



## Clímax final do vulcanismo Serra Geral em 135 Ma: primeiras idades U-Pb em zircão

W. Wildner<sup>1</sup>, J.O.S. Santos<sup>2,4</sup>, L.A. Hartmann<sup>3</sup> & N.J. McNaughton<sup>4</sup>

1 Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rua Banco da Província 105, 90840-030, Porto Alegre-RS. wwildner@pa.cprm.gov.br

2 RedStone Resources, 110 East Parade, East Perth 6004 WA – Australia. orestes.santos@bigpond.com Australia

3 Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre-RS 90501-970. leo.hartmann@ufrgs.br

4 University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, WA-Australia. nmcnaugh@segs.uwa.edu.au.

**Abstract** We present the first U-Pb isotopic results on zircon crystals from the Serra Geral volcanism obtained by SHRIMP. We also integrate and evaluate these results with previous determined isotopic ages ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  e Rb-Sr). The analyzed samples are felsic volcanics from the Chapecó Facies (two samples) and hand-panned zircon concentrates from a region near the depocenter of the basin. Zircons from the two rocks display ages of  $135.5 \pm 2.3$  e  $137.3 \pm 1.8$  Ma, whereas the zircon from the concentrates are all xenocrysts (older than 500 Ma). The ages of the xenocrysts indicate that the Paraná basin evolved over a basement composed of rocks derived from the paleoproterozoic to brasiliano orogens. These basement ages are:  $2149 \pm 14$  Ma (Transamazonian),  $1917 \pm 30$  Ma (Orosirian),  $1653 \pm 21$  Ma (Rondônia-Juruena),  $901 \pm 6$  Ma (early Brasiliano) finally  $533 \pm 3$  Ma (late Brasiliano). The youngest zircon ages may be from the sedimentary and volcanic rocks of the Camaquã, Itajaí, Castro and Piranhas basins.

**Palavras-chave:** Bacia do Paraná, Serra Geral, geocronologia U-Pb, zircão, SHRIMP.

**APRESENTAÇÃO** Este trabalho traz uma contribuição ao atual estágio de conhecimento geocronológico do magmatismo Serra Geral, avaliando os dados temporais relativos e absolutos existentes e comentando as informações isotópicas obtidas pelos métodos tradicionalmente utilizados como  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  e Rb-Sr e comparando esses com os primeiros resultados U-Pb obtidos por SHRIMP II em zircões para o vulcanismo Serra Geral. Foram analisadas duas amostras de rochas vulcânicas félsicas da Formação Chapecó coletadas entre as regiões de Guarapuava e Faxinal do Céu, centro sul do estado do Paraná.

As análises foram realizadas na Curtin University of Technology em Perth, Austrália, usando SHRIMP II-Sensitive High-mass Resolution Ion MicroProbe, e foram calibradas por meio de análises do Standard CZ3 (564Ma,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0,09143$ , 551 ppm U). As idades apresentadas são idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e estão calculadas a 2 sigma. Os resultados obtidos em rocha indicam valores temporais entre  $135,5 \pm 2,3$  e  $137,3 \pm 1,8$  Ma.

**INTRODUÇÃO** O Magmatismo Serra Geral corresponde a uma das maiores províncias vulcânicas de basaltos de platô (LIPs) do planeta, recobrendo  $1,2 \times 10^6$  km<sup>2</sup> da Bacia do Paraná (Melfi *et al.* 1988), classificada por Fulfaro *et al.* (1982) como intracontinental cratônica, do tipo 2A Complexa. O vulcanismo apresenta uma espessura máxima em

torno de 1720m junto ao depocentro da bacia e apresenta características bimodais, estando constituído predominantemente por derrames de basaltos e basalto andesitos de filiação tholeiítica, os quais contrastam com porções subordinadas de riolitos e riodacitos, que nas áreas aflorantes recobrem uma área de  $\sim 33.000$  km<sup>2</sup>, ou ainda 2,5% do volume total de rochas vulcânicas da Bacia do Paraná (Nardy *et al.* 2001).

