Legenda: idem figura anterior.

$$K_D(An - Ab)^{pl-liq} = \left[ \frac{(Ab^{pl} AlO_{1,5} CaO^{liq})}{(An^{pl} NaO_{0,5} SiO_2^{liq})} \right] \quad (7)$$

Como no caso dos piroxênios, para que as condições de equilíbrio entre o cristal e o líquido, não é necessário que o magma tenha a composição da rocha total. No caso, foi adotada sempre a composição da rocha total e descartados os plagioclásios que apresentassem  $K_D$  fora desse intervalo.

O emprego do plagioclásio, equação 4, resulta temperaturas de cristalização das rochas ATC de  $1007$  a  $1054^\circ\text{C}$  (média =  $1033 \pm 12^\circ\text{C}$ ), e as ATP fornecem valores de  $1030$  a  $1055^\circ\text{C}$  (média =  $1043 \pm 5^\circ\text{C}$ ). A equação 5 fornece para as rochas ATC pressões de  $0,8$  e  $6,4$  kbar (média =  $3,2 \pm 1$  kbar) e para as ATP entre  $0,6$  e  $4,8$  kbar (média =  $1,9 \pm 1$  kbar), Figura 9.

Ainda, com a composição química dos plagioclásios, por meio da equação 6, foi possível obter dados acerca da concentração de água nas rochas estudadas, cujos resultados estão apresentados no histograma da Figura 10, sendo que o valor médio obtido, para ambas é  $1 \pm 0,3\%$   $H_2O$ .



**FIGURA 10.** Histogramas de concentração de água obtida a partir de cristalização dos plagioclásios. Legenda: idem figura anterior.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados ora obtidos, apesar de preliminares, permitem tecer algumas considerações importantes acerca da evolução do vulcanismo ácido associado à Formação Serra Geral. Neste contexto, as rochas do tipo Palmas (ATP) são diferentes daquelas Chapecó (ATC) sob muitos aspectos. Do ponto de vista petrográfico, apesar de ambas apresentarem a mesma mineralogia modal, as ATP são afíricas e as ATC fortemente porfíricas. Os dados geoquímicos mostram

diferenças significativas em suas composições de elementos maiores, menores e traços. As ATC são enriquecidas em Ti, P, álcalis (Figura 2) e elementos incompatíveis (Figura 3) em comparação com as ATP. Além disso, os dados de pressão e temperatura de cristalização das principais fases minerais presentes nestas rochas, também mostram diferenças entre si. A aplicação do geotermobarômetro de Putirka et al. (2003) revelou que os piroxênios das rochas ATP se

