

Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo

Cláudia Regina Passarelli¹ (crpass@usp.br), Miguel Angelo Stipp Basei², Mario da Costa Campos Neto²,
Oswaldo Siga Júnior², Hélcio José dos Prazeres Filho³

¹Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - USP
R. do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BRA

²Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

³Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

Palavras-chave: Neoproterozóico, domínios tectônicos, zonas de cisalhamento, rochas gnáissico-migmatíticas.

RESUMO

Na porção sul do Cinturão Ribeira, especificamente região sul-oriental do Estado de São Paulo, quatro domínios tectônicos distintos foram definidos, delimitados por importantes zonas de cisalhamento neoproterozóicas. O Domínio Embu, situado a norte da Zona de Cisalhamento Cubatão (ZCC), compreende metassedimentos parcialmente fundidos e granitos peraluminosos intrusivos, que são balizados por zonas de cisalhamento ENE e apresentam idades U-Pb em torno de 600 Ma, e idade T_{DM} de 2,0 Ga. Rochas gnáissico-migmatíticas (612 Ma) e graníticas associadas (580 Ma) predominam no Domínio Mongaguá, limitadas a NW pela ZCC, e a sul pela Zona de Cisalhamento Itariri (ZCI), com idades T_{DM} variadas, entre 1,7 e 2,2 Ga. O Domínio Registro é limitado a norte pelo Sistema de Cisalhamento Cubatão Itariri (SCCI) e a sul pela Zona de Cisalhamento Serrinha (ZCS), composto por rochas metassedimentares de alto grau e rochas graníticas com feições migmatíticas. Representa um terreno paleoproterozóico (1,9 – 2,2 Ga) fortemente afetado durante o Neoproterozóico (750 – 580 Ma). O Domínio Iguape é limitado a norte pela ZCS e compreende rochas graníticas, com cerca de 600 Ma, intrudidas em metassedimentos de baixo grau. Granitos semelhantes aos da Suíte intrusiva Serra do Mar ocorrem nos Domínios Registro e Iguape, com idades em torno de 580 Ma. Possivelmente, a justaposição destes domínios tectônicos ocorreu em épocas neoproterozóicas próximas: **1)** a justaposição do Domínio Registro ao Embu, através de zona de cisalhamento EW, teve como época máxima 596 Ma; **2)** granitos intrusivos no Domínio Embu, com cerca de 598 Ma, controlados pelo SCCI podem estar associados à justaposição do Domínio Mongaguá, aos Domínios Registro e Embu; **3)** a época mais provável da colagem Domínio Iguape / Registro de 575 Ma é sugerida através de datações U-Pb (monazita) em protomilonito granítico da ZCS.

Keywords: Neoproterozoic, tectonic domains, shear zones, gneiss-migmatite rocks.

ABSTRACT

In the southeastern region of São Paulo State four major tectonic domains were defined. The Embu Domain, north of the Cubatão Shear Zone (CSZ), is composed of metasedimentary rocks, and peraluminous granites (*ca.* 600 Ma), whose intrusion was controlled by E-NE shear zones, and which have model Nd T_{DM} age around 2.0 Ga. Gneiss-migmatite rocks (612 Ma) and related granites (580 Ma) predominate in the Mongaguá Domain, which is limited by the Cubatão and Itariri shear zones. These rocks have different model Nd T_{DM} ages between 1.7 and 2.2 Ga. The Registro Domain, between Cubatão - Itariri Shear System (CISS) and the Serrinha Shear Zone (SSZ), is formed by metasediments and granitic rocks with migmatitic features, and represents a paleoproterozoic domain (1.9 – 2.2 Ga) intensely affected in Neoproterozoic times (750 – 580 Ma). Rocks of the Iguape Domain, limited to the north by the SSZ, include granites (*ca.* 600 Ma) and low grade metasediments. It is probable that all these tectonic blocks were juxtaposed during a short time interval at the end of Neoproterozoic. The joining of the Registro to the Embu Domain occurred at about 596 Ma along an E-W shear zone. The 598 Ma peraluminous granites of the Embu Domain may register the arrival of the Mongaguá Domain against the newly formed Registro-Embu Domain. The welding of the Iguape and Registro domains probably occurred at 575 Ma, as suggested by the U-Pb (monazite) age of the protomylonitic granites of the SSZ.

INTRODUÇÃO

A porção sul-oriental do Estado de São Paulo constitui-se de compartimentos tectônicos delimitados por expressivas zonas de cisalhamento. Faz parte da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), especificamente da porção sul do Cinturão Ribeira constituído por diferentes terrenos com características litológicas, geocronológicas e isotópicas distintas. A área de enfoque (Figura 1) é fundamental à compreensão do quadro geotectônico regional e oferece grande oportunidade de discussão sobre a continuidade dos terrenos localizados a sul, Domínios Curitiba e Paranaguá (Siga Jr., *et al.* 1995) e dos terrenos localizados a norte, pertencentes à Microplaca Serra do Mar (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000).

A região estudada foi subdividida em quatro domínios tectônicos definidos por características litológicas, geoquímicas e isotópicas distintas (Passarelli *et al.*, 2000). O Domínio Embu compreende a região a norte da Zona de Cisalhamento Cubatão (ZCC), o Domínio Mongaguá é delimitado pela ZCC a NW e a SSE pela Zona de Cisalhamento Itariri (ZCI), o Domínio Registro é limitado a norte pelo Sistema de Cisalhamento Cubatão Itariri (SCCI) e a sul pela Zona de Cisalhamento Serrinha (ZCS), que o separa do Domínio Iguape (Figura 2).

DOMÍNIO EMBU

Este compartimento corresponde ao Complexo Embu (Hasui *et al.*, 1981), ao Bloco Embu (Dantas *et al.*, 1987a), ao Terreno Acrescido Embu (Campos Neto & Figueiredo, 1995) e ao Complexo Embu como parte do Terreno Juiz de Fora (Campos Neto, 2000). Na porção sudeste do Estado de São Paulo, o Domínio Embu compreende mica xisto, paragneisse parcialmente migmatizado e quartzito (Complexo Embu) e xisto fino, filito e subordinadamente quartzito, metabasito e rocha cálcio-silicática (Seqüência Miracatu). Estas unidades são intrudidas por granitos cálcio-alcalinos de alto potássio e peraluminosos tardi-orogênicos (Dantas *et al.*, 1987a).

A seqüência metassedimentar apresenta época de sedimentação ainda incerta. Núcleos migmatíticos, interpretados como embasamento das rochas supracrustais do Complexo Embu por Fernandes (1991), da região de São José dos Campos, apresentaram uma idade isocrônica Rb-Sr de 2473 ± 46 Ma, e leucogranitos associados, prováveis leucossomas dos migmatitos, de 1497 ± 46 Ma (Tassinari, *et al.*, 1988).

Na área de estudo, logo a norte da ZCC (Figura 2), rochas metassedimentares de médio a alto grau metamórfico apresentam-se intrudidas por corpos de muscovita-biotita

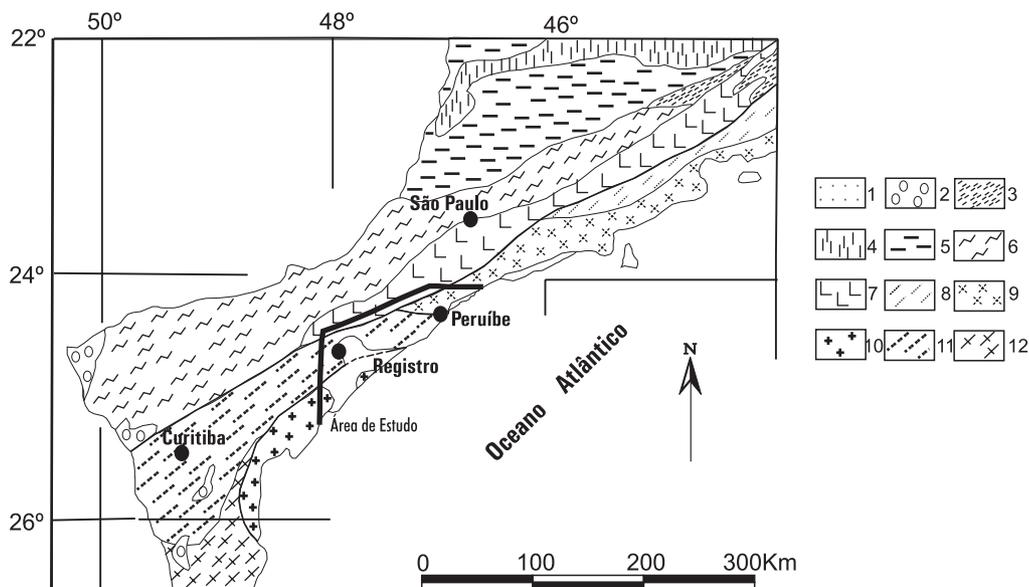


Figura 1. Esboço da compartimentação tectônica das regiões sudeste do Estado de SP e nordeste do PR, e localização da área (modificado de Campos Neto & Figueiredo, 1995; Basei *et al.*, 1999). 1. Cobertura Fanerozóica (Bacia do Paraná). 2. Bacias Neoproterozóicas/Eopaleozóicas. 3. Domínio Infracrustal Juiz de Fora. 4. Domínio Alto Rio Grande. 5. Domínio Socorro-Guaxupé. 6. Domínio Apiaí. 7. Domínio Supracrustal Embu. 8. Domínio Paraíba do Sul. 9. Domínio Serra do Mar. 10. Domínio Paranaguá. 11. Domínio Curitiba. 12. Domínio Luis Alves.