Geoquimicamente, esse magmatismo tem sido caracterizado por diversos pesquisadores (*e.g.* Piccirillo *et al.* 1988, Milner *et al.* 1995, Garland *et al.* 1996, Peat *et al.* 1992), onde foram definidos dois grandes grupos de rochas: 1- alto Ti/Y, predominante na porção norte da bacia (Formações Pitanga, Paranapanema e Ribeira), e 2- baixo Ti/Y, predominante na porção sul (Formações Gramado e Esmeralda). As rochas baixo Ti/Y por sua vez, compõem duas frações distintas, variando entre uma série alta sílica, representada predominantemente por dacitos e riolitos, e uma baixa sílica, representada por basaltos e basalto andesitos. Uma distribuição dessas litologias pode ser vista no diagrama TAS (Fig. 1).

**IDADE DO MAGMATISMO SERRA GERAL** As idades radiométricas Ar-Ar disponíveis para a caracterização da evolução do magmatismo Serra Geral apontam para um período eruptivo entre 137 e 127 Ma, com boas evidências da existência de um aporte de lavas mais antigo, entre 135 a 138 Ma (Turner *et al.* 1994, Stewart *et al.* 1996), e um ápice

entre 133 a 131 Ma (Renne 1997). Os registros finais, entre 126 a 119 Ma, já se relacionam com os diques paralelos à costa e com a formação de bacias do tipo *rift* vinculadas à abertura do Atlântico Sul. Entretanto, a existência de diferentes tipos de magmas, cujas erupções se deram em diferentes porções da bacia, a presença de processos de contaminação durante a ascensão na crosta e a existência de diferentes estruturas alimentadoras do vulcanismo, restringe muito os empilhamentos baseados exclusivamente na cronoestratigrafia das rochas sedimentares da mesma.

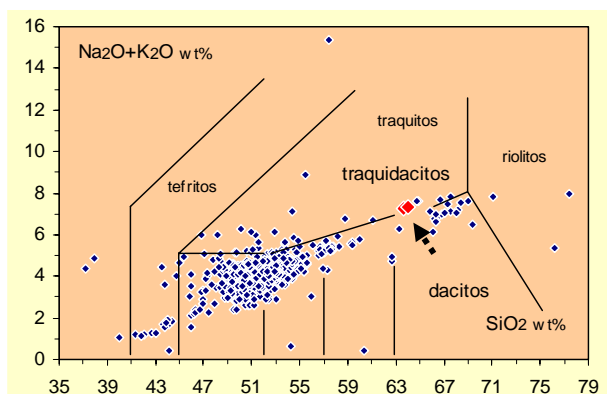


Figura 1. Diagrama TAS de classificação de rochas vulcânicas, mostrando a distribuição do conjunto de vulcânicas da Bacia do Paraná e as amostras do *Fácies Chapecó* entre o campo dos dacitos e traquidacitos. A seta indica as duas amostras analisadas

Somam-se aos problemas físicos de empilhamento estratigráfico, os problemas para a obtenção de dados geocronológicos, dado que o método de datação Ar-Ar utilizado em rochas vulcânicas pode ser afetado tanto por excesso de Ar radiogênico, como pela perda de Ar pós-cristalização (Peat 1997). A baixa precisão na constante de decaimento radiogênico, ausência de standards primários interlaboratoriais, inconsistências nos cálculos de propagação de erros (Renne *et al.* 1998), são fatores que fazem com que a acuracidade das idades Ar-Ar se situe entre 1 e 2% (Spell & McDougall 2003). Essa técnica não é suficientemente precisa para detectar pequenas variações ao longo de uma seção estratigráfica, mesmo quando são identificadas variações significativas de tempo entre conjuntos de derrames, como por exemplo, quando separados por diastemas identificados por superfícies de erosão e/ou sedimentação intertrápica.

