As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas

Antonio José Ranalli Nardy¹, Fábio Braz Machado^{2,3} & Marcos Aurélio Farias de Oliveira⁴

Resumo As rochas vulcânicas ácidas mesozóicas da Bacia do Paraná recobrem uma área de 64.000 km² e representam 2,5% do volume total da Formação Serra Geral. São caracterizadas por dois grupos petrograficamente distintos denominados de Palmas (afíricos) e Chapecó (porfíricos), sendo o primeiro grupo majoritário, representando 2% do volume total, enquanto o segundo apenas 0,5%. É possível observar as relações de contato entre eles apenas em algumas regiões no sul do Estado do Paraná, sendo que o tipo Chapecó sobrepõe o Palmas. Do ponto de vista litogeoquímico, as rochas do tipo Chapecó são mais enriquecidas em Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K e empobrecidas em Rb, Th e U em comparação com as do tipo Palmas. O forte enriquecimento de alguns elementos traços (e.g. Nb=2,58) aponta para fontes magmáticas distintas, e de processos de contaminação crustal evidenciados pelas relações Rb/Ba (de 0,27 a 0,31 para as do tipo Palmas e de 0,09 a 0,11 para as do tipo Chapecó). Esses dados permitem reconhecer cinco subgrupos distintos de rochas do tipo Palmas, denominados de Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi (Peate *et al.*, 1997), Clevelândia e Jacuí e outros três subgrupos de rochas do tipo Chapecó, denominados de Ourinhos, Guarapuava (Peate *et al.*, 1997) e Tamarana, que parecem estar fortemente condicionadas às suas distribuições espaciais. As diferentes seções colunares dessas rochas parecem indicar que os vários tipos e subtipos de rochas vulcânicas ácidas correspondem a diferentes magmas-tipo e a unidades estratigráficas diacrônicas.

Palavras-Chave: Vulcanismo Mesozóico, Formação Serra Geral, Rochas Vulcânicas Ácidas.

Abstract *The mesozoic acidic volcanic rocks of Paraná Basin: lithostratigraphy and geochemical stratigraphy aspects.* The mesozoic acidic volcanics of Paraná Basin covers an area of 64,000 km² or 2.5% of the total volume of Serra Geral Formation. Two main types are recognized and are named Palmas (aphyric rocks) and Chapecó (porphyritic rocks). The Palmas type (2% of total volume) dominate over the Chapecó (0.5% vol.) one. In the Paraná State, it is possible to found the Chapecó overlaying the Palmas volcanic rocks. The geochemical data shows that Chapecó volcanics have distinctly higher Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K and lower concentrations of Rb, Th and U relative to Palmas rocks. The Nb concentration in Chapecó rocks is 2.58 times higher than Palmas leading to the suggestion that the magmatic sources of Palmas and Chapecó rocks are different. The Rb/Ba of Chapecó (0,09-0,11) and Palmas rocks (0,27-0,31) indicates that crustal assimilation process is very important to explain the origin of these rocks, mainly the Palmas type. The geochemical data allow us to recognize five different types of Palmas volcanic rocks named Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi (Peate *et al.*, 1997), Clevelândia and Jacuí, and three different types of Chapecó volcanics, named Ourinhos, Tamarana (Peate *et al.*, 1997) e Guarapuava, which are strongly correlated with their regional distribution in Paraná Basin, and appear to have evolved from different magma-types. The regional and temporal relationships of the different acidic volcanic rocks point to diachronous stratigraphic units.

Keywords: Mesozoic Volcanism, Serra Geral Formation, Acidic Volcanic Rocks.

INTRODUÇÃO Durante o Mesozóico, o supercontinente Gondwana foi palco de intensa atividade magmática, resultando extensos derrames em certas regiões desse continente. Posteriormente, por meio de processos distensivos da litosfera deu-se a separação continental, com o aparecimento de novas bacias oceânicas. Dentre essas regiões destacam-se as Províncias Magmáticas do Karoo (no sul do continente africano) e a de Ferrar (compreendendo parte dos continentes da

Antártica, Tasmânia, e Austrália), cujos magmatismos jurássicos precederam a formação do Oceano Índico. Já as províncias cretácicas do Paraná (América do Sul) e do Etendeka (África) antecederam a formação da porção sul do Oceano Atlântico.

Todas essas províncias continentais são consideradas como grandes regiões magmáticas, ou LIPs (cf. Coffin & Eldholm, 2001), possuindo certas características em comum, como a predominância de lavas de na-

1 - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: nardy@rc.unesp.br

2 - Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: fabiobm@rc.unesp.br

3 - Centro Universitário Salesiano de São Paulo, UNISAL, Americana (SP), Brasil.

4 - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: maurelio@rc.unesp.br

tureza toleítica distribuídas por superfícies superiores a $0,1 \text{ Mkm}^2$ e acumuladas em volumes de pelo menos 1 Mkm^3 , extravasados em períodos de tempo relativamente curtos, algo em torno de alguns poucos milhões de anos. Rochas de composição ácida-intermediária na forma de lavas ou como intrusivas estão também presentes, normalmente associadas ao início ou ao final do magmatismo (Coffin & Eldholm, 2001; Ernst *et al.*, 2005).

Nesse contexto, a Província do Paraná-Etendeka é a mais expressiva delas, sendo constituída por um volume de magma da ordem de 1 Mkm^3 . Dessa província parecem também fazer parte os derrames associados às bacias de Cuanza e Namibe, localizadas na costa oeste de Angola (Piccirillo *et al.*, 1990; Alberti *et al.*, 1992). Entretanto, o imenso volume de magma produzido nesse período na província não se distribuiu de forma uniforme entre os dois continentes. No africano, em especial na região do Etendeka, as lavas recobriram uma área aproximada de $0,78 \text{ Mkm}^2$, além de acumuladas em uma pilha de até 1 km de espessura (Peate, 1997; Marsh *et al.*, 2001). No continente sul-americano, na Província Magmática do Paraná, estima-se estarem 95% de todo o volume de magma produzido (Milner *et al.*, 1995), estendido por cerca de $1,2 \text{ Mkm}^2$, o que equivale a 75% da superfície da Bacia do Paraná, em seqüências de até 1,7 km de espessura, resultando um volume da ordem de $0,8 \text{ Mkm}^3$ de lavas (Melfi *et al.*, 1988). Deve-se ainda considerar que esse imenso volume de material vulcânico é remanescente de um extenso processo de erosão que atingiu a Plataforma Sul-Americana e que, segundo Gallagher *et al.* (1994), o teria reduzido em pelo menos uma ordem de grandeza. Desse volume total de lavas toleíticas registrado, cerca de 90% são de basalto e o restante de natureza félsica, andesitos e riolitos (Piccirillo *et al.*, 1988). Ao extenso campo de lavas se associa intensa atividade intrusiva discordante, como as relativas aos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, de direção preferencial NW-SE, e da Serra do Mar, dispostos paralelamente à costa brasileira e encontrados principalmente nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Associam-se também potentes sills de diabásio encaixados preferencialmente nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, comuns nos estados de São Paulo e Paraná.

Porém, a porção mais significativa da província é a dos derrames constituindo a Formação Serra Geral, que cobre praticamente toda a região meridional do Brasil, as áreas oriental do Paraguai e ocidental do Uruguai (Formação Arapey), e a do norte da Argentina (Membro Posadas da Formação Curuzú Cuatiá).

As idades das rochas vulcânicas da província, obtidas por meio de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, revelam que o pico de atividade ígnea ocorreu num curto espaço de tempo, entre 133 e 130 Ma (Renne *et al.*, 1992a, 1996a, b; Turner *et al.*, 1994; Ernesto *et al.*, 1999, 2002; Minicato *et al.*, 2003). Essas idades são coerentes com os dados paleomagnéticos relativos à frequência de reversões e de variações seculares do campo geomagnético, produzidos a partir de seqüências de lavas das regiões central e sul da Bacia do Paraná que apresentam até 1

km de espessura, acumuladas em um intervalo de até 1 Ma (Renne *et al.*, 1992a; Ernesto *et al.*, 1999).