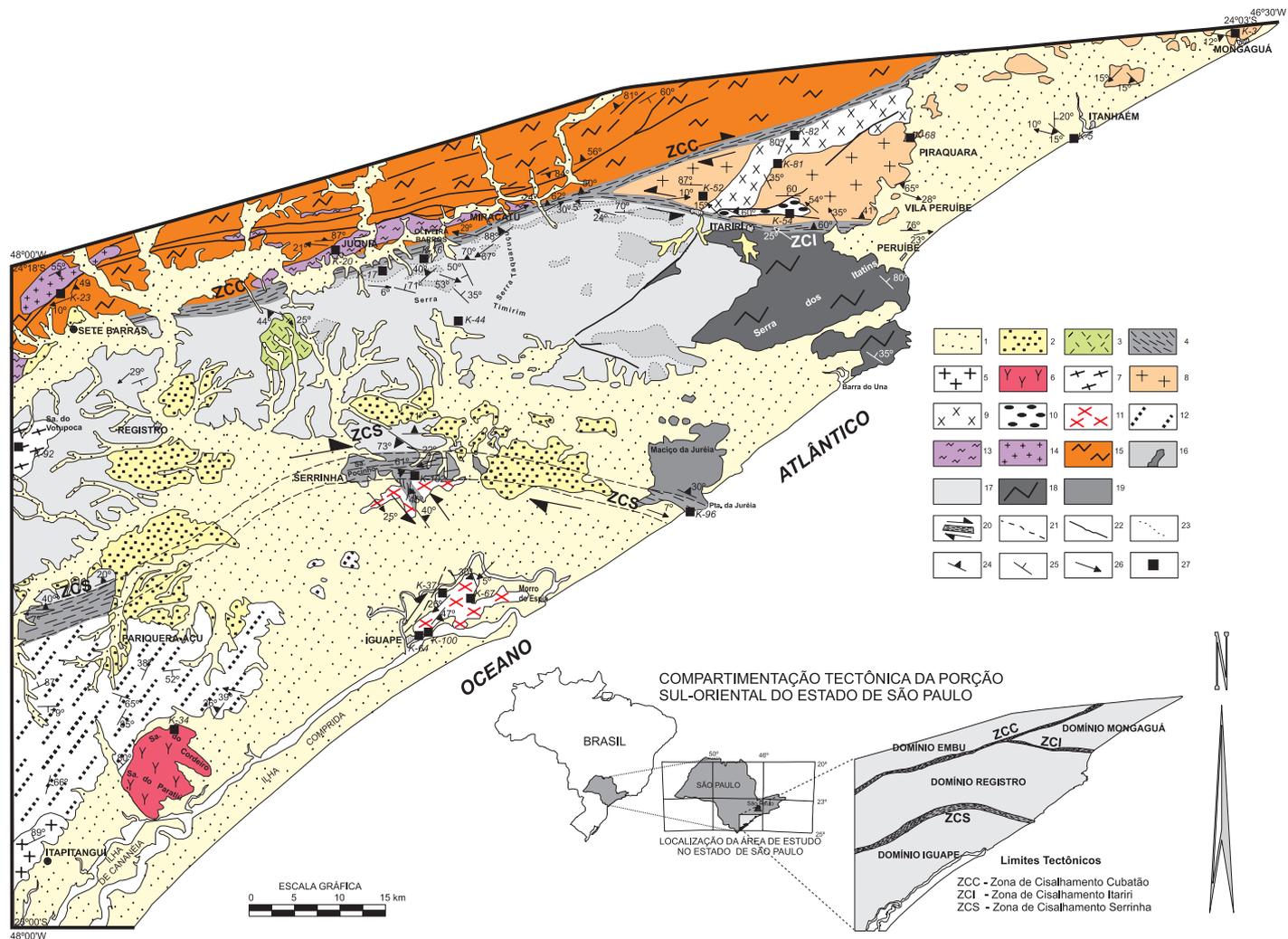


Figura 2. Mapa geológico da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. **1.** Sedimentos Quaternários. **2.** Sedimentos Terciários. **3.** Complexo Alcalino de Juquiá (Cretáceo). **4.** SCCI e ZCS: rochas miloníticas (600 - 570 Ma). Suíte Granítica Serra do Mar (c. 580 Ma): **5.** Granito Itapitangui. **6.** Granito Serra do Cordeiro. **7.** Granito Serra do Votupoca. Domínio Mongaguá: **8.** Domínio granito-gnáissico-migmatítico (c. 615 - 580 Ma). **9.** Granito Areado (c. 610 - 580 Ma). **10.** Granito Ribeirão do Óleo (c. 580 Ma). Domínio Iguape: **11.** Granito Iguape (c. 600 Ma). **12.** Metassedimentos Iguape (< 2200 Ma). Domínio Embu: **13.** Granito Juquiá (c. 600 Ma). **14.** Granito Sete Barras (c. 630 Ma). **15.** Metassedimentos (< 1600 - 1800 Ma). Domínio Registro: **16.** Domínio granito-gnáissico-migmatítico (2100 - 580 Ma). **17.** Domínio Gnáissico (2200 - 580 Ma). **18.** Complexo Itatins (2200 - 580 Ma). **19.** Juréia (> 750 Ma). **20.** Zonas de Cisalhamento transcorrentes. **21.** Falhamento inferido. **22.** Lineamentos. **23.** Contato geológico gradacional. **24.** Foliação milonítica. **25.** Foliação principal. **26.** Lineação mineral. **27.** Afloramento com análises isotópicas e/ou datação U-Pb / K-Ar.

monzogranito peraluminoso, denominados informalmente de Granito Juquiá e Sete Barras por Passarelli (2001).

Faixas miloníticas cortam o Domínio Embu e definem importantes lineamentos subparalelos às ZCC e ZCI, com direções em torno de EW e mergulhos subverticais. Falhamentos transcorrentes de movimentação dextral afetam as rochas metassedimentares e balizam diversos *stocks* graníticos. Os granitos de Sete Barras e Juquiá estão orientados nas faixas de cisalhamento (orientação do eixo maior dos *stocks* em torno de N70E), e mostram formas estiradas, notadamente o Granito Juquiá. Normalmente apresentam textura protomilonítica, caracterizada pela orientação de porfiroclastos de feldspato potássico com formato sigmoidal e orientação dos minerais máficos.

Idades U-Pb (monazita) de 598 ± 8 Ma para o Granito Juquiá, e 631 ± 23 Ma para o Granito Sete Barras (Figura 3, Tabela 1) são interpretadas como épocas de formação destas rochas, possivelmente por fusão de fontes crustais.

As idades em torno de 750 Ma obtidas pelas frações de zircão analisadas (Granito Sete Barras em 739 ± 63 Ma e Granito Juquiá em 761 ± 2 Ma, Figura 3) podem refletir heranças isotópicas por tratarem-se de granitos crustais. Entretanto, analisando-se a distribuição das frações de zircão analisadas, cujo alinhamento permite a determinação de uma idade intercepto superior, a possibilidade destas idades representarem a época de cristalização destes granitos e àquelas obtidas em monazitas (*ca.* 600 e 620 Ma) registrarem eventos térmicos posteriores, não pode ser descartada.

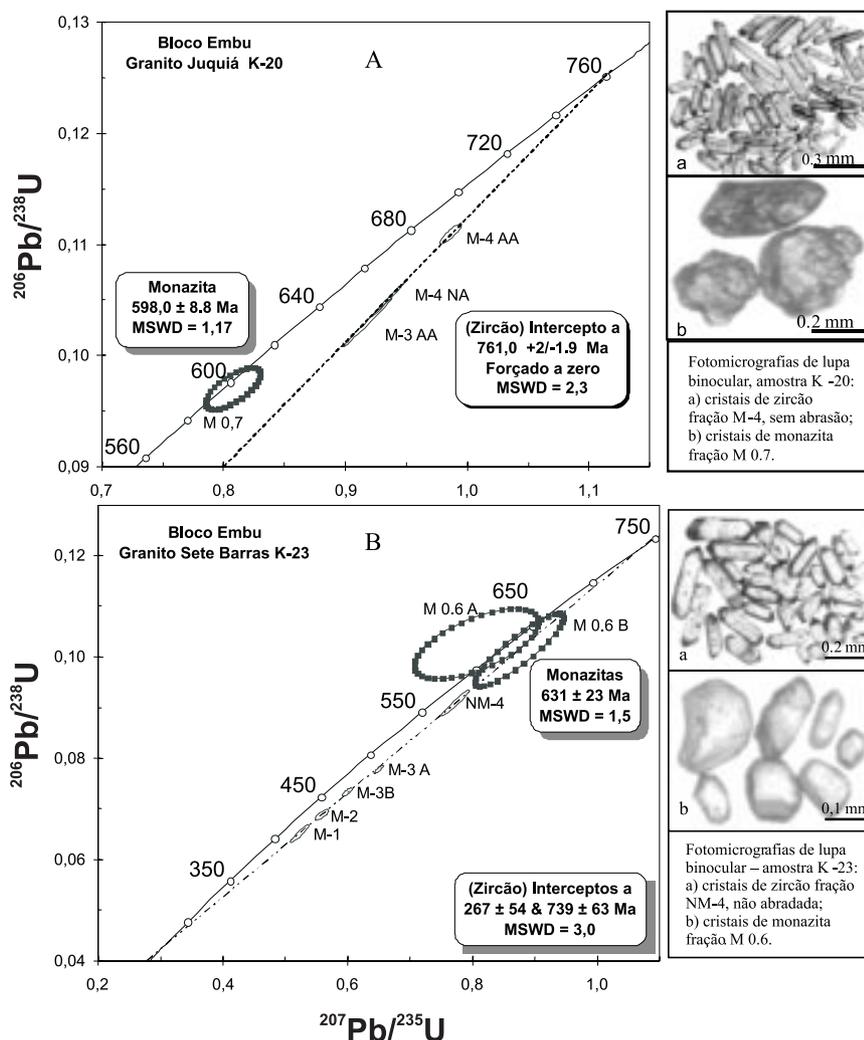


Figura 3. Diagramas Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão e monazita. Domínio Embu. **A)** Granito Juquiá. **B)** Granito Sete Barras.

O Granito Juquiá apresentou uma idade modelo TDM de 1984 Ma e valores de $\mathcal{E}_{Nd(t)}$ e $\mathcal{E}_{Nd(0)}$ respectivamente de -14,71 e -22,61 (Tabela 2), indicando uma origem crustal para os protólitos destes granitos, e um tempo relativamente longo de residência crustal. Os dados indicam a composição isotópica da área fonte das rochas que originaram estes granitos, considerando-se sua geração a partir da fusão de rochas metassedimentares. A origem destas rochas a partir de reservatórios crustais é corroborada pelo valor de $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ (600 Ma) em torno de 0,727 (Tabela 3) obtido no Granito Juquiá.

A época em torno de 750 Ma, obtida pelo método Rb-Sr em xistos do Complexo Embu (Vieira & Tassinari, 1988) foi associada, por Fernandes (1991), à fase metamórfica principal do Complexo Embu que atingiu grau forte (migmatização *in situ*) e grau médio (zona da sillimanita). Adicionalmente, através de datações U-Pb (monazitas) realizadas em rochas gnáissicas, a época em torno de 790 Ma (Vlach, 2001) representa o evento metamórfico principal deste domínio e indica uma fase associada a um processo tectônico convergente.

Na região de São Lourenço da Serra (SP), ortognaisses miloníticos, com estruturas migmatíticas preservadas, apresentaram idades Rb-Sr (t_R) de 770 Ma, com $Ri = 0,722$ (Cordani *et al.*, 2000), semelhantes às idades em U-Pb em zircões, e a Ri (Sr^{87}/Sr^{86}) obtidas neste trabalho. No entanto, através de análises SHRIMP, os autores observaram populações de zircões bem heterogêneas, com idades em torno de 2000, 800 e 660 Ma, interpretados respectivamente como zircões herdados, magmáticos e metamórficos.

Adicionalmente, o granito gnáissico Serra dos Lopes, localizado a sul da Zona de Cisalhamento Taxaquara, próximo à cidade de Piedade (SP) forneceu uma idade U-Pb (zircão) de 788 ± 2 Ma (Leite, 2003), interpretada como a melhor estimativa da época da cristalização magmática destes ortognaisses, considerados como encaixantes dos granitos sin-orogênicos do Batólito Agudos Grandes.

A partir dos dados existentes nota-se o registro do período Criogeniano no Domínio Embu, apesar de ainda impreciso. De modo geral, podemos considerar que entre aproximadamente 800 e 750 Ma um importante evento metamórfico e magmático deve ter ocorrido neste terreno.

De modo preliminar, devido aos erros analíticos, a idade obtida em monazitas para o Granito Sete Barras, pode estar associada à fase sin-colisional deste setor do Cinturão Ribeira, em torno de 620 Ma, (Janasi, 1999; Hackspacher *et al.*, 2000) ou 610 Ma (Janasi *et al.*, 2001) responsável por importante geração de magmatismo cálcio-alcálico. Por outro lado, a idade de formação do Granito Juquiá, obtida em monazitas, possivelmente está associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento que balizam estes corpos graníticos. Esta idade, em torno de 600 Ma, pode ser correlacionada à fase tardi-colisional deste setor do Cinturão Ribeira (Janasi

et al., 2001), responsável pela tectônica de escape lateral com desenvolvimento de diversas zonas de cisalhamento NE-SW e colocação de corpos graníticos (Hackspacher *et al.*, 2000).

DOMÍNIO REGISTRO

Representado principalmente por rochas granito-gnáissicas migmatíticas, é delimitado a norte pelo SCCI e a sul pela ZCS (Figura 2). Corresponde cartograficamente ao Complexo Gnáissico-Migmatítico e Suíte Granítica de Facies Migmatítica de Dantas *et al.* (1987b) e abrange os paragnaisses do Maciço da Juréia, aqui correlacionados aos paragnaisses da Seqüência Cachoeira (Silva *et al.*, 1978; Dantas *et al.*, 1987a, b). Esta seqüência compreende kinzigitos e gnaisses kinzigíticos aflorantes na região do Maciço de Itatins (Picanço *et al.*, 1998).