Renne *et al.* (1992), estudando as rochas da porção sul da província, concluíram que o magmatismo Serra Geral iniciou a  $133 \pm 1$  Ma e se encerrou menos de um milhão de anos após. Deve ser acentuado que as conclusões obtidas por Renne *et al.* (1992), são

baseadas em amostras provenientes fundamentalmente das escarpas da Serra Geral posicionadas no extremo SE da bacia, as quais representam uma fração restrita da Província Magmática.

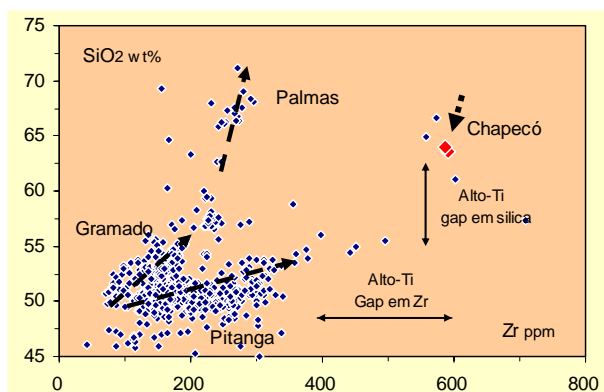
Segundo Renne (1997), a geocronologia desempenha um papel fundamental na delimitação do período de duração do magmatismo Serra Geral, a sua relação com a geodinâmica do manto e com os processos tectônicos, como os de fragmentação do continente. A despeito dos avanços nas técnicas laboratoriais, persistem dificuldades na solução de problemas geocronológicos do sistema Ar-Ar, fazendo com que importantes questões ainda estejam à espera de solução.

## CARACTERÍSTICAS DO VULCANISMO FÉLSICO

A porção aflorante do vulcanismo félsico recobre uma área de  $\sim 33.000 \text{ km}^2$ , sendo seu volume total estimado em  $64.000 \text{ km}^3$  ou ainda 2,5% da superfície ocupada pela Formação Serra Geral (Nardy *et al.* 2001). Apresenta características texturais, mineralógicas e geoquímicas próprias, sendo reconhecidas duas frações geoquimicamente distintas (Bellieni *et al.* 1986), um grupo com baixo conteúdo em elementos incompatíveis, conhecido como tipo Palma; e um grupo com altos teores em incompatíveis, tipo Chapecó. 1- **Palma** - distribui-se a partir do rio Iguaçu em direção ao sul, tendo sua área de maior expressão na região entre as cidades de Garibaldi e Guaporé e ao longo da região entre Caxias do Sul, Tainhas e Cambará do Sul (RS); e 2- **Chapecó** - que recobre uma área de  $6.617 \text{ km}^2$  com uma espessura máxima de 270m (Nardy *et al.* 2001), e que se distribui predominantemente entre os estados de Santa Catarina e Paraná. Peat *et al.* (1992) ainda subdividem esse tipo Chapecó em dois subgrupos: **Ourinhos** ( $\text{Rb/Zr} > 0,2$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7076-0,7080$ ), de ocorrência restrita e **Guarapuava** ( $\text{Rb/Zr} < 0,2$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7055-0,7060$ ). Esse último, por apresentar uma textura microfanerítica média a fina, conter fenocristais de plagioclásio, altos teores em  $\text{TiO}_2$  ( $> 1,4\%$ ), teores em Zr  $> 500 \text{ ppm}$  e  $\text{Rb} < 110 \text{ ppm}$  e uma razão  $\text{Rb/Zr} < 0,2$  (0,18), foi selecionado como litologia teste para a obtenção de cristais de zircão e análise de idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Fig. 2). A região tipo compreende os arredores das cidades de Xanxerê, Chapecó, Guarapuava e barragem do rio Passo Fundo.