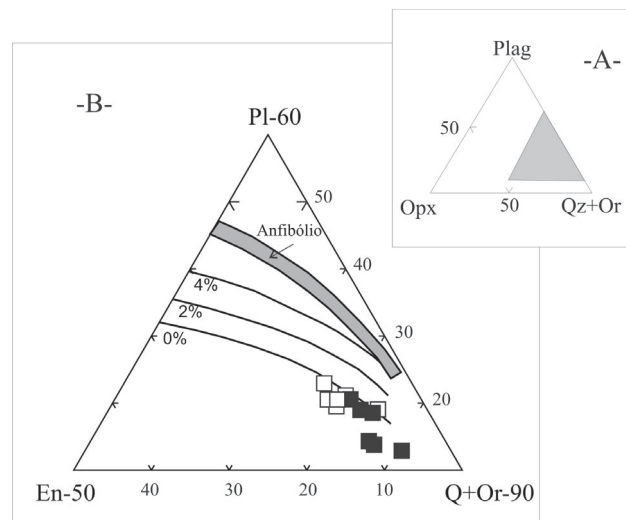


formaram a temperaturas e pressões mais elevadas daquelas do tipo ATC (ATP:  $T = 1028 \pm 38^\circ\text{C}$ ,  $P = 3,2 \pm 1,2$  kbar; ATC:  $T = 995 \pm 26^\circ\text{C}$ ,  $P = 1,8 \pm 0,9$  kbar). Porém, os resultados de pressão e temperatura obtidos pela aplicação do geotermobarômetro de Putirka (2005) nos fenocristais de plagioclásio, mostram valores de pressão e temperaturas parecidos com aqueles obtidos nos piroxênios, porém com pressões maiores para as rochas do tipo ATC em comparação com aquelas do tipo ATP (ATP:  $T = 1043 \pm 5^\circ\text{C}$ ,  $P = 1,9 \pm 1$  kbar; ATC:  $T = 1033 \pm 14^\circ\text{C}$ ,  $P = 3,2 \pm 1$  kbar), Figuras 8 e 9. Com isso, é possível sugerir que a marcha de cristalização das rochas ATP é diferente daquela ATC. No primeiro caso, o processo se inicia com a formação da augita, seguida pela cristalização do plagioclásio, enquanto que no caso das rochas ATC, a sequência é inversa, ou seja, o plagioclásio se cristaliza antes da augita. Este aspecto também é corroborado pela textura das rochas estudadas, onde aquelas do tipo ATC, mostram natureza porfírica, sendo observados macrofenocristais de plagioclásio. Além disso, os cristais de piroxênio e plagioclásio das rochas do tipo ATP formaram-se ao longo de um amplo intervalo de pressões (não há uma moda nos histogramas das Figuras 8 e 9), o que sugere um processo de extravasamento contínuo e possivelmente rápido, caracterizado pela textura afírica dessas rochas, com a presença de inúmeros cristalitos e micrólitos de piroxênio e plagioclásio. No caso das rochas do tipo ATC, a natureza porfírica dessas rochas, e a distribuição de pressão dos plagioclásios, sugere uma pressão de formação entre 3 e 4 kbar.

Se admitirmos um gradiente de  $3,3$  kbar/1 km, e as pressões mais elevadas obtidas para os minerais das rochas ATP e ATC, obtêm-se profundidades de cristalização de 21 km para as ATC (plagioclásio,  $P = 6,3$  kbar) e de 17 km para as ATP (piroxênios,  $P = 5,3$  kbar). Essas pressões não significam que as rochas foram geradas a essas profundidades, mas sim que piroxênios e plagioclásios se cristalizaram sob essas condições.

Além disso, os resultados obtidos fornecem uma estimativa da concentração de água associada à temperatura de cristalização do plagioclásio, Figura 10, revelando valores da ordem de 1% para ambos os casos. Para verificar a consistência destes dados, foi aplicado o geohigrômetro de Baker & Eggler (1987), Figura 11, que mostra concentrações de água ainda menores, com valores muito próximos da condição anidra.

A quantificação da concentração de voláteis dissolvidos no líquido magmático (em especial a água), mesmo que por métodos indiretos, é fundamental para estabelecer o estilo de erupção das rochas vulcânicas. Nesse sentido, quando o magma se desloca em direção à superfície, com a diminuição da pressão, há exsolução



**FIGURA 11.** Diagrama OPX-QZ+OR-PL, de Baker & Eggler (1983), com as curvas de equilíbrio para as diferentes concentrações de água. Rochas do tipo Palmas- símbolos vazios e as do tipo Chapecó símbolos cheios. É mostrado também o campo de estabilidade do anfibólio. No destaque da Figura A, o campo do diagrama representado em B.

da água, causando um aumento drástico na viscosidade, passando a sofrer vesiculação. Dependendo da concentração de água a quantidade de vesículas passa a comprimir o magma, que pode sofrer colapso, constituindo uma coluna de material piroclástico. Assim, quanto maior for a concentração de água em um magma, maior deverá ser a pressão para que os voláteis permaneçam dissolvidos, e conseqüentemente sua exsolução se iniciará a maiores profundidades, o que aumenta a probabilidade de gerar extrusão explosiva.

Um cálculo preliminar, utilizando-se a expressão de Newman & Lowenstern (2002), para a concentração de água ora obtida, a exsolução da água do magma silicático ácido dos tipos Palmas e Chapecó, ocorreu a 30 m de profundidade, ou seja, bem próximo à superfície. Segundo cálculos de Burnham (1972) (segundo Cas & Wright, 1987), um líquido de composição adesítica, com 2,8% de água, inicia o processo de exsolução da água a uma profundidade de 2 km, e produz erupção de caráter explosivo.