O domínio gnáissico-migmatítico compreende rochas granitóides (monzogranitos a granodioritos) complexamente inter-relacionadas com material diorítico, mesocrático, comumente desenvolvendo estruturas migmatíticas heterogêneas. Apresenta uma estruturação predominantemente NW, entretanto mostra forte influência do SCCI, com estruturas de direção EW e NE. Parte das feições observadas, conseqüência de processos de *mingling* e *mixing* entre dois magmas distintos, acarretou no desmembramento de diques sin-intrusivos e formação de enclaves.

As rochas gnáissico-migmatíticas do Domínio Registro apresentaram idades U-Pb em zircões extremamente discordantes, em posição intermediária entre os interceptos inferior e superior. Os resultados analíticos obtidos apresentaram-se listados na Tabela 1.

Em anfibólio-biotita granodiorito aflorante na região de Oliveira Barros (W do município de Miracatu) obteve-se uma idade, intercepto superior, de 1894 ± 26 Ma através do alinhamento de frações de zircão extremamente discordantes (Figura 4). No afloramento em questão, a rocha granitóide preserva a foliação magmática e apresenta dique sin-intrusivo máfico rompido, gerando enclaves arredondados (Foto 1). O posicionamento intermediário das frações, entre os interceptos, deve refletir zircões que foram parcialmente rejuvenescidos, e a idade sugerida pelo intercepto superior, a idade mínima de cristalização desta rocha e conseqüentemente do processo de *mingling* entre os magmas granodiorítico e diorítico.

Em áreas caracterizadas pela presença de rochas híbridas, onde feições gnáissicas e migmatíticas são comuns (Foto 2), com enclaves dioríticos parcialmente assimilados pelo material granítico, observa-se a tendência do registro de idades paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Nesta região, onde o *mixing* é evidente, biotita-monzogranitos mesocráticos apresentam uma idade intercepto superior de

Tabela 1. Dados analíticos referentes à sistemática U-Pb (zircão e monazita).

Unidade	Amostra	Mineral Analisado	Fração Magnética	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Razões Isotópicas				Idades (Ma)		
							Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/U^{235} -Erro% (2σ)	Pb^{206}/U^{238} -Erro% (2σ)	Pb^{207}/Pb^{206} -Erro% (2σ)	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/Pb^{206}
Bloco Embu													
Granito Juquiá	K-20	zircão	M-3aa	0,084	1720	189	1240,5	0,918054 - 1,76	0,102949 - 1,76	0,0646764 - 0,157	661	632	764 ± 3
		zircão	M-4aa	0,116	519	62	1249,8	0,986368 - 0,746	0,110942 - 0,646	0,0644826 - 0,356	697	678	756 ± 8
		zircão	M-4	0,099	1216	142	640,8	0,934410 - 1,26	0,104984 - 1,25	0,0645523 - 0,122	670	644	760 ± 3
		monazita	M(0,7)	0,009	522	808	193,8	0,807472 - 2,29	0,0970091 - 1,59	0,060369 - 1,64	601	597	617 ± 35
Granito Sete Barras	K-23	zircão	M-1	0,021	272	20	326,8	0,523165 - 2,35	0,0651211 - 2,19	0,058266 - 0,827	427	407	540 ± 18
		zircão	M-2	0,05	226	18	400,2	0,558277 - 1,58	0,0687619 - 1,22	0,0588844 - 0,995	450	429	563 ± 22
		zircão	M-3A	0,057	287	24	724,9	0,650147 - 0,924	0,0778242 - 0,829	0,0605893 - 0,405	509	483	625 ± 9
		zircão	M-3B	0,048	420	35	508,8	0,599196 - 1,08	0,0733012 - 0,872	0,0592865 - 0,632	477	456	578 ± 14
		zircão	NM-4	0,025	211	21	688,1	0,773066 - 2,37	0,0909505 - 2,29	0,0616468 - 0,603	582	561	662 ± 13
		monazita	M(0,6) A	0,0025	274	913	33,487	0,806374 - 10,1	0,1025730 - 5,52	0,057017 - 7,96	600	629	492 ± 180
		monazita	M(0,6) B	0,0014	693	1306	83,284	0,874922 - 6,61	0,1013340 - 5,79	0,06262 - 3,08	638	622	695 ± 66
Bloco Registro													
Gr. Reg. Oliveira Barros	K-16	zircão	NM-1aa	0,36	1263	107	3642,9	1,24414 - 1,1	0,0799312 - 0,948	0,112889 - 0,496	821	496	1846 ± 9
		zircão	M-3	0,091	444	93	5203,3	3,16498 - 0,946	0,197853 - 0,943	0,116018 - 0,0756	1449	1164	1896 ± 1
		zircão	M-4aa	0,5	529	114	1583,3	3,13836 - 1	0,197998 - 0,931	0,114958 - 0,325	1442	1165	1879 ± 6
		zircão	M-4	0,086	393	87	3115,2	3,28181 - 0,653	0,206296 - 0,65	0,115378 - 0,056	1477	1209	1886 ± 1
		zircão	NM-4aa	0,091	395	87	2082,3	3,234 - 0,628	0,204367 - 0,625	0,11477 - 0,0621	1465	1199	1876 ± 1
Gnaiss Protomilonítico	K-44	zircão	M-3	0,081	350	52	1343	1,81545 - 0,709	0,141662 - 0,705	0,092946 - 0,0761	1051	854	1487 ± 1
		zircão	M-5	0,103	436	71	917	2,0383 - 0,593	0,150883 - 0,587	0,097977 - 0,083	1128	906	1586 ± 2
		zircão	NM-5aa	0,075	206	39	3218,1	2,72011 - 0,953	0,181266 - 0,934	0,108835 - 0,191	1334	1074	1780 ± 4
		zircão	M-4aa A	0,051	328	58	394,1	2,07808 - 0,623	0,153161 - 0,611	0,098404 - 0,117	1142	919	1594 ± 2
		zircão	M-4aa B	0,073	288	51	882,6	2,36001 - 0,557	0,165276 - 0,547	0,103563 - 0,101	1231	986	1689 ± 2
		zircão	M-5aa	0,083	155	35	705,3	3,20363 - 0,649	0,204125 - 0,618	0,113827 - 0,197	1458	1197	1861 ± 4
Juréia	K-96	monazita	M(0,6)	0,0024	4218	2024	1149,4	1,09655 - 0,855	0,123517 - 0,822	0,064387 - 0,228	752	751	754 ± 5
Bloco Mongaguá													
Gn. Mongaguá	K-3	zircão	M-4aa A	0,023	171	20	630	0,804876 - 0,714	0,0972167 - 0,552	0,0600463 - 0,425	600	598	605 ± 9
		zircão	M-4aa B	0,086	211	24	1152	0,827404 - 0,674	0,099540 - 0,658	0,0628610 - 0,142	612	612	614 ± 3
Gr. Itariri	K-52	zircão	M-2	0,099	378	42	1210,2	1,12002 - 0,84	0,110379 - 0,703	0,0735932 - 0,451	763	675	1030 ± 9
		zircão	M-2aa	0,087	747	85	920,5	1,10951 - 0,823	0,109611 - 0,812	0,0734133 - 0,135	758	670	1025 ± 3
		zircão	M-3	0,082	343	43	911,2	1,35383 - 0,871	0,121103 - 0,847	0,0810789 - 0,199	869	737	1223 ± 4
Gr. Itariri	K-68	zircão	M-2	0,099	319	36	1199,2	0,986403 - 0,58	0,110379 - 0,56	0,064814 - 0,149	697	675	768 ± 3
		zircão	M-4	0,095	244	29	597,1	1,0166 - 0,708	0,111739 - 0,68	0,0659852 - 0,195	712	683	806 ± 4
		zircão	NM-4	0,079	311	36	1715,9	1,0923 - 0,635	0,115613 - 0,617	0,0685228 - 0,149	750	705	884 ± 3
Gr. R. Óleo	K-54	zircão	a (NM 1,5)	0,034	406	45	1318,9	1,12216 - 0,738	0,109383 - 0,724	0,0744053 - 0,138	764	669	1053 ± 3
		zircão	M-3aa	0,054	37	9	152,9	2,70985 - 2,43	0,174292 - 2,42	0,112763 - 0,337	1331	1036	1844 ± 6
		zircão	M-4	0,085	423	44	903,3	0,865788 - 0,585	0,097355 - 0,567	0,0644987 - 0,141	633	599	758 ± 3
Bloco Iguape													
Maciço de Iguape	K-67	zircão	M-2	0,125	710	56	2243	0,650236 - 0,918	0,0787538 - 0,882	0,0598822 - 0,253	509	489	599 ± 5
		zircão	NM-4	0,119	527	42	3441	0,677245 - 1,01	0,0821936 - 0,977	0,0597595 - 0,257	525	509	595 ± 6
		zircão	M-3 A	0,093	1019	60	5438	0,499978 - 1,01	0,0611903 - 0,937	0,0592607 - 0,363	412	383	577 ± 8
		zircão	M-3 B	0,07	659	58	6134	0,753293 - 0,564	0,0916075 - 0,552	0,0596392 - 0,115	570	565	591 ± 3
		zircão	M-4aa	0,091	896	79	5773	0,756132 - 1,32	0,0915594 - 1,31	0,0598955 - 0,209	572	565	600 ± 5
Suite Granítica Serra do Mar													
Serra do Cordeiro	K-34	zircão	M-3	0,101	144	14	1958	0,736622 - 0,774	0,0900979 - 0,701	0,0592964 - 0,327	560	556	578 ± 7
		zircão	M-4	0,087	180	18	978	0,728341 - 0,803	0,0888711 - 0,772	0,0594392 - 0,214	556	549	583 ± 5
		zircão	M-5	0,055	157	18	272,6	0,754983 - 1,55	0,0902191 - 1,13	0,0606928 - 1,05	571	557	628 ± 23
		zircão	NM-5 B	0,24	117	12	1241	0,830643 - 0,691	0,0925935 - 0,676	0,0650627 - 0,142	614	571	776 ± 3
		zircão	NM-5 A	0,139	76	7	1020	0,758818 - 1,18	0,0905854 - 1,08	0,0607545 - 0,457	573	559	630 ± 10
Gr. Votupoca	K-92	zircão	M-2	0,084	753	73	1247,9	0,644946 - 0,543	0,0786439 - 0,531	0,0594781 - 0,111	505	488	585 ± 2
		zircão	M-3	0,078	667	63	1482	0,627909 - 0,563	0,0767868 - 0,551	0,0593074 - 0,115	495	477	578 ± 3
		zircão	M-4	0,076	766	79	1331,7	0,686814 - 0,678	0,0837716 - 0,669	0,0594622 - 0,108	531	519	584 ± 2

aa: frações abradadas.

Tabela 2. Dados analíticos obtidos pela sistemática Sm-Nd.