Lavas dessa formação recobrem tanto as lavas do tipo Palmas como os basaltos das Formações Paranapanema / Ribeira, posicionando-se estratigraficamente próximo ao topo da seqüência vulcânica. Quando o contato se dá entre a Formação Chapecó e basaltos inferiores, identifica-se uma superfície erosiva na base e o desenvolvimento de sedimentos vulcanogênicos métricos na fase de

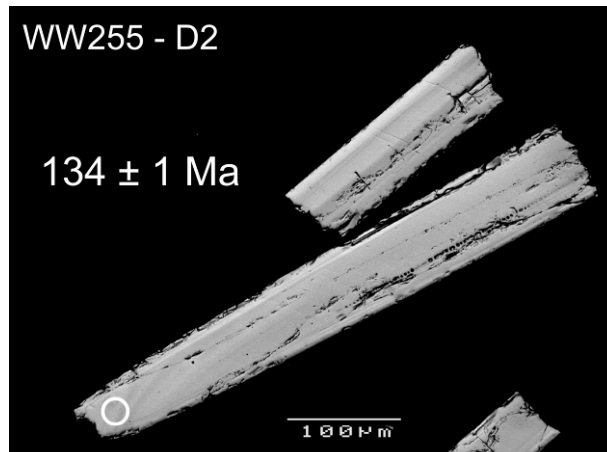
transição, variando de cong-lomerados a arenitos conglomeráticos finos (Chies 1991).



*Figura 2. Diagrama Zr vs SiO<sub>2</sub> mostrando as distintas origens petrogenéticas para os riolitos alto e baixo Ti, e os teores de Zr das amostras do Fácies Chapecó selecionadas para datação U-Pb (indicadas pela seta), extraído de Peat (1997)*

Os derrames dessa formação apresentam características marcantes, correspondendo a espessas lavas tabulares, que variam entre 40 a 60 metros de espessura, com um proeminente horizonte de disjunção tabular junto ao topo e uma porção central onde são comuns feições de bandamento de fluxo compondo dobras apertadas assimétricas sem raiz que localmente evoluem para autobrechas. Petrograficamente destaca-se uma matriz microfanerítica a vitrofírica, onde predominam cristálitos de plagioclásio, quartzo e K-feldspato, onde se encontram fenocristais de plagioclásio e um clinopiroxênio pigeonítico formando pequenos agregados glomeroporfíricos. Como acessórios destaca-se a presença de zircão e oxihornblenda, sendo essa a única unidade de lavas com a presença desses constituintes, somados a presença de apatita e óxidos e hidróxidos de Fe e Ti (magnetita-ilmenita-hematita).

Nessa formação foram coletadas duas amostras de rocha, a WW-254 proveniente de um corte de estrada na rodovia PR-170 localidade de Faxinal do Céu, próximo à hidroelétrica de Foz do Areia (UTM 490.251E, 7.132.871N, 1170m de altitude), e a WW-255 junto à localidade de Guarapuava, corte de estrada próximo à pedreira da prefeitura municipal (UTM 450.575E, 7.187.968N, 1090m de altitude). Essas amostras foram pulverizadas e passadas em separador Frantz e líquidos densos para a identificação e separação de zircões. Os zircões da amostra WW-255 são prismas longos (4:1 a 10:1), quase aciculares, caracteristicamente sem terminações bipiramidais.



*Figura 3. Imagens de BSE da tipologia dos cristais aciculares de zircão analisados, onde se identifica a forma de prismas finos e alongados, característica de cristais relacionados a processos de cristalização rápida, vulcânicos, e a área dos spots SHRIMP*

Freqüentemente apresentam vazios internos distribuídos ao longo do eixo *c*, e tipificam uma cristalização rápida, característica própria de zircões de rochas vulcânicas (Fig. 3). Quando analisados apresentam relações Th/U extremamente elevadas, geralmente superiores a 3, são relativamente ricos em U (acima de 500 ppm, média entre 900 e 1000 ppm) e possuem 100 a 600 μm de comprimento. A amostra WW-254 é semelhante à WW-255, onde o tamanho dos cristais varia de 50 a 600 μm, com teores de U de 755 a 1404 ppm e relações Th/U de 1,63 a 3,92.