Desta forma a erupção das rochas ácidas da Província Magmática do Paraná não apresentam parâmetros físicos característicos de uma erupção explosiva, mas por outro lado, seu extravasamento na forma de lavas, parece também não explicar de maneira satisfatória a grande área de exposição e homogeneidade química dessas rochas, conforme descrito anteriormente.

Assim os dados obtidos parecem apontar para o magma fluidizado por voláteis que se espalharia por grandes áreas, com pouco atrito com a superfície do

terreno, que vai aumentando com o incremento da viscosidade, desenvolvendo estruturas de lavas coerentes ao derrame.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundunesp pelo auxílio concedido para as análises de química mineral. AJRN agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade e MCR agradece à FAPESP pela concessão da bolsa de IC.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ASIMOV, P.D. & GHIORSO, M.S. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. **American Mineralogist**, v. 83, n. 1, p. 7-22, 1998.
2. BAKER, D.R. & EGGLEER, D.H. Composition of anhydrous and hydrous melts coexisting with pagoclase, augite and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8kbar: application to the aletunian volcanic center of Atka. **American Mineralogist**, v. 72, p. 12-28, 1983.
3. BURNHAM, C.W. The importance of volatile energy of explosive eruptions. **Earth Mineral Science**, v. 41, p. 69-70, 1972.
4. BRYAN, S.E.; UKSTINS-PEATE, I.; PEATE, D.W.; SELF, S.; JERRAM, D.A.; MAWBY, M.R.; MARSH, J.S.; MILLER, J.A. The largest volcanic eruptions on Earth. **Earth-Science Review**, v. 102, p. 207-229, 2010.
5. CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. (Coords). **Volcanic successions: modern and ancient – a geological approach to processes products and successions**. Allen & Unwin, Publication Ltd., 528 p., 1987.
6. DAMACENO, D.; SCOATES, J.S.; WEIS, D.; FREY, F.A.; GIRET, A. Mineral chemistry of mildly alkali basalts from the 25 Ma Mont Crozier section, Kerguelen Archipelago: constraints on phenocryst crystallization environments. **Journal Petrology**, v. 43, n. 7, p. 1389-1415, 2002.
7. DEER, A.A.W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas – uma introdução**. Lisboa: Logmans, Green and Co. Ltd., 652 p., 2003.
8. ERNESTO, M.; RAPOSO, M.I.B.; MARQUES, L.S.; RENNE, P.R.; DIOGO, L.A.; DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 321-340, 1999.
9. ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal Volcanology Geothermal Research**, v. 118, p. 15-36, 2002.
10. FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisa em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49-57, 2009.
11. GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. **Journal Geophysical Research**, v. 99, p. 18177-18145, 1994.
12. GARCIA, P.F. & MARINHO, D.A. Aspectos genéticos das rochas ácidas da formação Serra Geral nas folhas Uruguaiana (SH-21) e Porto Alegre (SH-22). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4, 1980, Camboriú. **Resumos Expandidos...** Santa Catarina: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, p. 2059-2068.
13. GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. **Journal Petrology**, v. 36, n. 5, p. 1193-1227, 1995.
14. GHIORSO, M.S. & EVANS, B.W. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. **American Journal of Science**, v. 308, p. 957-1039, 2008.
15. GHIORSO, M.S. & SACK, R.O. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic system at elevated temperature and pressures. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 119, p. 197-212, 1995.
16. HOUSH, T.B. & LUHR, J.F. Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. **American Mineralogist**, v. 76, p. 477-492, 1991.
17. ISHII, T. The relations between temperature and composition of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry. **Mineralogy Journal**, v. 8, p. 48-57, 1975.
18. JANASI, V.; FREITAS, V.A.; HEARMAN, L.M. The onset flood basalt volcanism, northern Paraná Basin, Brazil: a precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. **Earth Planetary Science Letters**, v. 302, n. 2, p. 147-153, 2011.
19. KRETZ, R. Transfer exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. **Geochimical Cosmochim Acta**, v. 26, p. 52-65, 1982.
20. KUDO, A.M. & WEILL, D.F. An igneous plagioclase thermometer. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 26, p. 52-65, 1970.
21. LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal Petrology**, v. 27, p. 745-750, 1986.
22. LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. **Boletim da Faculdade de Ciências e Letras da USP**, v. 5, p. 103, 1949.
23. LINSLEY, D.H. Pyroxene thermometry. **American Mineralogist**, v. 68, p. 477-493, 1983.