Região	Nº Campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$\epsilon_{(0)}$	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{(\text{TDM})}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(\text{T1})}$
Bloco Embu												
Juquiá	K-20	7,852	50,816	0,0934	0,0003	0,511479	-22,61	-0,52	1983,8	3,52	600	-14,71
Bloco Registro												
Oliveira Barros	K-16	7,02	34,351	0,1236	0,511214	0,000015	-33	-0,37	2930	1,53	1900	-10,06
	K-16D	3,594	11,48	0,1893	0,512607	0,000015	-0,6	-0,04	2809,7	2,04	<1900	<1,19
	K-17A	3,285	17,251	0,1151	0,511301	0,00001	-26,08	-0,41	2717,1	2,18	600	-19,84
	K-17B	5,357	16,686	0,1941	0,511985	0,00001	-12,74	-0,01	-	-	600	-12,54
Sa. Timirim	K-44	3,398	22,24	0,0924	0,511119	0,000011	-29,63	-0,53	2428,2	2,68	600	-21,65
ZCS	K-102	11,826	84,594	0,0845	0,510949	0,000037	-32,95	-0,57	2483	2,58	600	-24,36
Bloco Mongaguá												
Mongaguá	K-3A	12,017	48,125	0,151	0,512092	0,00001	-13,5	-0,23	1700	2,88	600	-7,15
	K-3B	25,447	128,675	0,1196	0,51193	0,000009	-13,81	-0,39	1800,7	3,9	600	-7,91
Itanhaém	K-5B	6,82	33,872	0,1218	0,511977	0,000009	-12,89	-0,38	1764,9	3,98	600	-7,16
N P. Toledo	K-52	9,2	34,934	0,1593	0,511726	0,000015	-21	-0,19	2250	0,64	600	-14,92
Piraquara	K-68	2,766	13,019	0,1285	0,511807	0,000011	-16,21	-0,35	2215,7	3,07	600	-10,99
N Itariri	K-78	6,99	60,936	0,0694	0,511388	0,00001	-22,5	-0,65	2240	4,01	600	-14,64
NE Itariri	K-54	2,527	16,162	0,0945	0,511691	0,000014	-18,47	-0,52	1728,7	4,05	600	-10,66
N Itariri	K-81	8,208	49,765	0,0997	0,511749	0,00001	-17,34	-0,49	1729,6	4,05	600	-9,92
N Itariri	K-82	14,564	91,672	0,0961	0,511745	0,000011	-17,42	-0,51	1680,8	4,16	600	-9,72
Bloco Iguape												
Morro do Espia	K-64	9,635	60,464	0,0964	0,511601	0,000029	-20,23	-0,51	1873,3	3,75	600	-12,55
	K-100	8,687	53,747	0,0977	0,511657	0,00001	-19,14	-0,5	1821,4	3,86	600	-11,56
NE Iguape	K-36	1,581	6,974	0,1371	0,511701	0,000014	-20	-0,3	2170	2,22	600	-13,72
	K-37	4,552	22,608	0,1218	0,511684	0,000011	-18,61	-0,38	2259,4	2,99	600	-12,87
Suíte Granítica Serra do Mar												
Sa. Itapitangui	K-31	13,243	51,591	0,1552	0,511639	0,000011	-22,8	-0,21	2340	0,69	580	-16,42
Sa. Paratiú	K-61	11,449	51,015	0,1357	0,511582	0,00001	-22,3	-0,31	2320	1,9	580	-16,09
Sa. Votupoca	K-92	10,96	67,849	0,0977	0,511183	0,000013	-28,38	-0,5	2455,3	2,63	600	-20,8

Tabela 3. Dados analíticos obtidos pela sistemática Rb-Sr.

Região / Unidade	Nº Campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{(0)}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{(\text{TDM})}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(\text{T1})}$	RE - T1
Bloco Embu											
Juquiá	K-20	211	244	2,513	0,748648	626,66	1312,60	-22,68	600	331,7	0,72715
Bloco Registro											
Oliveira Barros	K-17A	112	395	0,822	0,724396	282,41	1985,90	-18,22	600	192,7	0,71736
	K-17B	113	271	1,209	0,726446	311,51	1451,30	-21,76	600	174,8	0,7161
Sa. Timirim	K-44	163	365	1,296	0,734826	430,46	1814,00	-19,36	600	283,3	0,72374
Bloco Mongaguá											
Mongaguá	K-3A	216	463	1,352	0,719837	217,70	941,90	-25,11	600	63,49	0,70827
	K-3B	180	244	2,139	0,726401	310,87	807,60	-25,99	600	59,94	0,70802
Itanhaém	K-5B	49	755	0,188	0,709698	73,78	3665,40	-6,85	600	60,94	0,70809
Gr. Itariri	K-52	401	57	18,94	0,89565	2713,27	655,10	-26,99	600	204,68	0,71821
Gr. Itariri	K-68	94	157	1,612	0,73902	489,99	1514,80	-21,34	600	289,08	0,72415
Gr. Itariri	K-78	175	510	0,924	0,719289	209,92	1255,00	-23,06	600	99,18	0,71078
Rib. Óleo	K-54	149	559	0,772	0,714874	147,25	1214,90	-23,32	600	63,47	0,70827
Gr. Areado	K-81	213	354	1,745	0,729698	357,67	1128,70	-23,89	600	155,78	0,71477
Gr. Areado	K-82	225	260	2,511	0,735365	438,11	939,50	-25,13	600	143,15	0,71388
Bloco Iguape											
Morro do Espia	K-64	202	221	2,652	0,733248	408,06	832,50	-25,83	600	95,97	0,71056
	K-100	197	318	1,797	0,728321	338,13	1041,10	-24,46	600	129,97	0,71295
NE Iguape	K-37	283	75	11,029	0,808069	1470,11	675,20	-26,85	600	140,68	0,7137
Suíte Granítica Serra do Mar											
Sa. Votupoca	K-92	346	156	6,46	0,772035	958,62	761,90	-26,29	600	184,2	0,71676

2197 ± 41 Ma, interpretada como provável época de cristalização do protólito desta rocha (Figura 5). A idade obtida em intercepto inferior de 580 ± 24 Ma, apesar de imprecisa, é interpretada como época de importante evento térmico que propiciou a migmatização intensa na região, e neoformação de cristais de zircão.

O paragnaisse milonítico aflorante no Maciço da Juréia (Foto 3) apresentou uma idade U-Pb em monazita concordante de 752 ± 4 Ma (Figura 6). Esta idade é interpretada como época de importante evento metamórfico, registrado em rochas metassedimentares da porção E do Domínio Registro, associado a uma paragênese que atingiu a facies anfíbolito alto (Azevedo Sobrinho, 1995). Importante fase de deformação, em torno de 720 ± 30 Ma (Rb-Sr, RT, Picanço, 1994), está também registrada nas rochas do Complexo Itatins e da Sequência Cachoeira.

As idades T_{DM} obtidas para as rochas graníticas do Domínio Registro (Tabela 2), indicam duas épocas principais de diferenciação de seus protólitos do manto, entre 2,7 – 2,9 Ga e 2,4 Ga. O conjunto das rochas analisadas apresentou valores negativos de \mathcal{E}_{Nd} distintos, $\mathcal{E}_{Nd(t)}$ de -10 para T = 1900 Ma e $\mathcal{E}_{Nd(t)}$ entre -12 e -24 para T = 600 Ma (Tabela 2), indicando contribuição a partir de fontes crustais distintas na geração destas rochas, bem como, períodos de residência crustal distintos.

Em local onde a mistura mecânica (*mingling*) entre o material máfico e félsico prevalece (Foto 1), a rocha granítica (K-16) e seu enclave (K-16D) apresentam diferenças isotópicas marcantes (Tabela 2), com valores de $\mathcal{E}_{Nd(t)}$ de -10,06 (granitóide) e +1,19_(t≤1900Ma) (enclave) indicativos de contribuição a partir de fontes crustais e mantélicas, respectivamente. Por outro lado, onde o *mixing* entre os materiais é mais evidente (K-17, Foto 2), os enclaves máficos (K-17B) apresentam características isotópicas evidentes de contribuição crustal, com valores de $\mathcal{E}_{Nd(t)}$ negativos (Tabela 2).

A razões isotópicas de $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ obtidas pela sistemática Rb-Sr (Tabela 3) foram semelhantes entre as porções graníticas e dioríticas nas regiões onde o *mixing* prevalece, sugerindo contribuição crustal na geração destas rochas, e possivelmente homogeneização isotópica entre os distintos materiais, ou seja, ocorrência de locais onde houve forte interação entre os magmas e conseqüentemente um alto grau de hibridização entre os materiais (Perugini et al., 2002).

Em diagrama de \mathcal{E}_{Sr} x \mathcal{E}_{Nd} , para t = 600 Ma (Figura 7), as rochas do Domínio Registro tendem a formar um *trend* no quadrante inferior direito, este indicativo de contribuição a partir de reservatórios crustais na geração destas rochas caracterizando-se por valores negativos de \mathcal{E}_{Nd} e positivos de \mathcal{E}_{Sr} . Exceção ocorre na amostra representativa do enclave diorítico (K-16D) que apresentou valor de \mathcal{E}_{Nd} próximo a zero, sugerindo contribuição mantélica na sua formação.

Os protólitos paleoproterozóicos das rochas gnáissico-

migmatíticas, preservados na região de Oliveira Barros (Foto 1), podem ter sido formados em um regime distensivo possivelmente do Riacciano médio. Este processo pode ter sido responsável pelo metamorfismo da facies granulito do Complexo Itatins, ocorrido próximo a 2,1 Ga (Picanço et al., 1998). Estas rochas, originadas a partir deste evento distensivo, foram posteriormente deformadas e migmatizadas no Neoproterozóico III.

A influência neoproterozóica também pode ser observada na estruturação destas rochas, que apresentam uma foliação milonítica associada ao Sistema de Cisalhamento Cubatão e Itariri superimposta ao bandamento gnáissico irregular presente. Localmente, pode ser observado o total estiramento dos enclaves máficos presentes nestas rochas.

As rochas que ocorrem na porção sudeste de São Paulo, a sul das ZCC e ZCI, já foram correlacionadas às rochas do Domínio Curitiba (Siga Jr., 1995) ou à Microplaca Curitiba, em trabalhos regionais (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Basei et al., 1999). A partir do trabalho realizado nesta área, são confirmadas as correlações entre o Domínio Curitiba e o denominado Domínio Registro, com a associação entre as rochas granito-gnáissicas migmatíticas aflorantes a sul do SCCI e a norte da ZCS, com as rochas gnáissicas bandadas do Complexo Atuba (Siga Jr. et al., 1995) do Domínio Curitiba.

As rochas granito-gnáissicas migmatíticas do Complexo Atuba e do Domínio Registro apresentam idades U-Pb (zircões) entre 1,9 e 2,2 Ga, com evidências de retrabalhamento neoproterozóico. No entanto, o evento brasileiro pode ter sido muito mais intenso na região SE do estado de SP do que o observado no Complexo Atuba, onde o registro paleoproterozóico é mais preservado, como pode ser observado nas datações U-Pb em zircão (Siga Jr., 1995; Siga Jr. et al. 1995). Ambos domínios mostram idades T_{DM} entre 2,8 e 2,7 Ga e localmente 2,4 Ga (Gnaisses Serra de Timirim no Domínio Registro e Gnaisses Mandirituba no Complexo Atuba).

As rochas granito-gnáissicas do Domínio Registro tendem a apresentar razões $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ mais elevadas, entre 0,716 e 0,723, que as razões observadas nas rochas gnáissicas do Complexo Atuba, entre 0,713 e 0,716 (Siga Jr. et al., 1995).