A análise isotópica dessas duas amostras apresentou as idades de 137,3±1,8 Ma (WW254) e 135,5±2,3 Ma (WW-255). A primeira representa um conjunto de 11 pontos com um MSWD de 2,9 e a segunda um grupo de 12 pontos com um MSWD de 3,0 (Fig. 4).

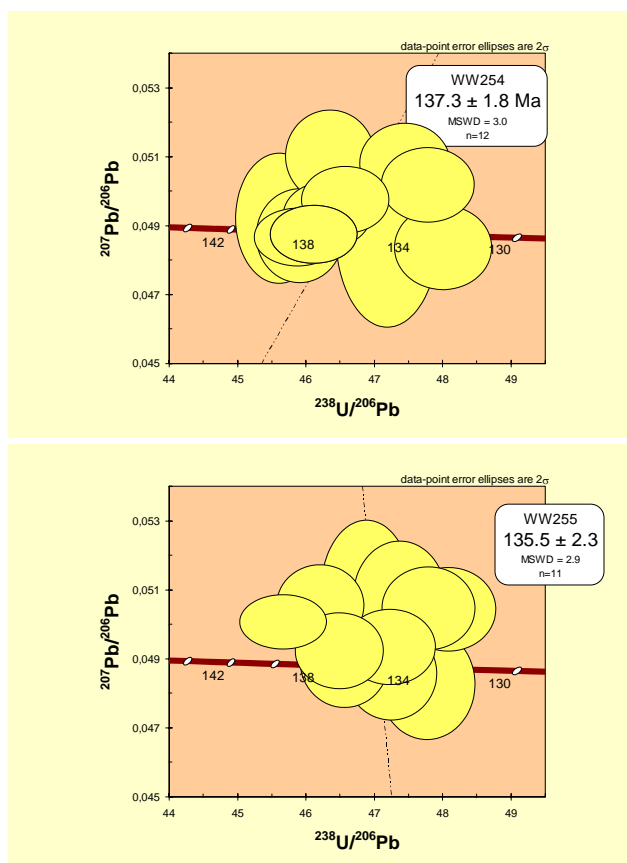


Figura 4. Concordias U-Pb mostrando os conjuntos de dados SHRIMP ajustados sobre a linha da concórdia e as idades obtidas em duas amostras da Fácies Chapecó

Essas idades correspondem ao Valanginiano Superior e Hauteriviano Inferior. Quando confrontados com os dados Ar-Ar obtidos sobre litologias félsicas equivalentes a essas em outras porções da bacia, apresentam idades de  $131,8 \pm 1,4$  e

MSWD de 0,5 para a Formação Chapecó,  $133,2 \pm 4,7$  e MSWD de 1,3 para a Formação Palmas, ou uma variação entre  $128,7 \pm 1,1$  e MSDW de 1,0 e  $131,7 \pm 0,8$  e MSDW de 1,8 para a Formação Ourinho, obtidos por Turner *et al.* (1994), ou uma idade de  $132,35 \pm 0,14$  Ma em dacitos aflorantes no perfil Rio Iguaçu-Três Pinheiros (Mincato 2000), região essa próxima a aqui amostrada. Os dados U-Pb obtidos mostram idades entre 2 e 5% mais antigas que as idades Ar-Ar.

As idades U-Pb com 137 e 135 Ma que provêm de amostras da parte superior das rochas Serra Geral são comparáveis numericamente com as idades Ar-Ar em rochas tidas como representantes das fases iniciais do magmatismo, presentes em derrames e diques nas regiões norte e oeste da bacia (Turner *et al.* 1994, Stewart *et al.* 1996). Os dados U-Pb aproximam-se numericamente dos dados apresentados por Mantovani *et al.* (1985) que, combinando dados Rb-Sr em uma isócrona mineral, obtiveram um resultado de  $135,5 \pm 3,2$  Ma em uma amostra de riolito da Fácies Chapecó, e aos diques de riodacito-dacito que cortando o Granito Arvoredo com idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $135,0 \pm 1,1$  e  $137,3 \pm 1,3$  Ma (Tomazzoli *et al.* 2005) e que são correlacionáveis ao Enxame de Diques Florianópolis, datado por Raposo *et al.* (1998).