Além disso, as idades das rochas vulcânicas na porção sul da Bacia do Paraná situam-se entre $131,4 \pm 1,6$ e $132,9$ Ma (Renne *et al.*, 1992a) enquanto que as das regiões norte e central entre $129,9 \pm 0,1$ Ma e $131,9 \pm 0,9$ Ma (Renne *et al.*, 1992b). Ainda, as idades observadas na porção norte da Bacia do Paraná são praticamente as mesmas das lavas do Etendeka ($131,7 \pm 0,7$ Ma e $132,3 \pm 0,7$ Ma; Renne *et al.*, 1996b) e da Bacia de Cuanza ($131,9 \pm 1,6$ Ma e $131,6 \pm 1,4$ Ma; Marzoli *et al.*, 1999). Assim sendo, parece que o vulcanismo que afetou a Província Magmática do Paraná-Etendeka migrou de Sul para Norte. Esta hipótese também é corroborada pelas idades determinadas em rochas intrusivas do enxame de diques do Arco de Ponta Grossa (129-131 Ma; Turner *et al.*, 1994 e Renne *et al.*, 1996a), da Serra do Mar (131 Ma, Renne *et al.*, 1996b), dos diques costeiros de Florianópolis (129-119 Ma, Deckart *et al.*, 1998) e também das bacias marginais de Campos e Santos, com valores da ordem de 124 Ma (Mizusaki *et al.*, 1992). Ainda, as curvas de deriva polar obtidas a partir de dados paleomagnéticos das rochas intrusivas e extrusivas da Província Magmática do Paraná (Ernesto *et al.*, 1999) apontam também para esse sentido de migração do vulcanismo na província.

De modo geral, a observação macroscópica das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral permite individualizar três tipos petrográficos principais, facilmente reconhecíveis. O primeiro deles, majoritário, corresponde ao dos basaltos, que exibem predominantemente textura intergranular e suas variações (intersertal, hialofítica, etc). Os outros dois são representados por rochas de natureza ácida, denominadas de Palmas e Chapecó, sendo, respectivamente, as primeiras maciças e afíricas, e as segundas porfiríticas. A facilidade de reconhecimento a olho nu permitiu a sua cartografia com a definição de dois novos membros associados à Formação Geral, caracterizados pela presença dessas rochas-tipo intercaladas aos basaltos.

Essas rochas de natureza ácida não são exclusivas da Província Magmática do Paraná, mas ocorrem também em parte da porção oeste do continente africano. De maneira geral, as do tipo Chapecó são reconhecidas nas bacias do Cuanza e Namibe, na porção sul de Angola, além de um pouco mais ao sul, já na Província Magmática do Etendeka, na Namíbia, na região de Sarusas. Por sua vez, as ácidas do tipo Palmas estão presentes mais ao sul da província, na região de Tafelberg (Fig. 1).

Embora o volume do vulcanismo observado no continente africano, cerca de 0,5%, no Etendeka, seja pouco representativo em relação ao da Formação Serra Geral as rochas de natureza ácida chegam a constituir até 50% do total (Marsh *et al.*, 2001).

Além disso, essas vulcânicas não estão distribuídas de forma aleatória pela Província do Paraná-Etendeka, mas, sim, concentradas próximas às atuais linhas costeiras dos continentes sul-americano e africano, a indicar que geneticamente estiveram associadas de algum

Figura 1 - Mapa pré-drift da Província Magmática do Paraná-Etendeka. Legenda: 1. basaltos, 2. vulcânicas ácidas do tipo Chapecó, 3. vulcânicas ácidas do tipo Palmas, 4. diques, 5. área adjacente. Modificado de Milner et al. (1995), Stewart et al. (1996), Peate (1997) e Nardy (2002).

modo à separação do Gondwana. Assim, o seu estudo mais detalhado remete-nos ao conhecimento dos últimos pulsos magmáticos registrados na Província Magmática do Paraná antes do processo de ruptura continental que levou à formação da África e da América do Sul.

Este trabalho tem como objetivo apresentar novos dados sobre a litoestratigrafia das vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó da Formação Serra Geral, suas características litogeoquímicas e aspectos geoquímico-estratigráficos, de forma a contribuir para um melhor entendimento sobre origem e evolução dessas rochas na Bacia do Paraná.

LITOESTRATIGRAFIA As rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas (ATP) são caracterizadas pela coloração cinza clara, às vezes adquirindo tonalidade vermelho-acastanhada, natureza afírica, textura hipo a

holohialina com marcante aspecto sal-e-pimenta. Sua mineralogia essencial é de microfenocristais (granulação inferior a 0,2 mm) de plagioclásio (labradorita), que chega a constituir até 16% do volume total da rocha, 11% de augita, 3% de pigeonita, 5% de magnetita e menos de 1% de apatita. Esses cristais exibem muitas vezes estruturas de resfriamento rápido, desenvolvendo formas esqueléticas, aciculares, ocas ou terminações em forma de cúspide. A matriz é composta por material semivítreo, que atinge em média 63% do volume da rocha, de coloração castanha escura, levemente birrefringente, caracterizado pelo intenso intercrescimento de microlitos de quartzo e feldspato alcalino na forma de textura granofírica, que envolve por completo as fases cristalinas. Quando holohialinas (pichestones), essas rochas mostram coloração negra e fratura conchoidal proeminente. Entretanto, devido à sua natureza amorfa,

alteram-se com muita facilidade e, assim, na maioria dos afloramentos, encontram-se totalmente intemperizadas, com coloração acastanhada, lembrando depósitos de natureza sedimentar, salpicados de vesículas e amígdalas com até 10 mm de comprimento, normalmente preenchidas por quartzo.

As rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó (ATC) são porfiríticas, com cerca de 24% de fenocristais de plagioclásio com até 2 cm de comprimento, imersos em matriz afanítica de coloração cinza clara quando fresca e acastanhada quando alterada. A mineralogia consiste em fenocristais euhedrais de andesina imersos em matriz constituída fundamentalmente por 4,5 % de augita, 2,2% de pigeonita, 3,7% de magnetita e 1,7% de apatita (valores médios) envoltos por uma trama de quartzo e feldspato alcalino em arranjo felsítico, localmente granofírico, imprimindo à rocha textura vitrofírica.

Dos quase cem perfis estudados, observou-se que os corpos de natureza ácida são tabulares e de grande extensão lateral, da ordem de algumas dezenas de quilômetros. Dados paleomagnéticos de Pacca & Ernesto (1982) e geoquímicos Nardy (1996) sugerem extensões da ordem de 30 km. Verticalmente, verifica-se a presença de estruturas e texturas que permitem definir três domínios principais. O inferior, ou basal, é caracterizado por uma zona de atrito entre o substrato, de basalto, e o fluxo magmático de composição ácida. Dessa interação resultam brechas epiclásticas, constituídas por fragmentos angulosos de até 20 cm de comprimento de basalto, normalmente vesicular, soldados por uma matriz vítrea de composição ácida. É abundante a presença de minerais secundários e de preenchimento, como calcita, zeólitas, quartzo, limonita, etc. Esse domínio é pouco expressivo frente à espessura total das seções. Ele chega a apresentar de 1 até 5m, embora na maioria dos perfis analisados esteja ausente, sugerindo que o atrito com o substrato foi pequeno. O domínio intermediário, ou principal, é mais homogêneo, correspondendo a uma região de resfriamento e compactação do corpo magmático sem demonstrar evidências acentuadas de fluxo. É caracterizado predominantemente por rochas de natureza maciça, embora vesículas e amígdalas levemente achatadas, com alguns milímetros de comprimento, estejam espalhadas ao longo de toda a seção. Em geral, não ultrapassam 1% do volume total da rocha, mas tornam-se mais abundantes e maiores, atingindo até 10 mm de comprimento, nas proximidades do topo da sequência. O diaclasamento é também uma estrutura característica desse domínio, sendo representado por juntas de atitude vertical, contínuas, com espaçamento horizontal entre 1 e 2 m. Localmente, ocorre também um persistente bandamento ígneo, onde bandas de coloração branca alternam-se a outras de coloração escura. As claras têm cerca de 2 cm de espessura, composição quartzo-feldspática e mostram maior grau de cristalinidade em comparação com as bandas escuras, que, por sua vez, exibem coloração cinza escuro e natureza hipohialina. Esse bandamento, via de regra, apresenta atitude horizontal e se caracteriza pela grande continuidade lateral, persistindo por vários qui-

lômetros de extensão, especialmente nos afloramentos de rochas do tipo Chapecó. A relação de contato entre as duas bandas é difusa, observando-se fenocristais de plagioclásio não orientados compartilhados entre ambas e, portanto, aparentando não terem sido diretamente afetados pelo fluxo, mas provavelmente por diferenças no grau de compactação e concentração de voláteis. Muito possivelmente essa estrutura tenha se desenvolvido após o fenômeno de escoamento do magma na superfície, durante o processo de resfriamento.