DOMÍNIO MONGAGUÁ

O Domínio Mongaguá foi definido entre a Zona de Cisalhamento Cubatão (ZCC) e Zona de Cisalhamento Itariri (ZCI) (Figura 2), onde foram identificadas rochas gnáissico-migmatíticas (afloramentos-tipo na região de Mongaguá e Itanhaém) e rochas granitóides, estas subdivididas em três grupos principais: Tipo Itariri (monzogranitos, granodioritos e tonalitos, localmente com feições gnáissico-migmatíticas), Tipo Areado (monzogranitos e localmente tonalitos) e Ri-

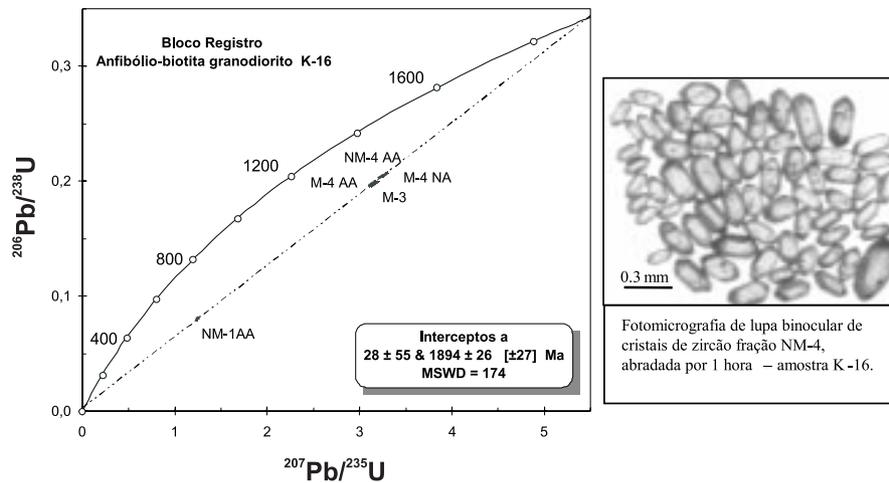


Figura 4. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões - amostra K-16 (Oliveira Barros).



Foto 1. Dique diorítico sin-intrusivo em material granodiorítico. Região próxima a Oliveira Barros - Rodovia BR-116. Afloramento K-16. (D. Registro).



Foto 2. Magma mixing entre material granítico e diorítico com enclaves parcialmente assimilados (seta). Proximidades de Oliveira Barros. Afloramento K-17. (D. Registro).



Foto 3. Paragneisse com foliação milonítica definida por bandas quartzo-feldspáticas e orientação e estirramento de porfiroclastos centimétricos de feldspato e granada. Maciço da Juréia (D. Registro).

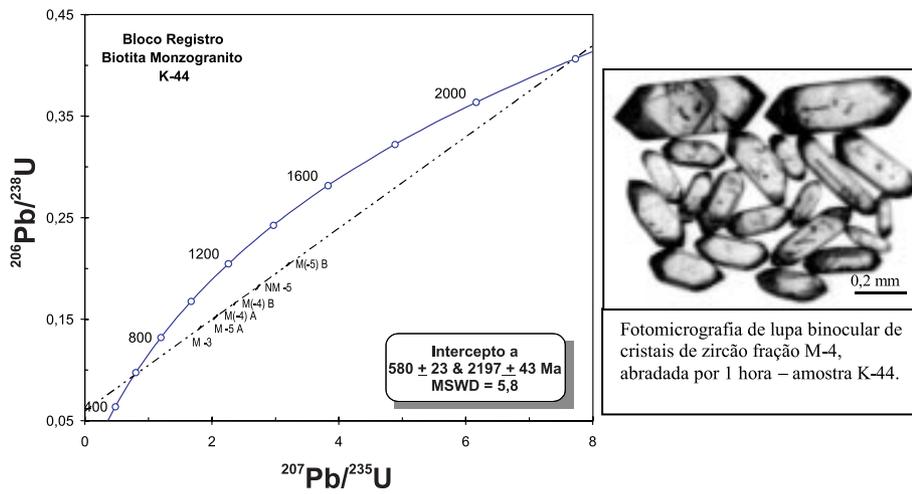


Figura 5. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões - amostra K-44 (Serra Timirim).

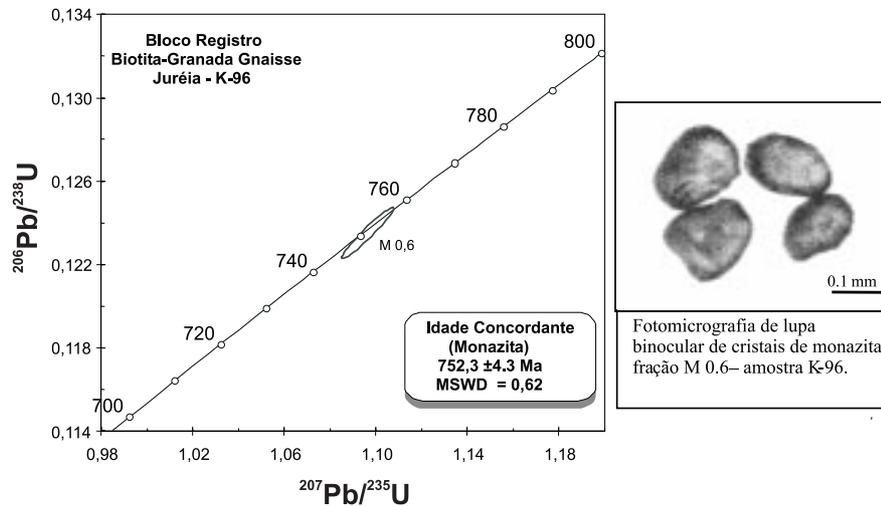


Figura 6. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em monazitas - amostra K-96 (Juréia).

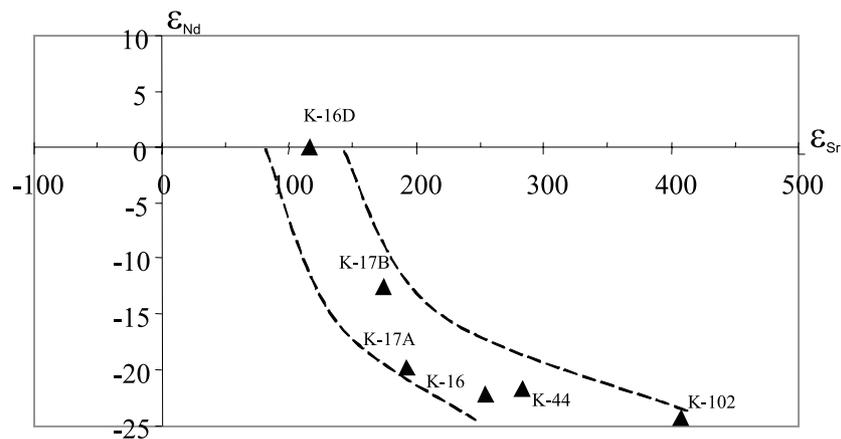


Figura 7. Diagrama de evolução ϵ_{Nd} x tempo (Ga) (D. Registro).

beirão do Óleo (predominantemente monzogranitos), definidos por Passarelli, (2001).

Este Domínio corresponde aos migmatitos indiferenciados do Complexo Costeiro (Gimenez Filho *et al.*, 1987), aos terrenos gnáissico-migmatíticos da Microplaca Serra do Mar (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000) e ao Cinturão Granítico Costeiro (Basei *et al.*, 1999, 2000), correlacionado por estes autores ao Batólito Paranaguá (Basei *et al.*, 1990).

Na região de Mongaguá e Itanhaém, feições texturais observadas, como a presença de enclaves máficos microgranulares, contato irregular em cúspide e fragmentos de diques sin-intrusivos, sugerem uma íntima associação entre magmas distintos (*mingling/mixing*): um granítico (mais frio) e um básico (mais quente), na geração das rochas gnáissico-migmatíticas (Foto 4). A coexistência de magmas que podem ter se cristalizado concomitantemente, permitiu a formação de rochas híbridas, que foram intensamente deformadas (gnaisse bandados). A ocorrência de granitos híbridos, com presença de enclaves microgranulares, possivelmente está associada à origem profunda destas rochas.

A geração e colocação das rochas do Domínio Mongaguá possivelmente associadas a regimes compressivos podem ser corroboradas pelas feições estruturais observadas, como *megaboudins* na região de Itanhaém, indicativos de compressão EW, como também a observação de fluxo magmático condicionado a ambiente de achatamento aparente (elipsóides oblatos obtidos em granitóide não deformado). A deformação impressa nestas rochas possivelmente está relacionada ao momento de sua colocação e pode estar diretamente associada à justaposição do Domínio Mongaguá aos demais domínios tectônicos.

Na região de Mongaguá, em hornblenda-biotita monzogranítico com bandamento gnáissico incipiente e irregular, obteve-se uma idade concordante U-Pb em zircões de 612 ± 3 Ma, interpretada como época mais provável para cristalização destas rochas (Figura 8, Tabela 1).

No Granito Ribeirão do Óleo, a NNE de Itariri, onde o magma *mingling* é bem caracterizado (Foto 5), a metodologia U-Pb foi aplicada no material félsico (biotita monzogranito). As frações de zircão apresentaram forte herança isotópica, mostrando idades do intercepto inferior e superior extremamente imprecisas, havendo necessidade de refinamento da metodologia para estas rochas (Figura 9). A fração M(-4), relativamente mais concordante que as demais, apresentou uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 599 Ma, interpretada como a melhor estimativa da época de cristalização da rocha.

Nos Granitos Tipo Itariri predominam biotita monzogranitos foliados fracamente peraluminosos a peraluminosos, localmente apresentando feições gnáissico-migmatíticas.

Em biotita-monzogranito foliado, a norte da cidade de Itariri, e em biotita-tonalito protomilonítico, a norte de Peruíbe, as frações de zircão analisadas (Tabela 1) mostram-se muito discordantes em Diagrama Concórdia indicando forte herança isotópica. Forneceram idades intercepto inferior de 578 ± 12 Ma e 647 ± 8 Ma, respectivamente, interpretada com ressalvas, como a idade de formação destas rochas. O intercepto superior ofereceu idades imprecisas de 2137 ± 100 Ma e $1972 + 200/-170$ Ma (Figura 10).

Os Granitos Tipo Areado, compostos de monzogranitos a granodioritos, mostram localmente feições gnáissicas e são correlacionados ao Granito Caepupu (Silva *et al.*, 1978), ou “Granitos geralmente embrechíticos” (Silva, 1981; e Batolla Jr. *et al.*, 1981), e ao Granito Ribeirão Braço Grande (Janasi & Ulbrich, 1992). Até o momento, inexistem datações U-Pb nestes granitos.

Característica comum aos Granitos Tipo Itariri e Ribeirão do Óleo é a herança isotópica paleoproterozóica, observada nas análises U-Pb em zircões, obtendo-se idades intercepto inferior que devem ser interpretadas com ressalvas. Desse modo, se faz necessário uma diversificação da metodologia utilizada para datação destas rochas. No entanto, a idade em torno de 580 Ma pode ser considerada como importante fase magmática deste domínio, com a geração de rochas graníticas (Tipo Areado e Ribeirão do Óleo).

Neste contexto, os granitos Tipo Itariri, podem representar um magmatismo um pouco mais antigo, em relação aos granitos Areado e Ribeirão do Óleo.

As porções graníticas e dioríticas de Mongaguá e Itanhaém apresentam idades modelo TDM muito próximas (entre 1,7 e 1,8 Ga), bem como valores muito próximos de ϵ_{Nd} (Tabela 2). Tais idades indicam que os precursores dos materiais félsico e máfico das rochas aflorantes em Mongaguá, e da porção máfica de Itanhaém se diferenciaram do manto em épocas paleoproterozóicas próximas. Entretanto, por tratarem-se de rochas híbridas, fenômenos de mistura de diferentes fontes podem estar envolvidos na sua geração e tais resultados podem representar uma homogeneização isotópica.

O mesmo ocorre em relação aos isótopos de Sr (Tabela 3), onde as razões iniciais $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(600\text{Ma})}$ de 0,708 para ambos os materiais, também podem indicar a homogeneização isotópica ocorrida por mistura de magmas. No entanto, também sugerem, a influência de reservatórios crustais na origem destas rochas.