**Agradecimentos** O presente artigo faz parte do projeto PRONEX “Evolução estrutural e composicional de minerais estratégicos do sul do Brasil”, coordenador por L.A.Hartmann e financiado por FAPERGS e CNPq.

Agradecemos a CPRM, Projeto Petrologia e Metalogenia do Magmatismo Serra Geral, e ao convênio CAPES-DAAD.

## Referências

- BELLIENI *et al.* 1984. *N. Jb. Miner. Abh.*, 150, pp. 272-306.
- BELLIENI *et al.* 1986. *J. Petrol.*, **27**: 915-944.
- ERLANK *et al.* 1984. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 13, pp. 195-246.
- ERNESTO & PACCA 1988. *The Mes. Flood. Volc.* - Pr. Basin, Piccirillo and Melfi Ed. pp.229-255.
- FODOR *et al.* 1985. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**:54-65.
- FULFARO *et al.* (1982) IPT, *Geologia da Bacia do Paraná*, SP-IPT pp.75-115.
- GALLAGHER, HAWKESWORTH & MANTOVANI 1994. *J. Geophys. Res.*, **99**(B9):18117-18145.
- GARLAND *et al.* 1996. *Lithos*, **37**:223-243.
- GOMES 1996. Tese doutorado – UFRGS.
- HAWKESWORTH *et al.* 1988. *J. Petrol.* pp. 205-223.
- HAWKESWORTH *et al.* 1992. *Geol. Soc. Special Publication* **68**:221-240
- HULBERT *et al.* 1999. *Special paper*, Canadá-Brasil Cooperation Program – CPRM, 74.
- JUCHEM 1999. Tese doutorado – UFRGS
- MANTOVANI *et al.* 1985. *J. Petrol.* **26**:187-209.
- MANTOVANI *et al.* 2000. 31st IGC – Field trip – Bft-01
- MELFI *et al.* 1988. *The Mesozoic. Flood. Volc.* – PR. Basin, Piccirillo and Melfi Ed. 1-13pp.
- MINCATO R.L., SCHRANK A., ENZWEILER J. 2000. VIII Cong. Geol. Paraná
- MILNER *et al.* 1995. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 69:37-157.
- NAKAMURA K. *et al.* 2002. JICA-CPRM-MMAJ Cooperation Program
- NARDY *et al.* 2001. 7o Simp. Geol. do Sudeste - RJ
- O’CONNOR & DUNCAN 1990. *J. Geophys. Res.*, **95**:17475-17502.
- PEAT *et al.* 1992. *Bull. Volcanol.*, **55**: 119-139.





**XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**  
Aracaju, 3 a 8 de setembro de 2006

- PICCIRILLO *et al.* 1988. in *Continental Flood Basalt*, edited by J.D.McDougall, pp. 195-238.
- PICCIRILLO & MELFI 1988. *The Mes. Flood Volc. PR.Basin*, 600pp., IAG-USP, S. Paulo.
- RENNE *et al.* 1992. *Science*, **258**: 975-979.
- RENNE *et al.* 1996. *Earth Planet. Sc. Lett.* **141**:199-211.
- RENNE *et al.* 1998. *Chemical Geol.* **145**:117-152.
- ROISENBERG A. 1989. Tese doutorado - UFRGS
- SPELL & MCDOUGALL 2003. *Chemical Geol.* **198**:189-211.
- STEWART *et al.* 1996. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**:95-110.
- TOMAZZOLI E.R., MIZUSAKI A.N.P., LIMA E.F., FÉLIX A., FIGUEIREDO A.M.G. 2005. Simp. Vulc. Ambientes Associados, III, *Anais*, CD, cód. E32. Cabo Frio (RJ).
- TURNER *et al.* 1994. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**:333-348.