COMPLEJO GRANÍTICO SOLÍS DE MATAOJO: EVIDENCIAS DE MAGMATISMO SINCOLISIONAL RELACIONADO A SUBDUCCIÓN

PEDRO OYHANTCABAL *, MARÍA DERREGIBUS *, ROSSANA MUZIO**, SERGIO DE SOUZA*
e ELENA PEEL*

ABSTRACT SOLIS DE MATAOJO GRANITIC COMPLEX: EVIDENCES OF SINCOLLISIONAL MAGMATISM RELATED TO SUBDUCTION. The scope is to provide a model for the genesis and emplacement of the Solis de Matajojo Granitic Complex (SW Dom Feliciano Belt). A subsequent period to continental collision, with generation of calc-alkaline magmatism related to oceanic crust dehydration, is proposed.

Keywords: Granitic magmatism, plutonic magmatism, Brazilian Cycle, Uruguay.

RESUMEN En el extremo sur de la faja milonítica Sarandí del Yi - A* Solís Grande se ubica el Complejo Granítico Solís de Matajojo. Este Complejo, integrado por tonalitas, granodioritas y granitos está fuertemente deformado, con planaridad paralela a la foliación de las milonitas en las que se emplaza. Como modelo para la génesis y el emplazamiento del Complejo Granítico, se propone el emplazamiento sin-transcurrente durante el período subsiguiente a una colisión continental, con generación de magmatismo calco-alcalino vinculado a la deshidratación de corteza oceánica.

Palabras claves: Magmatismo granítico, magmatismo plutónico, Ciclo Brasileño, Uruguay.

ANTECEDENTES Desde Bossi *et al* (1967), se reconoce en el Uruguay la existencia de dos ciclos orogénicos diferentes. Los terrenos generados en la orogénesis más antigua, en lo que Almeida *et al.* (1973) denominan Ciclo Transamazónico (2,2 a 1,8 Ga), constituyen el Zócalo del Río de la Plata (Ferrando & Fernández 1971) o Cratón del Río de la Plata (Almeida *et al* 1973). Al este de una línea estructural, que va desde Isla Patrulla a Sierra de Animas (Ferrando & Fernández 1971), se desarrollan los terrenos conformados durante el Ciclo Brasileño (*sensu* Almeida 1971) y que Fraga Cesar (1980) define como Cinturón Don Feliciano para el Escudo Uruguayo-Sur-Riograndense.

Preciozzi *et al* (1979) reconocen la importancia de la falla de Sarandí del Yi y plantean que este elemento permite subdividir el Zócalo del Río de la Plata en dos regiones.

Bossi & Campal (1992) retoman este elemento estructural para definir tres grandes unidades en el Basamento del Uruguay.

Exceptuando la reciente contribución de Oyhanncabal *et al* (1992), los únicos antecedentes conocidos sobre el Complejo Granítico son Bossi (1966) quien hace referencia a la presencia de migmatitas en la zona y Umpierre & Halpern (1971) quienes realizaron datación Rb/Sr en material que definen como migmatitas del Puma (Lavalleja). La datación habría sido realizada sobre lo que en este trabajo se considera facies granodiorita a megacrístales. La edad corregida es de 580 Ma con razón inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,704. La granodiorita en ese afloramiento presenta signos de hidrotermalismo (venas de clorita, pirita, calcita) por lo que esa edad debería considerarse como mínima.

INTRODUCCIÓN En el área de ocurrencia del Complejo Granítico Solís de Matajojo (Fig. 1) confluyen la falla dextral Sarandí del Yi- A* Solís Grande, representada en el área por una faja milonítica, y el "borde orogénico" brasileño (Oyhanncabal *et al* 1993), lo que permite identi-

car dos zonas estructuralmente diferentes. La zona occidental del A*. Solís Grande está integrada por rocas correspondientes al Ciclo Transamazónico ($2 \pm 0,2$ Ga), fundamentalmente milonitas e intrusiones graníticas sin-postectónicas. En la zona oriental, al este del A* Solís Grande se desarrollan estructuras con direcciones típicas del Cinturón Don Feliciano para el sur del Uruguay (NS-N30). Las litologías dominantes son milonitas en las que intruyó el Complejo Granítico Solís de Matajojo durante la reactivación sinistral de la falla mencionada, a fines del Ciclo Brasileño.