O domínio superior, ou de topo, é o que apresenta maior diversidade de estruturas, todas ligadas a processos de fluxo. A sua porção inferior caracteriza-se pela presença de diaclasamento plano-paralelo cerrado, onde lajes com espessuras variando de 10 a 20 cm formam uma pilha de até 10 m. Esse tipo de estrutura é também denominado de acamamento ígneo, tendo em vista ser produzido pela movimentação de um líquido viscoso sobre uma paleo-superfície praticamente lisa e horizontal. Porém, à medida que se aproxima do topo do domínio as estruturas assumem um padrão ondulado, que configura em escala de afloramento anticlinais e sinclinais, podendo inclusive apresentar atitude vertical. Embora seja uma estrutura comum para ambas as sequências de rochas ácidas, ela é mais freqüente e proeminente naquelas do tipo Palmas. Ressalta-se, porém, que nem todas as amostras desse domínio, analisadas sob microscopia de luz polarizada, exibem textura que denuncie o fluxo da lava na superfície, em especial a pilotaxítica (cristais orientados por fluxo), o que sugere que o mesmo possa ter ocorrido em curto espaço de tempo e a temperaturas elevadas, acima de 1000° C, conforme indicam os resultados geotermométricos das principais fases minerais (piroxênios, plagioclásio e magnetita) (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995). A cristalização parece ter sido ainda rápida, pois essas rochas apresentam textura hipohialina (a concentração de matriz vítrea pode ser superior a 75% do volume total da rocha) e os microfenocristais presentes mostram, em sua maioria, interiores ocos, terminações em forma de cúspide ou então hábito acicular.

Entretanto, outras estruturas típicas de fluxo estão presentes e são bastante abundantes nesse domínio. Uma delas é o lineamento mineral, onde microcristais de feldspato e quartzo intercrecidos formam filetes de coloração clara, com alguns milímetros de espessura, dobrados em um padrão complexo, sugerindo forte influência do fluxo magmático imposto às rochas nas etapas finais de cristalização.

É ainda nessa região que se reconhece a presença de uma zona de brechas autoclásticas, fortemente marcadas por estruturas de fluxo e com até 2 m de espessura, possivelmente geradas pelo movimento de uma massa magmática viscosa que engloba parte do material já extravasado à superfície, total ou parcialmente solidificado.

Por fim, nas sequências de rochas ácidas do tipo Palmas, ainda no domínio superior, é comum observar corpos lenticulares com até 10 m de espessura de rochas holohialinas, de coloração negra, fratura conchoidal e

brilho de piche (pichestones), intercaladas às variedades hipohialinas (Fig. 2).

As rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral ocorrem associadas a extensos platôs, em altos topográficos, com pequena cobertura vegetal, que se destacam nas imagens de satélite, em especial nas infravermelhas, apresentando coloração cinza-esbranquiçada. Já nas imagens de radar, elas estão representadas por superfícies lisas com baixa densidade de elementos texturais.

Baseado nessas características, Nardy *et al.* (2002), com o objetivo de cartografar as rochas ácidas da Bacia do Paraná, propuseram a incorporação de duas novas unidades litoestratigráficas à Formação Serra Geral, denominadas de Membros Palmas e Chapecó, e caracterizadas pela presença das rochas homônimas associadas a intercalações de basaltos e andesitos. O mapa litoestratigráfico obtido é mostrado na figura 3, de onde se destaca que as unidades ácidas cobrem 5% da superfície formada pela Formação Serra Geral, algo ao redor de 64.000 km², e ocupam um volume de 15.300 km³, segundo dados de Nardy *et al.* (2002), empregando as espessuras medidas no campo e cálculos em plataforma CAD. Os dados indicam também que o Membro Palmas é muito mais expressivo que o Chapecó, che-

gando a representar 95% da área e 80% do volume total dessas unidades. Considerando o volume de lavas da Formação Serra Geral, 2,5% desse total correspondem ao Membro Palmas e 0,5% ao Membro Chapecó.

De maneira geral, as unidades ácidas encontram-se dispostas 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 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, a indicar que nessa área as rochas do Membro Chapecó são mais jovens que as do tipo Palmas.

LITOGEOQUÍMICA Embora haja na literatura um grande acervo de dados geoquímicos de rochas vulcânicas ácidas, a sua utilização para estudos litogeoquímicos de maior detalhe encontra o inconveniente de as amostras não possuírem localizações geográficas confiáveis, ou então, provierem de autores distintos, sendo as informações disponíveis coligidas a partir de diferentes metodologias e erros analíticos. Nesse contexto, um con-

Figura 2 - Seções colunares características de seqüências de rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas (A) e Chapecó (B).

junto de 250 amostras de rochas ácidas, coletadas durante os trabalhos de campo realizados no programa de mapeamento geológico da Formação Serra Geral (Nardy et al., 2002), foi selecionado para o presente estudo. Essas amostras foram analisadas para elementos maiores, menores e traços por meio de fluorescência de raios

dy et al., 2002), foi selecionado para o presente estudo. Essas amostras foram analisadas para elementos maiores, menores e traços por meio de fluorescência de raios

Figura 3 - Mapa litoestratigráfico dos Membros Palmas e Chapecó da Formação Serra Geral (modificado de Nardy et al., 2002). No detalhe, seções colunares representativas das associações litogeoquímicas observadas entre Jaguari-Santiago (1), Sobradinho-Soledade (2), Bento Gonçalves-Flores da Cunha (3), Bom Jesus-Vacaria (4), Machadinho-Anita Garibaldi (5), Clevelândia-Generoso (6), Rio Paranapanema-Ourinhos (7).

X no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp. Para as determinações de elementos maiores e menores empregaram-se pastilhas fundidas em meio borato na proporção de 1:5 (cf. Nardy *et al.*, 1997). Os elementos traços foram analisados a partir de pastilhas de pó, onde a amostra pulverizada a uma granulometria inferior a 200 mesh é misturada com cera micro pulverizada na proporção de 1:4, e prensada a 25 T/cm². Em algumas amostras, foram determinadas as concentrações de elementos terras raras por meio de ICP-OES, utilizando-se separação cromatográfica em resinas de troca iônica e nebulização ultrassônica, segundo metodologia descrita em Malagutti *et al.* (1998). Essas determinações foram também executadas no mesmo laboratório. A tabela 1 reúne os resultados obtidos em algumas amostras de rochas certificadas, onde é possível avaliar os erros analíticos envolvidos nas determinações. Por fim, foram também analisados os elementos U e Th de algumas amostras por meio de espectrometria gama no Departamento de Geofísica do IAG-USP, com os procedimentos analíticos empregados discutidos em Marques *et al.* (1993). Os resultados mais representativos das associações de rochas vulcânicas ácidas estão listados na tabela 2.