Os dados isotópicos de Nd e Sr (Tabelas 2 e 3) obtidos nos litotipos graníticos do Domínio Mongaguá indicam que os protólitos das rochas gnáissico-migmatíticas, dos Granitos Tipo Areado e Ribeirão do Óleo se diferenciaram do manto em épocas paleoproterozóicas próximas (entre 1,68 e 1,73 Ga) distintas dos Granitos Tipo Itariri (2,2 Ga). As razões isotópicas de Sr mostram valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$

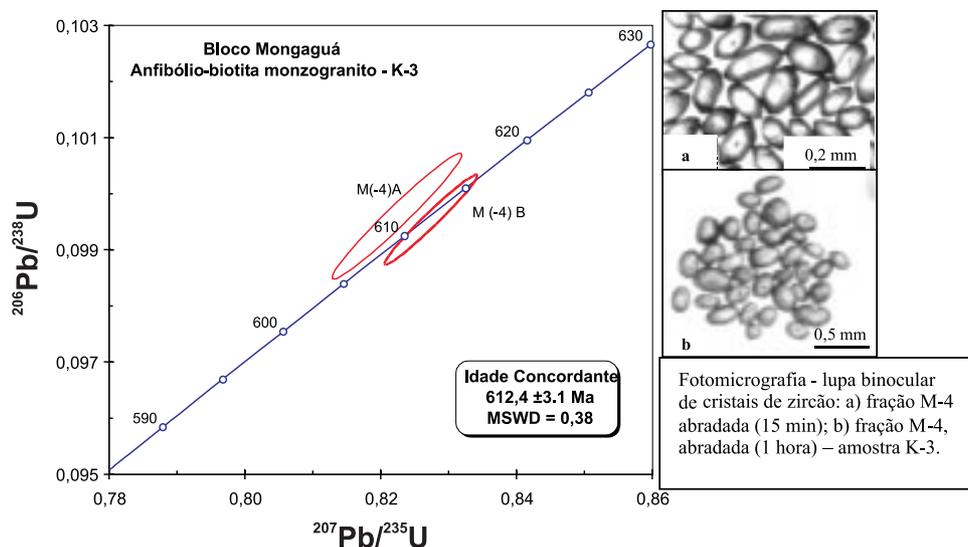


Figura 8. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões da amostra K-3 (D. Mongaguá).

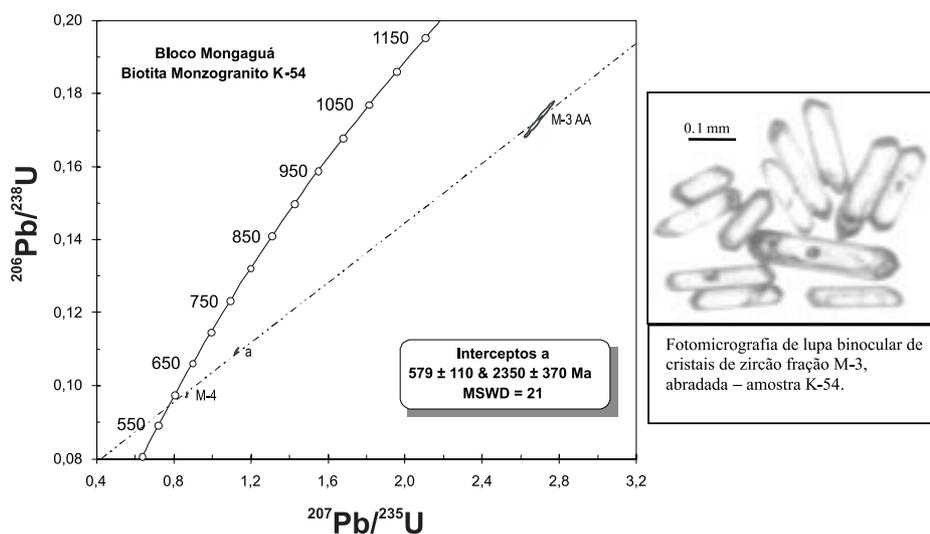


Figura 9. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões da amostra K-54 (Granito Ribeirão do Óleo).



Foto 4. Enclaves máficos ovalados e sigmoidais (setas). Rochas gnáissico-migmatíticas. Afloramento K-103. (D. Mongaguá).



Foto 5. Magma mingling de material monzogranítico e máfico. Granito Ribeirão do Óleo. Maior concentração de fenocristais de feldspato potássico próximo ao material máfico. Afloramento K-54. (D. Mongaguá).

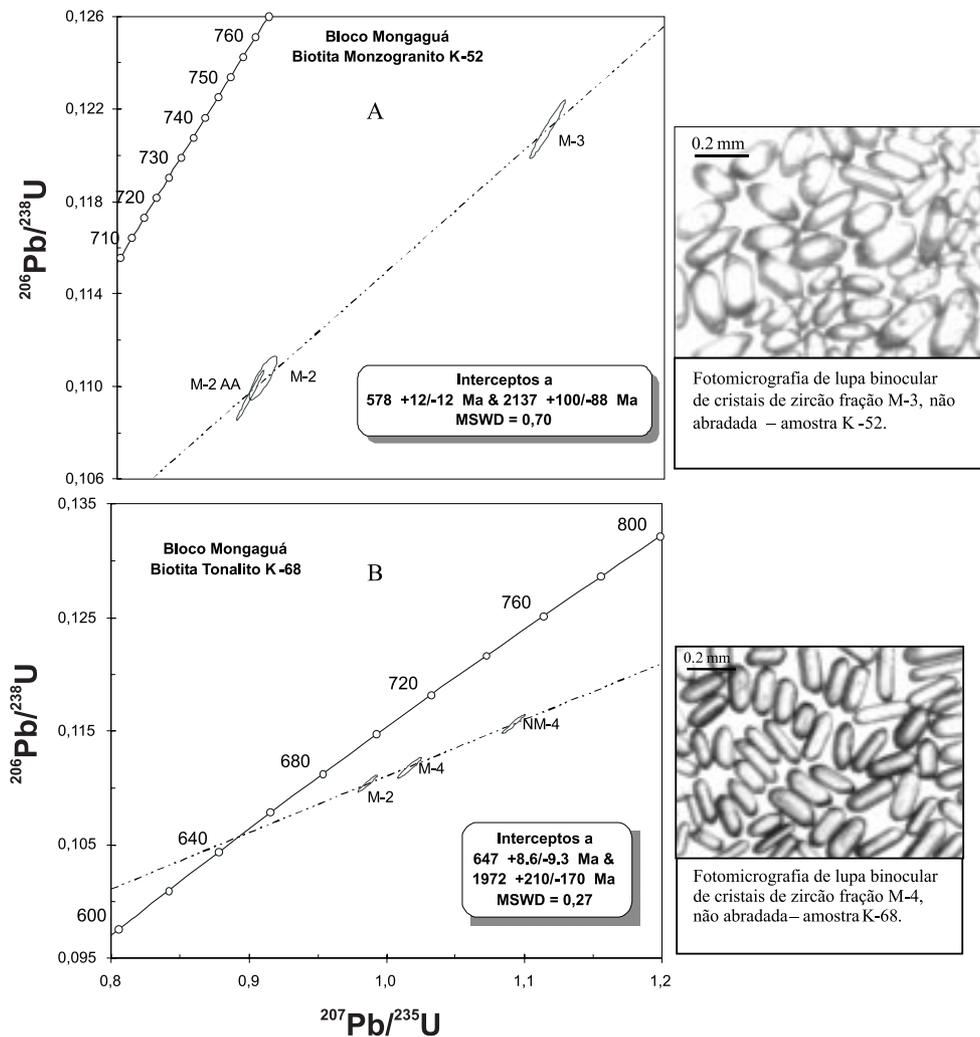


Figura 10. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões (D. Mongaguá). **A)** Amostra K-52. **B)** Amostra K-68. Granitos Tipo Itariri.

($t = 600$ Ma) de 0,708 (Granito Ribeirão do Óleo), 0,714 (Granito Areado) e entre 0,711 a 0,724 (Granitos Tipo Itariri).

Em diagrama $\epsilon_{Sr} \times \epsilon_{Nd}$ ($t = 600$ Ma) nota-se um comportamento distinto entre as rochas gnáissicas de Mongaguá e Itanhaém e as rochas graníticas, e mesmo entre os diferentes tipos graníticos, comportamento indicativo de fontes distintas na geração destas rochas (Figura 11). Os valores negativos de ϵ_{Nd} e razões iniciais de Sr altas sugerem longo período de residência crustal e forte contribuição de fontes crustais na geração das rochas do Domínio Mongaguá, cujos protólitos se diferenciaram do manto em épocas paleoproterozóicas distintas. Essas fontes teriam características de reservatórios crustais, evidenciado pelo comportamento dos isótopos de Nd e Sr e pelas heranças observadas nos zircões.

O caráter cálcio-alcálico metaluminoso a fracamente peraluminoso das rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas Tipo Itariri e a provável geração destas rochas associada a ambientes compressivos, sugerem que no Domínio Mongaguá estejam presentes rochas geradas em ambiente de arco magmático entre 640 Ma (idade ainda imprecisa) e 610 Ma. Este período difere do obtido por Campos Neto & Figueiredo (1995) para rochas de arco magmático associado à orogênese Rio Doce (580 - 565 Ma) na porção centro-norte da Microplaca Serra do Mar e assemelha-se, em parte, ao período associado ao desenvolvimento do arco magmático Rio Negro pertencente ao Terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 1999), no Estado do Rio de Janeiro, com idades entre 640 a 600 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000).

DOMÍNIO IGUAPE

O Domínio Iguape é composto por rochas graníticas e metassedimentares, balizado a norte pela Zona de

Cisalhamento Serrinha (ZCS) e a sul-sudeste pelo Oceano Atlântico (Figura 2). Esta região é correlacionada ao Batólito Paranaguá (Basei *et al.*, 1990) e associada ao Cinturão Granítico Costeiro (Basei *et al.*, 1999, 2000). A ZCS, que faz o contato entre os domínios Iguape e Registro, apresenta movimentação dextral com importante componente de cisalhamento puro (Passarelli, 2001).

As rochas estudadas do Domínio Iguape, referentes ao Maciço de Iguape, são correlacionadas aos granitóides pertencentes ao Domínio Paranaguá, cujos dados geocronológicos foram obtidos por Siga Jr. (1995).

Compreende rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico e dois grupos de rochas graníticas. Um constituído por granitos que sustentam o Maciço de Iguape, normalmente protomiloníticos, e outro constituído por granitos semelhantes à Suíte Granítica Serra do Mar (Kaul & Cordani, 1994).

As rochas metassedimentares caracterizam-se pela intercalação de metarenitos finos, homogêneos, com metassiltitos definindo um bandamento rítmico. Informalmente denominadas de Metassedimentos Iguape (Passarelli, 2001), assemelham-se às rochas aflorantes no setor setentrional da Ilha do Cardoso (Weber, 1998), podendo ser correlacionadas aos metassedimentos Rio das Cobras (Lopes, 1987). Apresentam uma foliação principal de direção em torno de EW/subvertical, paralela ao bandamento composicional.

Os granitos do Maciço do Iguape são peraluminosos e apresentam características similares aos granitos do tipo arco-vulcânico ou sin-colisionais (Passarelli, 2001). Na região de Iguape estes granitos são afetados por falhamento de movimentação dextral com componente normal, desenvolvendo textura protomilonítica (Foto 6).