PETROGRAFÍA Este Complejo presenta tres tipos litológicos principales: tonalitas, granodioritas y granitos; dispuestos en forma concordante con la geometría elongada de la intrusión (Fig. 2).

Tonalitas Presentan textura equigranular media y color gris oscuro. La mineralogía está caracterizada por plagioclasas sub-automorfas y zonadas (composición media An30), biotita (Ng-Nm marrón, Np amarillo-amarronado), anfíbol automorfo (Ng verde-claro, Nm verde-pálido, Np amarillo), a veces clinopiroxenos corroídos con coronas de anfíbol, cuarzo, esfenos xenomorfos a automorfos ocasionalmente incluidos en anfíboles, apatito relativamente abundante, alanita con bordes de epidoto, ortosa y circón. Los minerales secundarios son: clorita, calcita y epidoto. Se caracterizan por la fuerte orientación de las plagioclasas sub-automorfas, desarrollada durante la deformación en estadio magmático.

Granodioritas Presentan textura inequigranular porfiroide, con megacrístales orientados de feldespato alcalino. La matriz es de grano medio y color gris-claro. Los megacrístales son de microclina automorfa a sub-automorfa, de color blanco, con dimensiones medias de 5 cm x 1,5 cm,

* Facultad de Ciencias, Departamento de Geología, Tristán Narvaja 1674, CC 10773, Monte video 11200, Uruguay

** Facultad de Ciencias, Departamento de Geología, Tristán Narvaja 1674, CC 10773, Monte video 11200, Uruguay; Post-graduación UNESP, Caixa Postal 178, CEP 13500-970, Rio Claro, BRASIL

ZCSB _ Zoiada Cizalla da Sierra Ballena

SY-ASG_ Falla Sarandi dal Vi-Arroyo Solis Grande

Figura 1 — Mapa de ubicación de los terrenos predevonianos del Uruguay (Preciozzi 1993, modificado)

Rfigure 1 - Location map of Pre-Devonian terranes from Uruguay

(Preciozzi 1993, modified)

Figura 2 — Geología del área de estudio y distribución de las facies graníticas en el Complejo Granítico Solís de Mataojo

Figure 2 - Geology of the study area and distribution of granitic facies in the Solís de Mataojo Granitic Complex

constituyendo aproximadamente el 25% del volumen total de la roca. La mineralogía está compuesta por plagioclasas (An20) sub-automorfas, feldspato potásico (microclina) sub-automorfo, biotita (Ng-Nm marrón, Np amarillo-

amarronado), anfíbol automorfo (Ng verde-claro, Nm verde-pálido, Np amarillo), esfeno, apatito, alanita y circón. Como mineral secundario principal se destaca la clorita.

Granitos Se incluyen bajo esta denominación a un conjunto de rocas graníticas en sentido estricto, con biotita y/o muscovita como accesorios, con diferentes grados de deformación. La mineralogía está constituida por cuarzo, plagioclasa (An20), microclina, biotita, apatito, muscovita y circón. Los términos más deformados presentan abundantes neoformaciones de sericita. Texturalmente son isoxenomorfos, de grano fino a medio, con color gris-claro variando localmente para rosa-claro debido a alteración.

Enclaves Los enclaves son equigranulares finos a microgranulares, de composición cuarzo-diorítica y formas predominantemente elongadas de escala decimétrica. Están asociados a las facies tonalítica y granodiorítica, siendo su presencia restringida a ausente en los granitos. Los minerales principales son plagioclasas zonadas (oligoclasas), biotita (Ng-Nm marrón-rojizo, Np amarillo-amarronado), anfíbol (Ng verde-claro, Nm verde-pálido, Np amarillo), cuarzo, apatito generalmente elongado a acicular, circón y esfeno (poco), en general formando cúmulos. Texturalmente se caracterizan por marcada orientación de las plagioclasas y minerales ferromagnesianos, y por la presencia de megacristales de plagioclasa, a veces conformando glomérulos.

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN El cuerpo presenta numerosas estructuras reconocibles tanto a escala microscópica como en afloramientos. A los efectos de ordenar la descripción, las mismas fueron separadas en aquellas resultantes de la deformación por procesos magmáticos y en estado sólido, siguiendo los criterios establecidos por Paterson *et al.* (1989).