O caráter geral das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral foi determinado por Piccirillo & Melfi (1988) com o auxílio do diagrama R1R2 de De La Roche *et al.* (1980) (Fig. 4), onde se distingue a presença de dois grandes grupos de rochas, denominados de toleítico e toleítico-transicional. O primeiro, disperso pelo campo toleítico, é constituído por basaltos com baixo teor em Ti ($\text{TiO}_2 < 2\%$) e por rochas ácidas do tipo Palmas; o segundo, também disposto no campo toleítico, porém, deslocado em direção ao transicional, é constituído por basaltos com alto teor em Ti ($\text{TiO}_2 \geq 2\%$) e rochas ácidas do tipo Chapecó. É importante assinalar que as rochas da associação toleítica ocorrem preferencialmente na região sul da Bacia do Paraná, ou seja, aquela situada abaixo do Alinhamento do Rio Uruguai. Já as da associação toleítica-transicional estão presentes na região centro-norte da bacia, ou seja, acima daquele alinhamento, o que parece indicar a cogeneticidade entre as rochas de ambas associações.

Os dados geoquímicos ora obtidos demonstram que as rochas ácidas do tipo Palmas (ATP) não diferem daquelas do tipo Chapecó (ATC) apenas por seus aspectos petrográficos, mas apresentam também características geoquímicas bem distintas. De maneira geral, as do tipo Chapecó possuem intervalo de SiO_2 entre 63,37% e 68,37%, enquanto que nas do tipo Palmas ele é bem maior, indo de 63,00% a 72,07%. Por outro lado, para um mesmo intervalo de SiO_2 , observa-se que as rochas do tipo Chapecó contêm maiores concentrações de álcalis (de 7,45% a 8,34%) em comparação com as do tipo Palmas (de 5,98% a 8,64%) (Fig. 5). Neste mesmo diagrama, é possível observar que as rochas do tipo Palmas estão dispostas no campo dos riadacitos e riolitos, enquanto que as do tipo Chapecó no campo dos traquitos (LeBas *et al.*, 1986). Essas diferenças geoquímicas

Tabela 1 - Comparação entre os dados geoquímicos obtidos pelas técnicas analíticas empregadas neste trabalho com aqueles certificados para três materiais de referência internacional.

	QLO-1		B-R		RGM-1	
	obtido	certif.	obtido	certif.	obtido	certif.
SiO_2	66,36	66,20	39,56	39,52	73,74	74,03
TiO_2	0,63	0,63	2,70	2,69	0,30	0,27
Al_2O_3	16,39	16,34	10,47	10,54	13,86	13,84
Fe_2O_3	4,46	4,39	13,39	13,33	1,90	1,88
MnO	0,10	0,09	0,206	0,207	0,04	0,04
MgO	1,05	1,01	13,80	13,74	0,29	0,28
CaO	3,23	3,20	14,25	14,28	1,23	1,16
Na_2O	4,29	4,24	3,18	3,17	4,12	4,11
K_2O	3,70	3,64	1,47	1,45	4,36	4,34
P_2O_5	0,26	0,26	1,09	1,08	0,05	0,05
Soma	100,47	100,00	100,12	100,00	99,89	100,00
Cu	30	29	72	72	11	12
Ni	3	5	263	260	3	4
Ba	1390	1370	1063	1050	796	807
Rb	73	74	45	47	146	149
Sr	332	336	1335	1320	104	108
Zr	192	185	256	260	230	219
Y	26	24	29	30	24	25
Nb	11	10	98	98	10	9
La	31	27			28	24
Ce	50	54			44	47
Nd	26	26			20	19
Sm	5,3	4,9			4,5	4,3
Eu	1,4	1,4			0,80	0,66
Gd	4,6	4,7			3,5	3,7
Dy	3,7	3,8			3,4	4,08
Ho	0,83	0,86			0,77	0,95
Er	2,3	2,3			2,3	2,6
Yb	2,1	2,3			2,3	2,6
Lu	0,30	0,37			0,35	0,41

são também visíveis nos diagramas de Harker (Fig. 6), com as rochas do tipo ATC mostrando-se mais enriquecidas em TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 e empobrecidas em CaO e MgO relativamente às do tipo ATP.

Quando se confrontam os padrões de distribuição dessas rochas em diagrama de concentrações re-

Tabela 2 - Dados geoquímicos representativos das rochas ácidas estudadas.

	Caxias do Sul										Jacuí					
Sigla	KCF	KSE	KPT	KSE	KSE	KLA	KS	KS	KS	KS	KSE	KSC	KSE	KSJ	KSJ	KSJ
nº	42	406	47	415	419	11	314	320	319	337	411	203	386	212	201	219
Lat. (o)	29,455	29,202	29,188	29,232	28,670	28,192	28,282	28,373	28,360	28,915	29,091	29,394	29,367	29,405	29,217	28,408
Long. (o)	50,582	51,271	50,223	50,374	50,304	50,716	49,961	49,986	49,971	50,459	50,825	53,038	52,990	53,250	53,095	53,901
Cota (m)	940	777	980	877	1041	925	1277	1237	1195	930	953	390	392	260	310	390
SiO ₂	66,25	66,44	66,78	67,04	67,58	67,63	67,99	68,06	68,70	69,08	64,84	65,22	65,70	66,33	66,88	68,12
TiO ₂	0,98	0,96	0,97	0,98	0,95	0,98	0,95	0,97	0,95	0,93	1,05	1,08	1,08	1,13	1,12	0,99
Al ₂ O ₃	12,66	12,74	12,92	12,87	12,35	12,66	13,09	12,49	12,12	12,05	12,78	12,70	12,61	12,78	12,83	12,82
Fe ₂ O ₃	6,19	6,15	6,05	6,18	6,15	6,23	5,98	6,46	5,69	6,08	6,90	7,10	6,86	6,93	7,07	6,16
MnO	0,13	0,11	0,09	0,10	0,20	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,12	0,17	0,10	0,09	0,05	0,08
MgO	1,32	1,70	1,36	1,51	1,22	1,55	1,29	1,08	1,28	1,27	1,40	1,41	1,27	1,29	0,99	0,83
CaO	3,17	2,93	3,46	3,11	3,09	2,93	3,07	2,82	2,68	3,08	3,71	3,46	3,12	3,13	2,91	2,84
Na ₂ O	3,08	2,87	2,81	2,83	2,78	2,89	3,04	2,88	2,30	2,94	3,10	3,39	3,02	3,13	3,14	3,04
K ₂ O	3,82	3,89	4,01	4,06	4,17	3,90	4,29	3,95	4,69	3,75	3,64	3,66	3,86	3,97	3,76	4,09
P ₂ O ₅	0,27	0,27	0,26	0,27	0,26	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26	0,28	0,30	0,29	0,29	0,30	0,27
LOI	1,19	1,91	1,92	0,98	1,01	0,89	0,56	1,14	0,99	0,70	1,97	0,96	1,23	1,03	1,57	0,75
Soma	99,06	99,98	100,63	99,92	99,75	100,02	100,62	100,19	99,76	100,25	99,79	99,44	99,14	100,09	100,62	99,99
Cu	68	75	76	73	78	69	57	68	63	79	57	67	77	61	76	82
Ni	7	8	7	8	7	7	8	8	8	8	5	9	8	7	9	6
Ba	569	706	535	637	694	558	603	617	588	517	572	553	569	538	538	576
Rb	157	160	159	167	165	152	177	160	175	158	170	155	182	174	166	173
Sr	132	143	148	138	127	120	145	126	137	134	152	155	152	146	152	152
Zr	247	258	248	263	252	231	270	252	266	245	272	270	257	257	264	258
Y	39	41	40	40	57	32	44	40	42	38	43	44	53	41	39	46
Nb	20	20	20	20	20	18	23	20	21	19	20	22	19	20	19	20
U		4,07	5,19		4,04	4,54	4,16	4,34	4,17			4,04		4,74		
Th		11,30	14,90		11,64	13,35	11,22	11,79	12,09			11,64		12,23		
La		35,0	40,0		36,1	32,8	37,0	37,0	36,0			35,0		38,0		
Ce		76,0	92,0		78,0	71,1	75,0	79,0	73,0			78,0		79,0		
Nd		36,0	44,0		34,8	31,1	35,0	37,0	34,0			34,0		37,0		
Sm		7,00	9,30		7,47	6,81	7,00	7,30	7,10			6,70		7,30		
Eu		1,66	1,84		1,53	1,39	1,70	1,70	1,53			1,53		1,59		
Gd		7,30	9,20		7,28	6,13	6,50	7,00	8,10			6,60		7,10		
Dy		6,90	8,80		7,43	6,12	6,00	6,50	7,40			6,30		6,80		
Ho		1,40	1,80				1,20	1,30	1,60			1,40		1,50		
Er		4,00	5,10		4,54	3,40	3,40	3,70	4,60			3,80		4,30		
Yb		3,40	4,80		3,92	3,01	3,20	3,10	3,70			3,30		3,50		
Lu		0,50	0,70		0,61	0,45	0,40	0,50	0,60			0,50		0,50		

Tabela 2 - Continuação.