Em biotita-monzogranito, localizado a nordeste de Iguape,

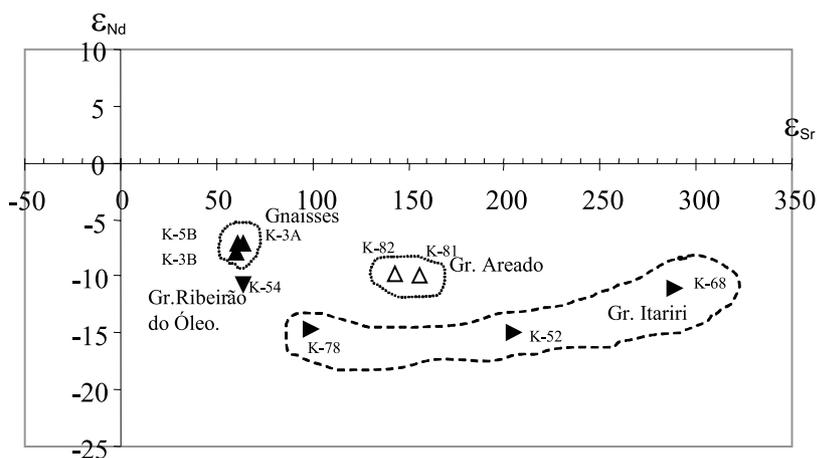


Figura 11. Diagrama $\epsilon_{Sr} \times \epsilon_{Nd}$ ($t = 600$ Ma) (D. Mongaguá).

no Morro do Espia, obteve-se uma idade U-Pb (zircões), intercepto superior de 599 ± 15 Ma, interpretada como época de cristalização desta rocha (Tabela 1, Figura 12). Tal idade é semelhante aos valores obtidos nos granitóides tipo Morro Inglês e Rio do Poço do Domínio Paranaguá (Siga Jr., 1995).

As rochas graníticas do Domínio Iguape apresentaram dois períodos principais de diferenciação de seus protólitos do manto: idades modelo TDM em torno de 1,8 Ga (granitos do Morro do Espia), e em torno 2,2 Ga (granitos a NE de Iguape). Apresentaram valores de ϵ_{Nd} bastante próximos (Tabela 2), que sugerem a contribuição a partir de fontes crustais com características não muito distintas, na geração destes corpos. Razões $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ entre 0,711 e 0,714 (Tabela 3) corroboram esta hipótese. Em diagrama ϵ_{Sr} x ϵ_{Nd} (Figura 13) os litotipos analisados plotam próximos no quadrante inferior direito, indicativo, para geração destas rochas, de fontes similares com características de reservatórios crustais.

Os biotita-monzogranitos a megacristais que ocorrem no Maciço de Iguape, normalmente protomiloníticos são correlacionados aos granitos do Domínio Paranaguá (Siga Jr., 1995), e apresentam heranças isotópicas em zircões e idades TDM bastante variáveis, como observado nos Granitóides Tipo Morro Inglês (entre 1,9 e 2,2 Ga), Siga Jr., (*op. cit.*). Por outro lado, os granitos que ocorrem no Domínio Iguape, apresentam $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ sistematicamente mais elevadas (Tabela 3) que as observadas no Domínio Paranaguá (entre 0,707 e 0,708).

SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO MAR

Rochas graníticas semelhantes à Suíte Intrusiva Serra do Mar ocorrem nos domínios Registro (Granito Votupoca) e Iguape (Serras do Paratiú, Cordeiro e Itapitangui). As rochas graníticas aflorantes na Serra do Paratiú já foram correlacionadas por Kaul & Cordani (1994) à Suíte Granítica Intrusiva Serra do Mar, bem como o Granito Votupoca, intrusivo nas rochas gnáissico-migmatíticas do Domínio Registro, correlacionado a esta suíte por Vasconcellos *et al.* (1999). O Granito da Serra de Itapitangui, ou Granito Mandira, pode ser correlacionado à Unidade Mandira 1, definida por Oliveira (1989). Representam um magmatismo peraluminoso a metaluminoso, com tendência peralcalina, e assinatura de ambiente intraplaca (Passarelli, 2001).

Os granitos da Serra de Paratiú/Cordeiro e Itapitangui, aflorantes no Domínio Iguape, são metaluminosos, este último com tendência peralcalina.

No biotita-monzogranito isótopo da Serra do Cordeiro (Tabela 1) as frações de zircão analisadas pela metodologia U-Pb, principalmente as menos magnéticas apresentaram fortes heranças isotópicas (Figura 14). Frações menos dis-

cordantes alinharam-se e forneceram uma idade intercepto superior de 582 ± 4 Ma, interpretada como a época mais provável de cristalização desta rocha.

O biotita-monzogranito representativo do Granito Votupoca apresentou uma idade intercepto superior de 582 ± 9 Ma, interpretada como época de cristalização desta rocha (Figura 15).

Valores de ϵ_{Nd} negativos próximos (Tabela 2) e razão elevada $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0,716$ (Tabela 3) indicam a contribuição a partir de fontes crustais com características similares na geração destes corpos graníticos.

Os Granitos Cordeiro e Votupoca apresentaram idades U-Pb (zircões) em torno de 580 Ma, e os Granitos da Suíte Serra do Mar entre 580 e 594 Ma (Siga Jr., 1995; Siga Jr. *et al.*, 1999). Diferenças são observadas principalmente em relação às idades modelo TDM, sendo dos granitos intrusivos no Domínio Registro e Iguape mais antigas (entre 2,3 e 2,4 Ga, Tabela 2) que aquelas observadas na Suíte Granítica Serra do Mar, entre 1850 e 2100 Ma (Siga Jr., 1995).

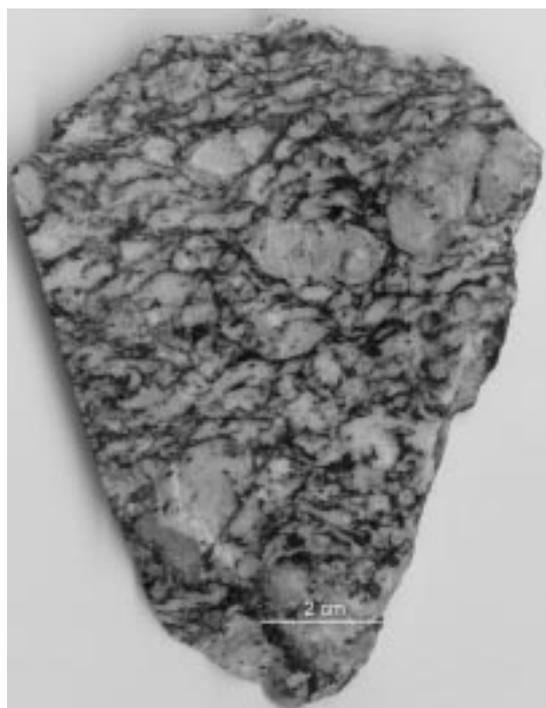


Foto 6. Protomilonito granítico (corte XZ). Porfiroclastos de feldspatos sugerem movimentação dextral. Morro do Espia. Afloramento K-100. (D. Iguape).

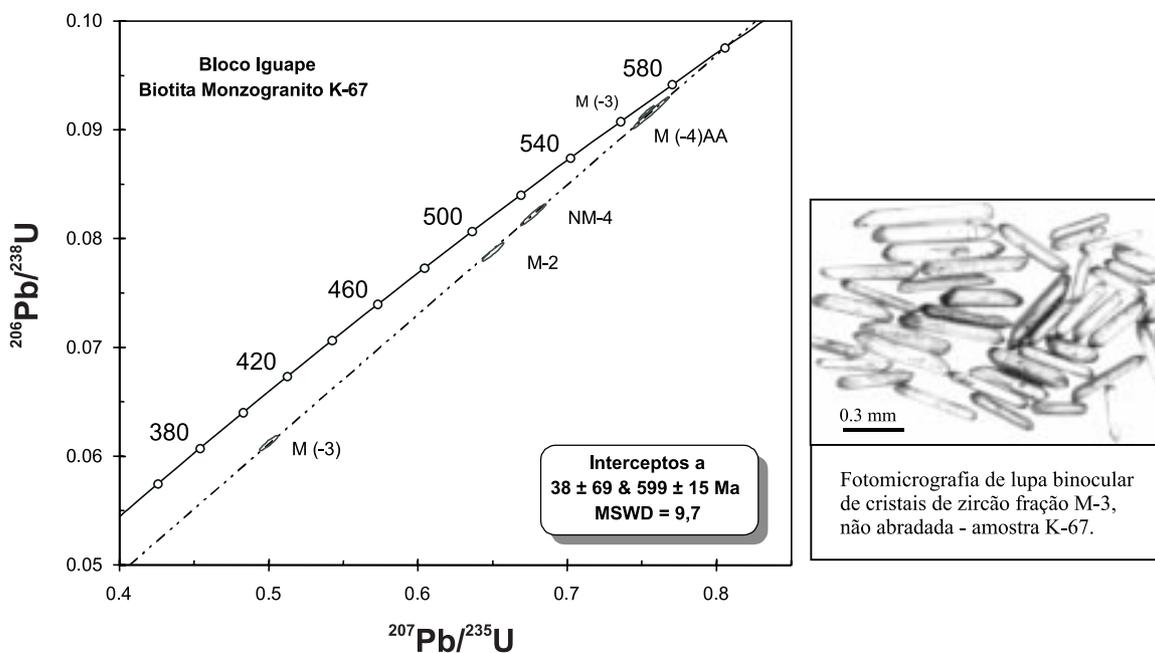


Figura 12. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões da amostra K-67 (Morro do Espia).

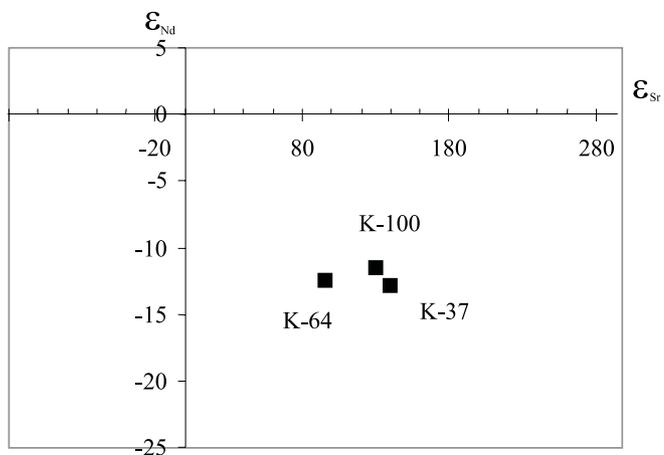


Figura 13. Diagrama ϵ_{Sr} x ϵ_{Nd} ($t = 600$ Ma) – Rochas graníticas (D. Iguape).

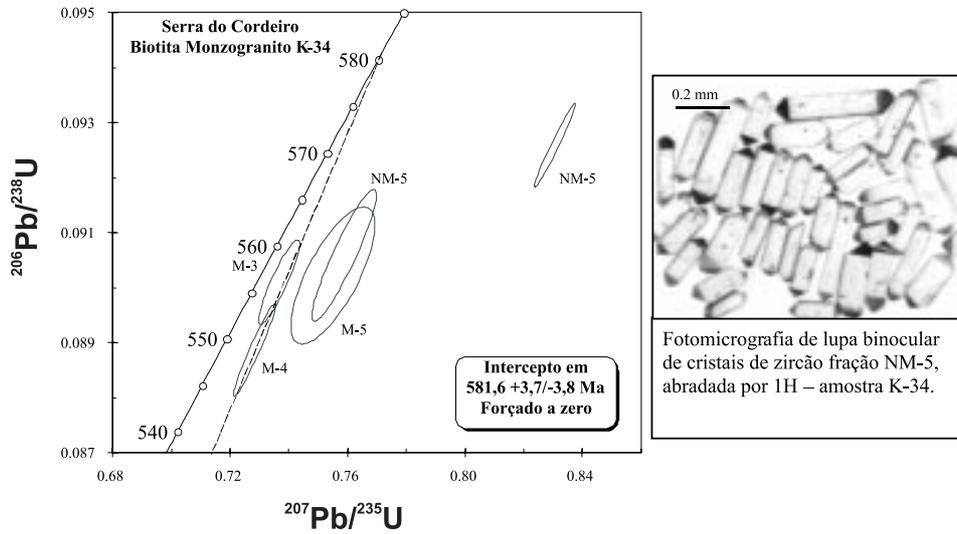


Figura 14. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões da amostra K-34 (Serra do Cordeiro).