Estructuras del estadio magmático Los minerales primarios, especialmente los cristales de plagioclasa sub-automorfa y los megacristales de feldspato alcalino en las granodioritas, muestran entre sí marcada orientación sub-paralela. Pese a la existencia de deformación en estado sólido superpuesta, esta orientación se habría generado mayoritariamente durante la fase magmática.

- Los cristales de plagioclasa suelen aparecer imbricados, constituyendo indicador cinemático (Blumenfeld & Bouchez 1988), demostrando en este caso el sentido sinistral de la deformación.
- Concentración de minerales ferromagnesianos en *schlierens* concordando con las estructuras descritas anteriormente.
- Los filones aplíticos tempranos aparecer plegados, no obstante parte de este plegamiento puede deberse a la deformación sub-sólidos.

Estructuras de estado sólido Los minerales muestran numerosas evidencias de deformación plástica como: extinción ondulante en cuarzo, maclas torcidas en plagioclasas, *kinks* en biotitas, formación de subgranos y recristalización de cuarzo. Los procesos de recuperación que conducen a la recristalización del cuarzo dan como resultado la frecuente ocurrencia de texturas mortero.

- Es observable, junto con la reducción del tamaño de grano del cuarzo, la elongación de los granos recristalizados resultando microestructuras tipo *ribbons*, agregados lenticulares de muscovita y abundantes lentes de mirmequitas.
- La deformación que determina la planaridad que presenta el cuerpo comenzó en el estadio magmático y hacia el final de la cristalización la misma se desarrolla en forma heterogénea, concentrándose en fajas miloníticas de espesor centimétrico a hectamétrico. Estas fajas miloníticas des-

plazan a filones aplíticos tardíos plegados con una componente sinistral.

- La presencia de feldespatos con bordes fuertemente corroidos dentro de las fajas más milonitizadas puede deberse al calor liberado por *thermal feed-back*, generando cierta fusión y acelerando la absorción de la deformación a través de estas fajas. Es frecuente también la fractura y *boudinage* de estos minerales, con recrystalizaciones de cuarzo, mica, clorita y calcita en las zonas deformadas. Esto es debido a que a bajas temperaturas (p.ex. facies esquistos verdes), los feldespatos solo tienden a fracturarse (Simpson 1985).

- Las sombras de destrucción y de presión en los megacristales de feldespatos indican sentido de movimiento sinistral.

- Ocasionalmente, se observan diaclasas tensionales (*en echelon*) rellenas de cuarzo que confirman el desplazamiento señalado anteriormente.

Modelo de emplazamiento Un conjunto de evidencias señalan emplazamiento sintectónico en una zona de cizalla transcurrente:

- geometría elongada con eje mayor paralelo a la faja cizallada;
- los diferentes tipos litológicos se disponen paralelos a la elongación del cuerpo;
- la foliación magmática y la foliación tectónica del complejo granítico son paralelas a la foliación tectónica de las encajantes;
- el cuerpo es composicionalmente heterogéneo con abundantes xenolitos; y
- las lineaciones de estiramiento mineral son sub-horizontales.

Estos elementos han sido señalados por Hutton (1988), Paterson *et al.* (1990) y Morand (1992) como indicadores de emplazamiento asociado a cizallamiento transcurrente.

GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO El estudio de la geoquímica del Complejo busca elucidar la hipótesis planteada por Oyhantçabal *et al.* (1992): magmatismo en margen continental activo vinculado a una tectónica transcurrente.

Se analizaron los elementos mayores en muestras de las tres facies identificadas en el Complejo y en los filones ácidos. La identificación de las diferentes muestras y los resultados están presentados en el cuadro 1.

En primer lugar, fue confirmada la clasificación petrológica de las muestras a través de un diagrama R1 - R2 (De la Roche *et al.* 1980), el cual no se publica por no presentar información relevante. La localización de dichas muestras en un diagrama R1-R2 (Batchelor & Bowden 1985), que relaciona composición química con ambiente tectónico se encuentra en la figura 3.