	Anita Garibaldi					Santa Maria					Clevelândia					
Sigla	KC	KSE	KSE	KC	KS	KSU	KSU	KSU	KSS	KSC	HI	KCP	HI	KC	K	HI
nº	505	361	363	502	313	235	239	237	195	204	83	266	54	478	2065	64
Lat. (o)	27,537	27,664	27,633	27,429	28,246	29,250	29,365	29,018	28,824	29,418	26,800	26,568	26,593	26,157	26,635	26,648
Long. (o)	51,089	51,457	51,610	51,131	50,776	54,824	54,686	54,759	52,676	53,009	51,682	51,918	51,453	52,192	51,688	51,513
Cota (m)	943	716	740	806	896	500	335	415	650	455	1265	1176	1320	929	1230	1280
SiO ₂	65,48	66,00	66,45	67,10	67,70	69,60	70,26	70,46	70,53	71,04	68,83	69,51	69,78	70,21	71,37	72,07
TiO ₂	1,11	1,10	1,09	1,08	1,06	0,74	0,74	0,71	0,70	0,71	0,87	0,77	0,77	0,79	0,74	0,72
Al ₂ O ₃	12,96	12,56	12,54	12,68	12,56	12,56	12,23	12,38	12,24	12,49	12,16	12,26	12,34	12,29	12,01	11,65
Fe ₂ O ₃	6,78	6,63	6,41	6,62	6,41	5,42	5,15	5,22	5,41	5,12	5,54	5,58	5,49	5,67	5,15	5,14
MnO	0,08	0,12	0,11	0,09	0,08	0,09	0,07	0,09	0,08	0,04	0,12	0,09	0,10	0,09	0,08	0,05
MgO	1,08	1,32	1,22	1,19	1,45	0,92	0,55	0,61	0,66	0,59	1,11	0,88	0,73	0,68	0,69	0,32
CaO	2,78	3,34	3,11	3,11	2,86	1,69	1,76	2,20	1,84	1,77	1,87	2,08	2,15	2,07	1,99	1,29
Na ₂ O	3,64	3,19	3,32	3,16	3,21	2,50	2,59	2,92	2,83	2,75	2,62	2,64	2,84	2,77	2,69	2,45
K ₂ O	4,01	4,06	4,10	3,87	3,96	4,83	5,03	4,74	4,85	4,56	4,59	4,87	4,88	4,80	4,85	4,78
P ₂ O ₅	0,33	0,32	0,32	0,33	0,32	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,22	0,21	0,21	0,22	0,20	0,20
LOI	1,93	0,83	0,98	1,58	0,82	1,68	1,23	0,57	1,27	1,21	1,52	1,06	1,00	0,79	0,63	1,22
Soma	100,17	99,47	99,64	100,80	100,42	100,24	99,81	100,09	100,61	100,48	99,46	99,95	100,29	100,40	100,40	99,57
Cu	128	228	117	130	140	26	23	18	22	30	24	26	22	27	31	27
Ni	7	6	7	8	9	6	5	3	7	5	4	5	4	6	3	2
Ba	610	552	602	571	531	619	679	613	638	646	680	633	652	642	629	625
Rb	169	154	170	158	158	200	213	206	208	209	197	213	207	207	197	206
Sr	135	142	137	143	130	95	96	102	94	96	92	102	99	103	95	77
Zr	279	280	274	277	272	314	326	319	336	327	331	323	320	334	312	308
Y	63	47	67	63	54	51	61	55	58	54	61	65	72	57	56	56
Nb	22	23	21	22	20	23	24	23	25	23	24	23	24	26	25	22
U	3,51	3,91	3,74					3,25	4,10		5,40		4,10			
Th	11,53	11,40	11,39					12,25	16,77		17,63		17,33			
La	42,0	37,0	39,0					43,2	45,4		44,6		45,2			
Ce	88,0	77,0	82,0					95,5	97,8		95,8		93,4			
Nd	46,0	38,0	41,0					42,7	42,8		42,6		43,8			
Sm	9,40	7,70	8,10					8,78	9,61		9,46		9,86			
Eu	2,02	1,72	1,78					1,60	1,70		1,72		1,79			
Gd	9,80	7,50	8,00					8,78	9,07		9,08		9,94			
Dy	8,30	7,50	7,60					8,32	9,09		9,26		10,50			
Ho	1,70	1,50	1,60													
Er	4,70	4,50	4,50					5,25	5,48		5,55		6,38			
Yb	4,50	4,10	4,00					4,61	4,98		4,84		5,36			
Lu	0,60	0,60	0,50					0,71	0,79		0,75		0,83			

Tabela 2 - Continuação.

	Guarapuava								Tamarana		Ourinhos			
Sigla	PU	KC	KC	K	HI	K	KC	PU	KNT	KNA	KNO	KNO	KNO	KNO
<i>n°</i>	1005	481	482	2031	98	2007	486	1069	453	128	438	448	450	436
<i>Lat.(o)</i>	25,427	27,247	27,303	26,045	26,914	27,149	23,394	25,925	23,786	23,725	23,112	23,176	23,099	23,099
<i>Long.(o)</i>	51,487	52,684	52,660	52,208	51,768	52,649	52,690	51,591	51,156	50,738	49,751	49,630	49,493	49,747
<i>Cota (m)</i>	1083	518	589	940	1135	607	646	1202	710	880	497	748	641	431
SiO ₂	63,63	64,00	64,38	64,66	65,02	65,40	65,48	65,87	63,60	64,29	65,64	65,00	66,05	68,37
TiO ₂	1,47	1,53	1,46	1,53	1,54	1,48	1,46	1,48	1,47	1,38	1,25	1,16	1,21	1,18
Al ₂ O ₃	13,20	13,10	12,83	13,51	13,14	12,89	12,57	12,54	13,51	13,50	13,25	12,92	13,06	12,64
Fe ₂ O ₃	7,74	7,36	7,01	7,34	7,37	7,19	7,17	7,24	6,91	7,65	6,92	6,51	6,86	5,98
MnO	0,16	0,14	0,16	0,12	0,10	0,13	0,14	0,12	0,15	0,11	0,12	0,47	0,11	0,05
MgO	1,28	1,25	1,36	1,42	1,58	1,31	1,30	1,27	1,26	1,26	1,12	0,72	1,16	0,41
CaO	2,98	3,21	2,91	3,11	2,96	3,04	2,81	2,55	2,85	3,05	2,61	3,92	2,59	1,69
Na ₂ O	3,65	3,43	3,32	3,59	3,43	3,47	3,37	3,60	3,58	3,79	3,56	3,39	3,32	3,22
K ₂ O	4,24	4,78	4,45	4,08	4,40	4,09	4,08	4,29	4,46	4,16	4,53	4,36	4,40	5,03
P ₂ O ₅	0,45	0,47	0,48	0,47	0,47	0,47	0,47	0,44	0,47	0,41	0,34	0,33	0,33	0,34
LOI	0,83	1,04	1,05	0,80	0,98	1,13	0,91	0,78	1,12	0,83	0,86	1,38	1,24	1,28
Soma	99,64	100,31	99,41	100,62	100,98	100,60	99,77	100,19	99,37	100,40	100,19	100,16	100,32	100,20
Cu	7	9	7	7	7	6	7	9	7	7	16	16	13	14
Ni	3	8	4	4	4	2	6	2	6	5	6	7	6	6
Ba	1071	1052	1076	990	960	1003	1038	968	1037	1106	1063	1264	1236	1034
Rb	100	109	100	93	102	93	97	100	100	110	134	128	118	140
Sr	383	373	360	378	382	364	383	335	355	391	328	355	319	305
Zr	660	658	633	658	648	624	644	648	670	595	595	592	544	582
Y	68	69	65	66	66	60	62	62	96	64	64	94	51	50
Nb	50	51	48	51	50	50	49	50	52	45	46	45	41	45
U			1,74		1,97	1,75		2,02	2,04	2,32	3,08	2,69	2,91	
Th			8,76		8,79	8,72		8,90	9,14	10,29	13,04	12,02	12,81	
La			60,4		62,0	64,2		64,0		62,0	67,4	64,81	64,36	
Ce			144,6		140,0	147,5		133,0		140,3	149,1	143,14	148,65	
Nd			68,4		68,4	71,8		72,0		68,3	68,3	69,68	66,36	
Sm			15,78		15,30	15,53		14,30		15,07	14,08	14,12	14,19	
Eu			3,60		3,55	3,50		4,40		3,35	3,17	2,99	3,02	
Gd			14,04		13,20	13,23				13,26	12,34	13,29	11,98	
Dy			10,83		11,50	11,21				11,05	10,47	11,55	10,16	
Ho														
Er			5,97		5,94	5,72				5,99	5,65	6,82	5,54	
Yb			4,79		4,83	4,53		5,60		4,76	4,47	4,83	4,60	
Lu			0,65		0,72	0,63		0,79		0,66	0,63	0,70	0,62