24. LIPMAN, P.W. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. **Bulletin of Volcanology**, v. 59, p. 198-218, 1997.
25. MARQUES, L.S. & ERNESTO, M.E. O magmatismo toleítico da bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.R.; BRITO NEVES, B.B. (Coords.), **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de F.F.M. de Almeida**. Beca Produções Culturais, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 245-263, 2004.
26. MARSH, J.S.; EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; MILLER, R. McG. The Etendeka igneous province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, p. 464-486, 2001.
27. MARZOLI, A.; RENNE, P.R.; PICCIRILLO, E.M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the central Atlantic magmatic province. **Science**, v. 284, p. 616-618, 1999.
28. MATHEZ, E.A. Refinement of the Kudo & Weill plagioclase discrimination thermometer and its application to basaltic rocks. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 41, p. 61-72, 1973.
29. MERZBACHER, C. & EGGLER, D.H.A. Magmatic geothermometer: Application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. **Geology**, v. 12, p. 587-590, 1984.
30. MILNER, S.C.; LE ROEX, A.P.; O'CONNOR, J.M. Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup. **Journal of Geology**, v. 152, p. 97-104, 1995.
31. MINCATO, R.L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. Novas idades <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na província ígnea continental do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9, 2003, Belém. **Resumos...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003, p. 4.
32. MORIMOTO, N. Nomenclature of Pyroxenes. **Mining Magazine**, v. 52, p. 535-550, 1988.
33. NARDY, A.J.R. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da bacia do Paraná**. Rio Claro, 1995. 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
34. NARDY, A.J.R.; MACHADO F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. As Rochas Vulcânicas Mesozóicas Ácidas da bacia do Paraná: Litoestratigrafia e Considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.
35. NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGO, D.R.H.; MACHADO F.B. Litoestratigrafia da formação Serra Geral. **Geociências**, v. 21, n. 2, p. 15-32, 2003.
36. NEWMAN, S. & LOWENSTERN, J.B. VolatileCalc: a silicate melt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solution model written in Visual Basic for Excel. **Computers & Geosciences**, v. 28, p. 597-604, 2002.
37. NIMIS, P. Clinopyroxene geothermometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 123, p. 92-108, 1999.
38. PEATE, D.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139, 1992.
39. PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coords.). **The Mesozoic Flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: IAG-USP, 600 p., 1988.
40. PINTO, V.M.; HARTMANN, L.S.; SANTOS, J.O.S.; McNAUGHTON, N.J.; WILDNER, W. Zircon U-Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. **Chemical Geology**, v. 28, n. 2, p. 93-102, 2010.
41. PUTIRKA, K.D. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. **American Mineralogist**, v. 90, p. 336-346, 2005.
42. PUTIRKA, K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 69, p. 61-120, 2008.
43. PUTIRKA, K.D.; RYERSON, F.J.; MIKAELIAN, H. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. **American Mineralogist**, v. 88, p. 1542-1554, 2003.
44. RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic – Cretaceous boundary. **Science**, v. 253, p. 975-979, 1992. (a)
45. RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. Rapid eruption of the Paraná flood volcanism, rifting of southern Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979, 1992. (b)
46. RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth Planetary Science Letters**, v. 144, p. 199-211, 1996.
47. SCHNEIDER, A.W. & PIRES DA ROCHA, F.X. (Coords.). **Emprego de basaltos em pavimentação rodoviária**. Rio de Janeiro: Instituto de Pesquisa Rodoviária, CNPq, 433 p., 1968.
48. SUN, S. & MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. SAUNDERS & M.J. NORRY (Coords.), **Magmatism in the Ocean Basins**. London: Geology Society of London, p. 131-345, 1989.
49. THIEDE, D.S. & VASCONCELOS, P.M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar results. **Geologia**, v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010.
50. TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology. **Earth Planetary Science Letters**, v. 121, p. 333-348, 1994.
51. WILSON, C.J.N. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 8, p. 231-249, 1980.

*Manuscrito Recebido em: 25 de agosto de 2011  
Revisado e Aceito em: 29 de setembro de 2011*