La distribución de los puntos representativos de las diferentes muestras confirma la tendencia ya encontrada de magmatismo en margen continental activo sobre el fin del proceso de subducción. Se estudió la distribución de las muestras en los diagramas de Maniar & Piccoli (1989). Si bien, en esos diagramas, aparecen agrupadas entre los granitoides de arco isla, arco continental o colisión continental, no es posible distinguir entre esos tipos. Según esos autores serían las relaciones molares de $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ que permitirían hacerlo. En el cuadro 1, se presentan los valores de esas relaciones para todas las muestras que aunque oscilan entre 0,61 y 1,21, no permiten obtener nitidamente los grupos de valores claves (menor que 1,05 para granitos de arco isla y arco continental o mayor que 1,15 para granitos de colisión continental).

Figura 3 - Diagrama R1 - R2 (Batchelor & Bowden 1985). Símbolos: ○ = tonalitas; □ = granodioritas; x = granitos; ◁ = filón en tonalitas; ▷ = filones en granodioritas

Figura 3 - R1 - R2 diagram (Batchelor & Bowden 1985). Symbols: ○ = tonalites; □ = granodiorites; x = granites; ◁ = dikes in tonalites; ▷ = dikes in granodiorites

En la figura 4 se representa el índice de Shand que corresponde a la representación gráfica de las relaciones molares anteriormente mencionadas. La mayoría de las muestras quedan localizadas en el campo de los granitos metaluminosos. Se observa también que algunos de los términos más diferenciados están localizados en el campo de los peraluminosos; es la zona definida por Maniar & Piccoli (1989) como de los granitos de arco continental o de

Figura 4 - Índice de Shand con relaciones molares. Símbolos como en la figura 3

Figure 4 - Shand's indices with molar relations (Maniar & Piccoli 1989). Same symbols as figure 3

colisión continental.

Se estudió también, el comportamiento de las muestras en el diagrama propuesto por Brown (1982), que relaciona % SiO_2 contra $\log \%CaO/(\%Na_2O+\%K_2O)$ (Fig. 5). Este autor hace referencia a la relación entre composición química y madurez del arco magmático; la zona correspondiente a los procesos de subducción más avanzados (granitoides de Nueva Guinea, magmatismo shoshonítico de alto K) está representada por la línea inferior en tanto que la superior corresponde a la de los granitos calco-alcalinos. La nube de puntos representativos de Solís de Mataojo se localiza en la zona de arcos maduros entre los granitos calco-alcalinos, no alcanzando el límite de los correspondientes al magmatismo shoshonítico.

Cuadro 1-Análisis químicos de elementos mayores. (Muestras 17-1 a 135-1: tonalitas; 18-1 a 22-1: granodioritas; 31-2 a 59-1: granitos; 164-1: filón en tonalita; 27-1 a 34-1: filones en granodioritas)

Chart 1 - Major elements chemical analysis. (Samples 17-1 to 135-1: tonalites; 18-1 to 22-1: granodiorites; 31-2 to 59-1: granites; 164-1: dike in tonalite; 27-1 to 34-1: dikes in granodiorites)