Figura 4 - Diagrama $R1R2$ (cf. De La Roche *et al.*, 1980) para as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: A. Associação toleítica (basaltos, andesi-basaltos e andesito toleíticos com $TiO_2 < 2\%$; riodacitos e riolitos do tipo Palmas) e B. Associação toleítica-transicional (basaltos toleíticos e transicionais, andesi-basaltos toleíticos, lati-basaltos; dacitos e riodacitos do tipo Chapecó). Dados de Piccirillo & Melfi (1988).

lativas ao manto primordial (cf. Sun & McDonough, 1989; Fig. 7), nota-se que as do tipo ATC são mais ricas em Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K e mais pobres em Rb, Th e U quando comparadas às do tipo ATP. Apesar dos padrões serem bastante parecidos para ambas as associações, as últimas apresentam maiores relações Rb/Ba, U/Nb e Ce/Sr relativamente do tipo ATC. No mesmo diagrama, verifica-se que as do tipo ATC tem maior relação La/Lu (10,37) em comparação com aquelas do tipo ATP (7,04).

Segundo Garland *et al.* (1995), as rochas do tipo ATP são derivadas da fusão parcial de basaltos do tipo Gramado, enquanto as do tipo ATC da fusão parcial de basaltos do tipo Pitanga, cujas composições em termos de elementos traços foram igualmente projetadas no gráfico da figura 7, juntamente com a média da composição da crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1981), que parece ter também exercido uma forte influência na evolução das rochas vulcânicas.

As Rochas Ácidas do Tipo Palmas Estudos prévios de Bellieni *et al.* (1986), Peate *et al.* (1992) e Garland *et al.* (1995) sobre a geoquímica das rochas ácidas do tipo Palmas revelaram que elas não são homogêneas. De fato, são reconhecidos dois grandes grupos, conforme indica o diagrama da figura 8. Um deles, baixo em Ti ($TiO_2 \leq 0,87\%$), é formado por dois subgrupos, ou subtipos, distintos, denominados Santa Maria ($P_2O_5 \leq 0,21\%$) e Clevelândia ($0,21\% < P_2O_5 \leq 0,23\%$). O subgrupo Santa Maria, definido por Peate *et al.* (1992), cobre área aproximada de 12.300 km² distribuída de forma praticamente contínua na porção centro-oeste do Estado do

Figura 5 - Classificação e nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas (triângulos) e Chapecó (círculos) segundo o diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

Rio Grande do Sul, entre as cidades de Santiago e Soledade, com espessuras variando, respectivamente, entre 150 m e 450 m, resultando 4.500 km³ de lavas.

O outro subgrupo, Clevelândia, ocorre em um platô de 4.087 km², que se estende das proximidades de de General Carneiro até Clevelândia, ao sul do Estado do Paraná. Apresenta espessura média de 150 m e volume da ordem de 613 km³ (Fig. 3).

Figura 6 - Diagramas de Harker para elementos maiores e menores das rochas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó. Símbolos como na figura 5.

O grupo alto em Ti ($\text{TiO}_2 \geq 0,90\%$) é representado por três subgrupos, ou subtipos, denominados Caxias do Sul ($0,91\% < \text{TiO}_2 < 1,03\%$ e $0,25\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,28\%$), Anita Garibaldi ($1,06\% < \text{TiO}_2 < 1,25\%$ e $0,32\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,36\%$) e Jacuí ($1,05\% < \text{TiO}_2 < 1,16\%$ e $0,28\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,31\%$). O subtipo Caxias do Sul foi inicialmente reconhecido por Peate *et al.* (1992) e recobre área total de 16.000 km² e ocupa volume de 4.832 km³, sendo observado em cinco platôs distintos denominados de Serra da Farofa (1.384 km² e 304 km³), São Joaquim (580 km² e 230 km³), Bento Gonçalves, (8.929 km² e 2.257 km³), Antonio Prado (1.133 km² e 453 km³) e Nova Prata (3.974 km² e 1.588 km³). O subtipo Anita Garibaldi, individualizado por Garland *et al.* (1995), cobre área de 4.486 km² e ocupa volume de 1.008 km³. Ele está representado por cinco platôs distintos, distribuídos pelos estados do

Paraná (Bituruna, 716 km² e 84 km³), Santa Catarina (Matos Costa, 241 km² e 42 km³; Machadinho, 366 km² e 99 km³; Anita Garibaldi, 246 km² e 54 km³) e Rio Grande do Sul (o maior de todos, Bom Jesus, 2.917 km² e 729 km³). Por fim, o subtipo Jacuí, que recobre área aproximada de 3.451 km², com um volume de 1.058 km³, que se estende por três regiões distintas no estado do Rio Grande do Sul (Flores da Cunha, 961 km² e 398 km³; Veranópolis, 1.326 km² e 544 km³; Salto do Jacuí, 1.164 km² e 116 km³).

Além de ocorrerem em diversas regiões na Bacia do Paraná, essas rochas apresentam pequenas diferenças em suas composições geoquímicas, ao lado daquelas assinaladas na figura 8. Os diagramas de Harker (Fig. 9) indicam que cada um dos subtipos definem *trends* distintos entre si, mostrando, inclusive, que para

Figura 7 - Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989) das rochas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó, composição média da crosta continental (Taylor & McLennan, 1981) e basaltos dos tipos Gramado e Pitanga (Garland et al. 1995).

Figura 8 - Diagrama discriminante dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas.