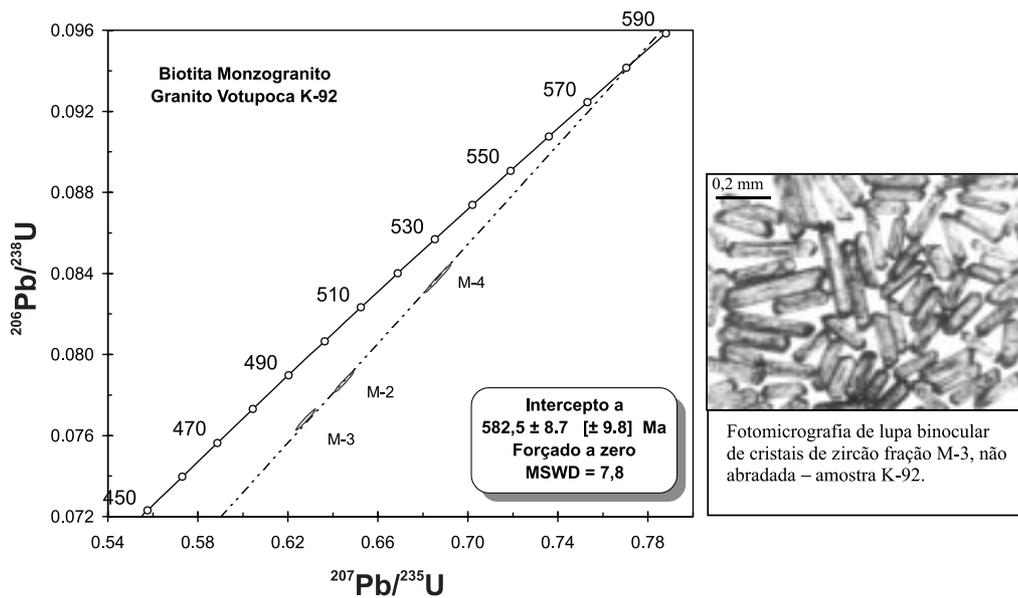


Figura 15. Diagrama Concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões da amostra K-92 (Serra do Votupoca).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O quadro tectônico atual observado na porção sul-oriental do Estado de São Paulo, porção centro-sul do Cinturão Ribeira, estabeleceu-se no final do Neoproterozóico, como resultado de colagens associadas à formação do Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Campos Neto, 2000), onde as rochas foram geradas e/ou afetadas de modo significativo pela tectônica brasileira.

Os terrenos mais antigos na área, representados pelos domínios tectônicos Registro e Embu, apresentam evidências de evento térmico-metamórfico precoce, entre 800 e 750 Ma.

Possivelmente, a justaposição entre estes domínios tectônicos deve ter ocorrido em épocas neoproterozóicas muito próximas. Nesse contexto, o SCCI apresenta idade máxima de movimentação em torno de 596 Ma (idade U-Pb em zircão obtida em gnaiss protomilonítico).

Granitos peraluminosos intrusivos no Domínio Embu, com cerca de 598 Ma encaixados em zonas de cisalhamento subparalelas ao SCCI, podem ter sua geração relacionada à compressão aproximadamente EW, que acarretou na justaposição do Domínio Mongaguá aos domínios Registro e Embu (Passarelli, 2001). Adicionalmente, corpos graníticos peraluminosos do Domínio Mongaguá, como os Granitos Areado e Ribeirão do Óleo, ambos com formas alongadas, podem também representar o magmatismo associado à justaposição deste domínio aos domínios adjacentes.

A geração das rochas graníticas Tipo Itariri e gnáissico-migmatíticas do Domínio Mongaguá (640 – 610 Ma) possivelmente associam-se a regimes compressivos, de arco magmático. A fase colisional, intrinsecamente associada à cinemática de justaposição do Domínio Mongaguá aos domínios Embu e Registro pode ter ocorrido entre 590 e 580 Ma, com a geração de granitos peraluminosos nos terrenos envolvidos. No Segmento Central da Faixa Ribeira extensivo magmatismo sin-colisional é reportado no período entre 600 e 560 Ma (Heilbron *et al.*, 1999).

A época mais provável da justaposição do Domínio Iguape ao Registro, entre 570 e 580 Ma é sugerida através de datações U-Pb em monazitas de protomilonito granítico da ZCS. Machado *et al.* (1996) sugerem que parte significativa da Faixa Ribeira Central, apresenta um pico metamórfico entre 560 e 580 Ma (monazita e titanita). Idades U-Pb em titanitas nos batólitos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos com pico em torno de 560 Ma, são interpretadas por Prazeres Filho (2000) como importante evento termal que afetou a Faixa Ribeira Sul.

Idades em torno de 500 Ma obtidas por datações K-Ar (biotita) em rochas miloníticas do SCCI, da ZCS, de faixa milonítica interna ao Domínio Registro e em granito isótopo da Serra do Cordeiro (Domínio Iguape) devem representar a

época de resfriamento dos domínios tectônicos envolvidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, v. 50, p. 77-111, 2000.
- AZEVEDO SOBRINHO, J. M. *Petrologia dos Charnockitos da Região de Itariri (SP)*. 1995. 112 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, São Paulo.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR., O.; REIS NETO, J. M. O Batólito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal. *Anais...Natal: SBG*, v. 4, p.1684-1699.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR., O.; REIS NETO, J. M.; PASSARELLI, C. R.; PRAZERES, H. J.; KAULFUSS, G.; SATO, K.; LIMA, P. S. Paleoproterozoic granulitic belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC). In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. Córdoba. *Extended Abstracts*. Córdoba: SEGEMAR, 1999. p. 291-294.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR., O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J. M.; PRECIOZZI, P. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguai and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 2000, p. 311-334.
- BATTOLA JÚNIOR., F.; SILVA, A. T. S. F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A. M. *Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira*. São Paulo, 1981, v. 2-3. (Relatório Final).
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPO NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, v. 22, p. 155-166, 1999.
- CAMPOS NETO, M. C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: s.n. 2000. p. 335-365.
- CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 2, p. 143-162, 1995.
- CORDANI, U. G.; COUTINHO, J. M. V.; NUTMAN, A.

- Geochronological constraints for the age of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro. *Abstracts Volume*. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM.
- DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A. L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L. A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; FRASCÁ, M. H. B. O. *Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juquiá e Miracatu, Sul do Estado de São Paulo*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, 1987. *Anais...* Rio Claro: SBG. v.1, p. 173-189, 1987a.
- DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A. L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L. A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; FRASCÁ, M. H. B. O. *Geologia das folhas Juquiá (SC.23-V-A-I-4) e Miracatu (SG23-V-A-II-3), Estado de São Paulo..* São Paulo, IPT: 1987b.
- FERNANDES, A. J. *O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. 1991. 120 f. Dissertação – (Mestrado) – Instituto de Geociências de São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- GIMENEZ FILHO, A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; DANTAS, A. S. L. FERNANDES, L. A.; NAGATA, N.; TEIXEIRA, A. L. *Geologia da Folha Miracatu, S-SE do estado de São Paulo*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., 1987. Rio Claro. *Anais...* Rio Claro: SBG, 1987. v.1, p. 225-241.
- HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A. H.; OLIVEIRA, M. A. F. Evidence of Neoproterozoic Backarc Basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque – Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.
- HASUI, Y.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICH, C. A. O embasamento Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico em São Paulo. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DE SÃO PAULO. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*, escala 1.500.000. São Paulo: IPT, 1981. v.1, p.12-45. (Publicação, 1184).
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; DUARTE, B.; PALERMO, N.; SILVA, L. G. E.; RAGATKY, D.; NETTO, A. M. Revisão da proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA SUDESTE, 6., 1999. São Pedro. *Boletim de Resumos*. São Pedro: SBG, 1999. p. 6.
- JANASI, V. A. *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. 1999. 304 f. Tese (Livre – Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- JANASI, V. A.; ULBRICH, H. H. G. J. Inventário bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, nº 11, p. 1- 253, 1992.
- JANASI, V. A.; LEITE, R. J.; VAN SCHMUS, W. R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Graneds Batholith (west of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v.14, p. 376, 2001.
- KAUL, P. F. T.; CORDANI, U. G. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste do Paraná e vizinhanças. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, 1994. v. 2, p.371-372.
- LEITE, R. J. *Petrogênese e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes (SP)*. 2003. 218 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LOPES, O. F. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-cambriano do estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. Curitiba, *Atas*. Curitiba: SBG, 1987. v.1, p. 303-312.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEIBRON, M.; VALERIANO, C. U-Pb geochronology of Central Ribeira Belt (Brazil) and implication for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361, 1996.
- OLIVEIRA, M. C. B. *Petrologia do Maciço Granítico Mandira-SP*. 1989. 178 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PASSARELLI, C. R. *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. 2001. 254 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; CAMPOS NETO, M. C.; SIGA JÚNIOR, O.; PRAZERES FILHO, H. J. Geology and U-Pb geochronology of precambrian terranes of southeastern São Paulo State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro. *Abstracts Volume*. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM.
- PERUGINI, D.; POLI, G.; GATTA, G. D. Analysis and simulation of magma mixing processes in 3D. *Lithos*, v. 65, p. 313-330, 2002.
- PICANÇO, J. L. *Aplicação das sistemáticas Sm/Nd e Rb/Sr no Maciço de Itatins (SP)*. 1994. 140 f. Dissertação

- (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PICANÇO J.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P. Idades U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd e Rb-Sr em rochas do Maciço de Itatins (SP): Evidências de Evolução Policíclica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 70, n.1, p. 139-150, 1998.
- PRAZERES FILHO, H. J. *Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná*. 2000. 180 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SIGA JÚNIOR, O. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina. Geocronologia e evolução crustal*. 1995. 212 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O. M. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim - IG-USP, Série Científica*, 26, p. 69-98, 1995.
- SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; SATO, K.; CITRONI, S. B.; REIS NETO, J. M.; WEBER, W.; LIMA, P. S.; SPROESSER, W. M. Pos-Orogenic magmatism and sedimentation in Neoproterozoic extensional regimes in the Brazilian Southern Region. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. Córdoba. *Extended Abstracts*. Córdoba: SEGEMAR, 1999. p. 367-370.
- SILVA, A. T. S. F. Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana exposta entre Peruíbe e Curitiba, SP e PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981. Curitiba. *Atas*. Curitiba: SBG, 1981. v.1, p. 133-147.
- SILVA, A. T. S. F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D. K.; ALGARTE, J. P. Geologia Integrada das Folhas Cananéia e Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978. Recife. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v.1, p. 208-221.
- TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, R.; TAYLOR, P. N. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. *Anais...* Recife: SBG, 1988. v. 6, p. 2840-2853.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. (Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 7-11, 2000.
- VASCONCELLOS, C. S.; DEHLER, N.; YAMATO, A. A.; LOPES, J. *Projeto - Jacupiranga-Rio Guaraú*. CPRM, 1999. 233 p. Relatório interno.
- VIEIRA, S. R. S. S.; TASSINARI, C. C. G. Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. *Anais...* Recife: SBG, 1988. v. 3, p. 1391-1399.
- VLACH, S. R. Micropobe Monazite Constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano Orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2001. Pucón. *Extended Abstracts*. Pucón: Sociedad Geológica de Chile, 2001. 1 CD-ROM.
- WEBER, W. *Geologia e Geocronologia da Ilha do Cardoso, Sudeste do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1998. 86f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.