NoMUE	17-1	20-1	28-1	47-2	53-1	135-1	
%SiO ₂	65,11	63,78	63,47	62,17	64,33	65,74	
%TiO ₂	0,49	0,80	0,46	0,47	0,49	0,45	
%Al ₂ O ₃	13,73	11,29	13,40	14,61	10,51	13,31	
%FeO(t)	5,61	7,56	4,56	5,01	5,21	4,88	
%MnO	0,11	0,14	0,10		0,13	0,11	
%MgO	3,70	2,81	4,24	3,50	4,95	4,09	
%CaO	4,56	4,40	4,75	4,01	5,48	4,49	
%Na ₂ O	4,01	5,40	4,59	4,13	4,20	4,12	
%K ₂ O	2,61	3,52	2,80	4,33	2,40	2,19	
%P ₂ O ₅	0,03		0,14		0,06		
%H ₂ O(-)	0,21	0,21	0,35	0,25	0,25	0,35	
%H ₂ O(+)	0,56	0,04	0,06		0,20		
TOTAL	100,7	100,0	98,9	98,5	98,2	99,7	
R	0,78	0,55	0,70	0,78	0,54	0,77	
NoMUE	18-1	18-2	18-3	22-1	31-2	32-1	52-2
%SiO ₂	63,88	64,77	65,56	69,23	70,54	69,91	73,79
%TiO ₂	0,81	0,38	0,56	0,34	0,43	0,19	0,33
%Al ₂ O ₃	12,19	12,94	12,57	17,49	13,51	15,43	11,35
%FeO(t)	6,00	5,15	5,14	2,54	4,36	2,42	1,52
%MnO	0,13	0,13	0,11		0,11	0,05	0,04
%MgO	3,68	2,36	3,15	0,98	2,38	0,62	0,58
%CaO	4,96	3,31	4,68	2,04	3,57	2,02	1,92
%Na ₂ O	4,20	3,91	3,80	5,33	3,92	4,50	4,52
%K ₂ O	3,62	3,27	3,32	3,76	3,49	3,41	5,38
%P ₂ O ₅	0,08	0,08			0,16	0,04	0,12
%H ₂ O(-)	0,22	0,35	0,20	0,21	0,02	0,35	0,17
%H ₂ O(+)	0,28	0,28				0,01	
TOTAL	100,1	96,9	99,1	101,9	102,5	99,0	99,7
R	0,61	0,81	0,68	1,06	0,81	1,04	0,68
NoMUE	59-1	100-1	164-1	27-1	31-1	34-1	
%SiO ₂	72,87	73,00	70,35	74,76	74,24	77,61	
%TiO ₂	0,15	0,07	0,33	0,35	0,11	0,22	
%Al ₂ O ₃	15,59	14,59	14,38	15,57	10,65	12,63	
%FeO(t)	2,00	2,91	3,56	0,94	0,55	2,51	
%MnO	0,04			0,04	0,06	0,03	
%MgO	0,18	0,36	1,03	0,39	0,29	0,31	
%CaO	0,67	1,34	2,64	1,48	1,42	1,01	
%Na ₂ O	4,07	4,30	5,39	4,83	4,41	2,77	
%K ₂ O	4,64	4,61	4,24	3,75	5,20	4,83	
%P ₂ O ₅	0,05			0,04		0,04	
%H ₂ O(-)	0,34	0,25	0,12	0,23	0,27	0,18	
%H ₂ O(+)				0,00	0,08	0,27	
TOTAL	100,6	101,4	102,0	102,4	97,3	102,4	
R	1,21	1,01	0,79	1,06	0,69	1,09	

R = Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) (en relaciones molares)

Figura 5 — Diagrama de Brown (J982). Misma simbología de la figura 3

Figure 5 - SiO_2 versus $\log \text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagram (Brown 1982). Same symbols as figure 3

Si se representar! las muestras en un diagrama de Rogers & Greenberg (1990) (Fig. 6), se les encuentra en su mayoría en la zona de los granitos calco-alcalinos.

Aunque no ha sido aún mencionado, la geoquímica corrobora la clasificación de este Complejo como de Tipo I y la representación en un diagrama de Marker permite caracterizarlo como perteneciente a un magmatismo alto K (Wilson 1989).

CONCLUSIONES De acuerdo con las evidencias expuestas, la implantación del Complejo está vinculado a una zona de cizallamiento transcurrente con sentido sinistral. Fragoso César *et al.* (1990) plantean que las zonas de cizallamiento sub-verticales con intrusiones asociadas se desarrollan durante la etapa colisional tardía; Fernandes *et al.* (1992) indican zonas de transcurrencia sinistral asociadas a magmatismo alto K durante la fase cinemática K2. Lo anteriormente expresado permite inferir que el emplazamiento del Complejo debe haber ocurrido durante la etapa colisional tardía.

La geoquímica de los elementos mayores indica que se está en presencia de magmatismo calco-alcalino de alto

Figura 6 — Diagrama de Rogers & Greenberg (1990). Misma simbología de la figura 3

Figure 6 - Rogers & Greenberg's diagram (1990). Same symbols as figure 3

K que estaría relacionado a subducción en ambiente de arco maduro para las facies tonalítica y granodiorítica, y de magmatismo alcali-cálcico en el caso de los granitos.

Las evidencias estructurales indican el emplazamiento del cuerpo en la etapa colisional tardía en tanto que las evidencias geoquímicas y petrográficas presentadas por las tonalitas y granodioritas indican magmatismo vinculado a subducción. Los granitos por su parte tienen características diferentes, sugiriendo la posibilidad de corresponder a una intrusión independiente más joven, lo que caracteriza al complejo como pluriserial.