Figura 9 - Diagramas de Harker dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas. Legenda: Santa Maria (triângulos preenchidos), Clevelândia (triângulos vazios), Caxias do Sul (círculos preenchidos), Jacuí (círculos semi-preenchidos) e Anita Garibaldi (quadrados preenchidos).

uma mesma concentração de sílica há patamares diferentes nas concentrações de Cu, Ti, P e Zr. Além disso, esses diagramas demonstram ainda que o grupo baixo em Ti é mais enriquecido em sílica (69,56% a 70,28%) que aquele com alto Ti, exibindo, por sua vez, um intervalo de variação de SiO₂ bem maior, de 63,83% a 69,56%. Esta relação se torna mais evidente quando se emprega um diagrama de variação entre dois elementos incompatíveis, como Zr versus Rb (Fig. 10), sugerindo que essas diferenças geoquímicas não são devidas a graus de evolução distintos, por exemplo, produzidos por um processo de cristalização fracionada a partir de um mesmo magma parental.

Considerando as composições químicas médias de cada um dos subgrupos de rochas do tipo ATP representadas em um diagrama de concentrações de elementos traços relativas ao manto primordial de Sun & McDonough (1989) (Fig. 11), nota-se que elas possuem um mesmo padrão de distribuição, com fortes anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti, e positiva de K. Verifica-se também que o grupo com baixo Ti, representado pelos subgrupos Santa Maria e Clevelândia, é o que contém maiores concentrações de elementos traços incompatíveis, com exceção do Sr, P e Ti, em relação àquele com baixo Ti. Por outro lado o grupo com alto Ti apresenta uma maior relação La/Lu (6,99) do que aquele com baixo Ti (5,88). Neste último grupo, as rochas do subtipo Clevelândia apresentam concentrações levemente inferiores de Th, U, Ti, Yb e Lu em comparação àquelas Santa Maria (Fig. 11).

No grupo com alto Ti, as rochas do subgrupo Anita são as mais enriquecidas em Nb, La, Ce, P, Nd, Zr, Sm, Eu, Ti, Y, Yb e Lu em relação aos subtipos Jacuí e Caxias, que, por sua vez, contêm mais Ba, Th U e K que as primeiras. Além disso, as rochas do subtipo Jacuí mostram, no geral, concentrações relativas intermediárias entre aquelas dos demais subtipos (Fig. 11). Porém, as rochas do subtipo Jacuí é o que exibe maior enriquecimento em ETR leves

Figura 10 - Diagrama de variação (Zr vs. Rb) dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas. Legenda como na figura 9.

Figura 11 - Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989) das médias dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas. Legenda como na figura 9.

em relação às pesadas (La/Lu=7,41), quando comparado aos subtipos Anita (7,09) e Caxias (7,04).

As rochas ácidas do tipo Chapecó Essas rochas estão distribuídas predominantemente em platôs da porção centro-norte da Bacia do Paraná, conforme mostra o mapa litoestratigráfico da figura 3. No diagrama de variação TiO₂ vs. P₂O₅ (Fig. 12), distinguem-se dois grupos principais de rochas, sendo um deles com concentrações em TiO₂ ≤ 1,29% e o outro com TiO₂ ≥ 1,47%, denominados, respectivamente, de Ourinhos e Guarapuava (Garland *et al.*, 1995). As rochas do subtipo Ourinhos sobrepõem-se diretamente aos arenitos da Formação Botucatu e acham-se distribuídas ao longo do Rio Paranapanema, cobrindo área aproximada de 432 km² (cerca de 24 km³), enquanto as do tipo Guarapuava ocorrem preferencialmente próximas aos alinhamentos dos rios Uruguai e Iguaçu, formando platôs designados de: Três Pinheiros (1606 km²), Entre Rios (401 km²), Pinhão (1776 km²), Bituruna (13 km²), Mangueirinha (245 km²), Generoso (145 km²), Domingos Soares (55 km²), Abelardo Luz (309 km²), Xanxerê (523 km²), Chapecó (419 km²) e Goio-Ên (395 km²) (Fig. 3).

Entre essas duas regiões, na porção norte do Estado do Paraná, são reconhecidos dois outros platôs nas proximidades das cidades de Tamarana (225 km²)

Figura 12 - Diagrama discriminante dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Chapecó. Legenda: Ourinhos (quadrados vazios), Guarapuava (quadrados preenchidos) e Tamarana (quadrados semi-preenchidos).

e Nova Santa Bárbara (73 km²), (Fig. 3), estando as rochas ácidas assentadas sobre os basaltos, o mesmo sucedendo com aquelas do subgrupo Guarapuava. No diagrama da figura 12, as rochas dessas duas regiões tendem a assumir razões de TiO_2/P_2O_5 intermediárias entre os dois grupos principais.

Quando projetadas em diagramas do tipo Harker (Fig. 13), as análises demonstram que as amostras provenientes da região de Guarapuava possuem menores concentrações em SiO_2 (64,38 a 66,26%) que as da área de Ourinhos (65,80 a 69,12%). Contudo, as primeiras estão mais enriquecidas em Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e Zr que as do tipo Ourinhos, tendendo, assim, a definir *trends* distintos. Por outro lado, aquelas procedentes das regiões de Tamarana e Nova Santa Bárbara, destacadas nos diagramas da figura 16, situam-se mais próximas dos *trends* definidos pelas rochas da região de Guarapuava (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO e TiO_2), ou então, daqueles referentes às amostras da região de Ourinhos (P_2O_5 e Zr).

Figura 13 - Diagramas de Harker dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Chapecó. Legenda como na figura 12.

No diagrama normalizado para o de manto primordial (Sun & McDonough 1989) mostrado na figura 14, vê-se que esses três tipos exibem um mesmo padrão de distribuição para os elementos traços, com fortes anomalias negativas de Nb, Sr e Eu e positivas de K e Ti. Adicionalmente, nota-se que as rochas do tipo Ourinhos são mais enriquecidas em Rb (207), Ba (171), Th (148), U (140) e Y (15) comparativamente às de Guarapuava (Rb=152, Ba=149, Th=103, U=83, Y=14), enquanto as das regiões de Tamarana e Nova Santa Bárbara possuem concentrações intermediárias de Rb (165), Ba (153), Th (114) e U (104), além de serem mais ricas nos demais elementos. Observa-se também nesse diagrama que o subgrupo Ourinhos contém maiores valores de Rb/Ba (1,21) e Sr/P (1,04) que o Guarapuava (Rb/Ba=1,02; Sr/P=1,04), sendo que este, por sua vez, apresenta taxas mais altas de Th/U (1,24) Ti/Y (4,93) e Yb/Lu (1,09) em relação às primeiras (Th/U=1,08, Ti/Y=3,84, Yb/Lu=1,07). Ainda a ser mencionado que os resultados obtidos para as amostras de Tamarana e Nova Santa Bárbara são também intermediários (Rb/Ba=1,08, Th/U=1,10, Sr/P=0,88) entre aqueles dos subgrupos Ourinhos e Guarapuava.

Essa relação é bastante evidente quando se relacionam dois elementos fortemente incompatíveis como, por exemplo, U e Th (Fig. 15), sendo as rochas do tipo Ourinhos mais enriquecidas nesses dois elementos e as de Guarapuava mais empobrecidas, com as das regiões de Tamarana e Nova Santa Bárbara mostrando concentrações intermediárias.