Confrontando lo señalado anteriormente con lo postulado por Bonin (1988), se puede establecer como modelo para la génesis y emplazamiento del Complejo Granítico Solís de Mataojo el correspondiente al período subsiguiente a la colisión continental. Tal como el mismo autor lo establece, en esa etapa se siguen generando magmas calco-alcalinos vinculados a la deshidratación de la corteza oceánica. Este período puede extenderse hasta 50 Ma una vez finalizados los procesos de subducción.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 1:3-21.
- ALMEIDA, F.; AMARAL, G.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon river. In: NAIRM, A.; STEHLI, F. ed. *The Ocean Basin and Margins*. New York, Plenum Press, p. 441-446.
- BATCHELOR, R. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48:43-55.
- BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, 10(4):361-372.
- BONIN, B. 1988. From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteil.* 68:301-311.
- BOSSI, J. 1966. *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones UDELAR, 455 p.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L.; ALBANELL, H. 1967. Basamento cristalino del sureste del Uruguay. *EOS*, 53:2-10.
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: GUTIERREZ, J.; SAAVEDRA, J.; RABANO, I. ed. *Paleozoico Inferior en Ibero-América*. Extremadura, Universidad de Extremadura, p. 343-356.
- BROWN, G. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R. ed. *Andesites*. Wiley & Sons, p. 437-461.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- FERNANDES, L.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. 3. *South Am. Earth Sci.*, 5(1):75-96.
- FERRANDO, L. & FERNANDEZ, A. 1971. Esquema tectónico-cronoestratigráfico del Predevoniano en el Uruguay. In: CONOR. BRAS. GEOL., 25. São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 199-210.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio - Sul Riograndense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 5, p. 2879-2892.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.; SALLET, R. 1990. *Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense: uma introdução ao problema*. *Acta Geol Leopold.*, 13(30):75-92.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 79:245-255.
- MANIAR, P. & PICCOLI, P. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:635-643.
- MORAND, V.J. 1992. Pluton emplacement in strike-slip fault zones: the Doctors Flat Pluton, Victoria, Australia. *J. Struct. Geol.*, 14(2): 205-213.

- OYHANTÇABAL, R.; DERREGIBUS, M.; SOUZA, S.; MUZIO, R. 1992. O Complexo Granítico Solís de Matajojo (Uruguai) no extremo SW do Cinturão Dom Feliciano. In: CONOR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 400-401.
- OYHANTÇABAL, R.; SOUZA, S.; MUZIO, R. 1993. Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Anturón Don Feliciano. In: SIMP. INTERN. DEL NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, I. Las Palomas-Minas, 1993. *Boletim de Resumos Expandidos...* Lãs Palomas-Minas, Uruguay, DI.NA.MI.GE. Tomo I, resumo nº 27.
- PATERSON, S.; VERNON, R.; TOBISCH, O. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11(3):349-363.
- PATERSON, S.; TOBISCH, O.; MORAND, V. 1990. The influence of large ductile shear zones on the emplacement and deformation of the Wyangala Batholith, SE Australia. *J. Struct. Geol.*, 14(2):205-213.
- PRECIOZZI, F. 1993. *Petrography and Geochemistry of Five Granitic Plutons from South-Central Uruguay: Contribution to the Knowledge of the Piedra Alta Terrane*. Quebec. 200 p. (Ph.D. Thesis, Université du Québec à Montreal).
- PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W. 1979. *Carta Geo-Estructural del Uruguay*. Montevideo, DI.NA.MI.GE. 62 p.
- ROGERS, J. & GREENBERG, J. 1990. Late orogenic, post orogenic and anorogenic granites: distinction by major element and trace element chemistry and possible origins. *J. Geol.*, 98(3):291-309.
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7(5):503-511.
- UMPIERRE, M. & HALPERN, M. 1971. Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. *Asoc. Geol. Argent. Rev.*, 26(2):133-151.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman Inc. 456 p.

MANUSCRITO A795

Recebido em 13 de setembro de 1993

Revisão do autor em 28 de julho de 1994

Revisão aceita em 31 de agosto