Figura 14 - Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989) das composições químicas médias dos subgrupos de rochas do tipo Chapecó.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Os novos dados geoquímicos obtidos associados ao mapeamento geológico realizado na Formação Serra Geral da Bacia do Paraná demonstraram que há uma forte relação entre o quimismo das rochas de natureza ácida com a sua distribuição

Figura 15 - Diagrama de variação (U x Th) dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Chapecó. Legenda como na figura 14.

superficial. As litologias do tipo Palmas podem ser divididas em cinco subtipos distintos, denominados de Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi, Clevelândia e Jacuí (Figs. 8 a 11). Esse comportamento para rochas de natureza ácida é bastante similar ao registrado na região do Etendeka, na Namíbia, onde elas foram subdivididas em dez subgrupos e as do tipo Chapecó em outros cinco por Milner *et al.* (1995) e Marsh *et al.* (2001). Além disso, é possível observar que na porção mais ao sul da Bacia do Paraná, equivalente ao norte do Estado do Rio Grande do Sul, ocorrem quatro subtipos de rochas ácidas do tipo Palmas. O exame das seções colunares desses subtipos ao longo da região (Fig. 3) permite estabelecer algumas relações geoquímico-estratigráficas, com as rochas do tipo Caxias do Sul sendo encontradas sempre nas suas porções inferiores, e as do tipo Jacuí especialmente próximas ao topo ou base das primeiras. Sobrepõem-se a elas as do tipo Anita Garibaldi e as do tipo Santa Maria, não sendo verificadas, no entanto, relações de contato entre as duas últimas. Além disso, os subgrupos Caxias do Sul, Jacuí e Santa Maria não ocorrem na porção central da Bacia do Paraná, situada entre os alinhamentos dos rios Piquiri e Uruguai, sendo ali reconhecidos apenas os subgrupos Clevelândia e Anita Garibaldi, que também não mostram relações de contato entre si e são encontrados sobrepostos diretamente aos basaltos. Esses aspectos parecem indicar que os vários tipos e subtipos de rochas vulcânicas ácidas correspondem, de fato, a diferentes magmas-tipo e que o magmatismo se deu de forma assíncrona gerando unidades de natureza diacrônica.

Agradecimentos Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e à Fundação para o Desenvolvimento da UNESP (Fundunesp) pelo suporte financeiro. Agradecem também a L.S.Marques pelas análises químicas de U e Th e ao revisor da RBG pelas valiosas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Alberti A., Piccirillo E.M.; Bellieni G.; Civetta L., Comin-Chiaramonti P., Morais E.A.A. 1992. Mesozoic acid volcanics from southern Angola: petology, Sr-Nd isotope characteristics, and correlation with the acid stratoid volcanic suites of Paraná Basin (south eastern Brazil). *Eur. Journ. Mineral*, **4**:597-604.
- Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Marques L.S., Melfi A.J., Nardy A.J.R., Papatrechas C., Piccirillo E.M., Roisemberg A., Stolfi D. 1986. Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journ. of Petrol.*, **27**(4):915-944.
- Coffin M.F. & Eldholm O. 1994. Large Igneous Provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.*, **32**:1-36.
- Deckart K., Féraud G., Marques L.S., Bertrand H. 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southern Brazil. *J. Volc. Geot. Res.*, **80**:67-83.
- De La Roche H., Leterrier P., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1xR2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **28**:183-210.
- Ernesto M., Raposo M.I.B., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., De Min A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the north-eastern Paraná Magmatic Province. Tectonic Implications. *Journ. Geod.*, **28**:321-340.
- Ernesto M., Marques L.S., Piccirillo E.M., Molina E.C., Usami N., Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journ. Volcan. Geot. Res.*, **118**(1):15-36.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell I.H. 2005. Frontiers in Large Igneous Provinces research. *Lithos*, **79**:271-297.
- Gallagher K.C., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *J. Geophys. Res.*, **99**:17117-18145.
- Garland F., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. 1995. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *J. Petrol.*, **36**(5):1193-1227.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**:745-750.
- Malagutti M.I.A., Bahia F.O., Moreno M.M.T., Nardy A.J.R. 1998. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. *Geochim. Bras.*, **12**(1): 75-80.
- Marques L.S., Alcalá A.L., Santos R.N., Brenha-Ribeiro F., Hiodo F.Y. 1993. Método para determinação da concentração e composição isotópica de U e Th em rochas por espectrometria alfa. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, *Resumo*, p. 851-853.
- Marsh J.S., Ewart A., Milner S.C., Duncan A.R., Miller R.M. 2001. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications of the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bull. Volcan.*, **62**:464-486.
- Marzoli A., Melluso L., Morra V., Renne P.R., Sgrosso I., D'Antonio M., Morais E.A.A., Ricci G. 1999. Geochronology and Petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola) and relationships with the Paraná – Etendeka continental flood basalt province. *J. Geodyn.*, **28**:341-356.
- Melfi A.J., Piccirillo E.M., Nardy A.J.R. 1988. Geological and Magmatic Aspects of the Paraná Basin: An Introduction. In: Piccirillo A.J. & Melfi A.J. (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and and Geophysical Aspects*. São Paulo, Instituto Geofísico, Astronômico e Ciências Atmosféricas, 1, Universidade de São Paulo, p. 1-13.
- Milner S.C., Duncan A.R., Whittingham A.M., Ewart, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silic volcanic units within Paraná-Etendeka Igneous Province. *Journ. Volcan. Geot. Res.*, **69**:137-157.
- Mincato R.L., Enzweiler J., Schrank A. 2003. Novas idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EPG na Província Ígnea Continental do Paraná. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, *Resumo Expandido*, p. 67-92.
- Misuzaki A.M.P., Petrini R., Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Dias J., De Min A., Piccirillo E.M. 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). *Contrib. Miner. Petrol.*, **111**:143-160.
- Nardy A.J.R., Enzweiler J., Bahia F.O., Oliveira M.A.F., Pennerio M.A.V. 1997. Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios-X: Resultados Preliminares. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6, *Resumo*, p. 346-348.
- Nardy A.J.R. 1996. Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 316 p.
- Nardy A.J.R., Oliveira M.A.F., Betancourt R.H.S., Verdugos D.R., Machado F.B. 2002. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. *Geociências*, **21**(1):15-32.
- Pacca I.G. & Ernesto M. 1982. Utilização da variação paleossecular e de reversões do campo geomagnético para medida de tempo decorrido entre eventos magmáticos sucessivos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, *Resumo Expandido*, p. 1621-1628.
- Peate D.W., Hawkesworth C., Mantovani M.M.S. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (S. America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volc.*, **55**:119-139.
- Peate D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney J.J. & Coffin M.F. (eds.) *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. Geophys. Monogr., 100, AGU, p.217-245.
- Piccirillo E.M. & Melfi A.J.(eds.) 1988. *The Mesozoic Flood*

- Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo, Instituto Geofísico, Astronômico e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 600p.
- Piccirillo E.M., Comin-Chiaromonte P., Melfi A.J., Stofa D., Bellieni G., Marques L.S., Giaretta A., Nardy A.J.R., Pinese J.P.P., Raposo M.I.B., Roisenberg A. 1988. Petrochemistry of Continental Flood Basalt-Rhyolitic Suites and Related Intrusives from the Paraná Basin, Brazil. In: Piccirillo E.M. & Melfi A.J (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. Instituto Geofísico, Astronômico e Ciências Atmosféricas, 1, Universidade de São Paulo, São Paulo, p.107-156.
- Stewart K., Turner S., Kelley S. Hawkesworth. C.J., Kirstein L., Mantovani M.S.M. 1996. 3D ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná flood basalt province. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **143**:65-110.
- Piccirillo E.M., Bellieni G., Cavazzini G., Comin-Chiaromonte P., Petrini R., Melfi A.J., Pinese J.P.P., Zanata-deschi P., De Min A. 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dike swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chem. Geol.*, **89**:19-48.
- Renne P., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M., Prevôt M., Perrin M. 1992a: The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, **258**:975-979.
- Renne P., Ernesto M., Pacca I.G., Nardy A.J.R., Coe R.S., Glen J.M., Prevôt M., Perrin M. 1992b. Age and Duration of Paraná Flood Volcanism in Brazil. *EOS-AGU*, **27**:531-532.
- Renne P.R., Deckart K., Ernesto M., Férraud G., Piccirillo E.M. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **144**:199-212.
- Renne P.R., Glen J.M., Milner S.C., Duncan A.R. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern África, *Geology*, **24**:659-662.
- Sun S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, 1, London, p. 313-345.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A301**:381-399.
- Turner S., Regelous M., Kelley S., Hawkesworth C., Mantovani M.M.S. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar / ^{39}Ar geochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **121**:333-348.

Manuscrito ID 10151

Submetido em 31 de dezembro de 2007

Aceito em 21 de junho de 2008

Sistema eletrônico de submissão