

IDADES Rb-Sr DAS ROCHAS DA REGIÃO DE BANANAL - SP

C.M.Dias Neto, C.C.G.Tassinari, M.Egydio Silva

PALAVRAS-CHAVE: geocronologia, método Rb-Sr, evolução geológica.

DIAS NETO, C.M. et al. (1995) Idades Rb-Sr das rochas da região de Bananal - SP. *Bol.IG-USP, Sér. Cient.*, 26:59-68.

RESUMO

Este trabalho apresenta novos dados geocronológicos Rb-Sr, em rocha total, dos principais tipos litológicos da região limítrofe dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, no contexto da Serra do Mar, com o objetivo de caracterizar a sequência de eventos geológicos e as possíveis relações entre as rochas presentes.

Os paragneisses, predominantes na região, os núcleos ortognáissicos, considerados como embasamento da sequência paraderivada, e os leucogranitos, injetados em ambos, forneceram diagramas isocronônicos que convergem para uma época ao redor de 700 Ma, interpretada como o processo metamórfico gerador das rochas gnáissicas, o qual também propiciou, através de fusão parcial, a formação dos leucogranitos. A proximidade dos pontos relativos a estas litologias, no diagrama de evolução do Sr, reforça esta consideração.

Como representante dos granitos ambientados tectonicamente em expressivas zonas de cisalhamento dúcteis, relativamente comuns na região, o granito Getulândia, analisado radiometricamente, forneceu a idade de 514 Ma, se enquadrando entre os corpos graníticos tardi-tectônicos relacionados ao Ciclo Brasileiro tardio, que se estendeu até o Cambriano Médio.

ABSTRACT

New Rb/Sr whole rock isochron ages have been determined for the main lithological units that occur in São Paulo and Rio de Janeiro States. These rocks belong to the "Serra do Mar" domain. The purpose of this work is to characterize the sequence of the geological events as well as the possible relationship between the different rocks.

The geochronological data suggest that the paragneisses and the basement rocks, represented by orthogneiss nuclei, were generated under amphibolite conditions around 700 Ma. At the same time the leucogranites were generated by partial melting processes and injected into both gneiss types.

Tarditectonic granitic magmatic activities took place within ductile shear zones. One of the granites, the Getulândia granite, yielded an age of 514 Ma, falling in the range of the late Brasileiro Cycle which extended into the Middle Cambrian.

INTRODUÇÃO

A região de Barra Mansa (RJ) - Bananal (SP), localizada, sob o ponto de

vista tectônico, na porção central da Faixa de Dobramentos Ribeira (Cordani &

Brito Neves, 1982), no contexto da Serra do Mar (Fig. 1), tem sido motivo de controvérsias em relação às unidades geológicas e estruturas presentes. As rochas da área são atribuídas, segundo trabalhos regionais, ao Grupo Paraíba (Ebert, 1968) ou ao Complexo Embu (Hasui et al., 1982).

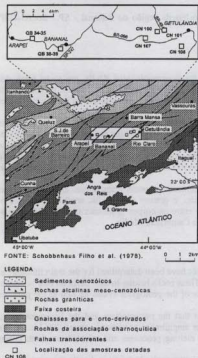


Figura 1 - Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo e das amostras datadas.

O Complexo Embu (Hasui, 1975) foi definido na região sudeste do Estado de São Paulo, com direção NE-SW, sendo, litologicamente, representado por xistos e migmatitos com paleossoma xistoso e, subordinadamente, quartzitos, dolomiticos e anfibolitos (Hasui & Sa-

dowski, 1976).

De uma forma geral, o metamorfismo nestas rochas é da fácies anfibolito, sendo que nos ectinitos ocorrem transições entre as fácies xisto verde e anfibolito, com evidências de retrometamorfismo.

Os dados geocronológicos mais significativos neste complexo indicam uma época entre 2.700 e 2.500 Ma para a formação dos primeiros fragmentos de crosta continental, que sofreram intensa migmatização durante o Mesoproterozóico, em torno de 1.400 Ma e também foram afetados por granitizações durante o Ciclo Brasileiro por volta de 600 - 550 Ma (Tassinari, 1988; Babinski, 1988).

Os trabalhos de Rosier (1957, 1965) e de Ebert (1956, 1957, 1968, 1971) na região limítrofe dos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo, permitiram a caracterização do que foi chamado na época Série (Grupo) Paraíba. Hasui et al. (1982), em trabalho de síntese regional, restringiram a ocorrência do, então designado, Complexo Paraíba do Sul, praticamente ao Estado de São Paulo, figurando em seu lugar, no Estado do Rio de Janeiro, o Complexo Embu. Entretanto, trabalhos de detalhe posteriores (Machado, 1984; Heilbron, 1993) continuaram identificando as rochas presentes no setor ocidental do Estado do Rio de Janeiro como pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul. Este complexo é constituído, predominantemente, por gnaisses e migmatitos, com paleossoma gnaissico, granulítico, anfibolítico ou xistoso. Intercalações de mármores, rochas calciosilicáticas, xistos feldspáticos e metabasitos são freqüentes (Hasui & Oliveira, 1984). Núcleos granulíticos, assim como corpos graníticos, também ocorrem neste complexo (Cavalcante et al., 1979).

Chaves (1983), ao enfocar um segmento da área em questão, opta por

apresentar, no aspecto regional, a geologia do Estado de São Paulo em separado daquela do Rio de Janeiro, pois os conteúdos dos dois levantamentos básicos não permitem uma integração. Estudos desenvolvidos no Estado de São Paulo (Fernandes, 1991) ou enfocados a partir deste (Hasui & Oliveira, 1984) designam a seqüência de rochas paraderivadas, predominantes na área, como Complexo Embu, enquanto os trabalhos elaborados a partir do Estado do Rio de Janeiro (Heilbron et al., 1991; Machado, 1984) atribuem à seqüência paraderivada a denominação Complexo Paraíba do Sul. Até o momento, não está satisfatoriamente estabelecido se ocorrem dois complexos justapostos pelas grandes zonas de cisalhamento, presentes na área, ou se a mesma seqüência de rochas recebe as duas denominações.

Os poucos trabalhos geocronológicos, com caráter regional, existentes (Cordani & Teixeira, 1979; Tassinari, 1988; Tassinari & Campos Neto, 1988; Babinski, 1988) não permitem extrapolações em função da complexidade geológica da região.

Este trabalho apresenta novos dados geocronológicos Rb-Sr, em rocha total, dos principais tipos litológicos da área em questão, com o objetivo de caracterizar a seqüência de eventos geológicos e as possíveis relações entre as unidades geológicas presentes.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Basicamente, na área em questão, predominam rochas gnáissicas paraderivadas, essencialmente xistosas, com quartzitos, anfíbolitos, cálcio-silicáticas, gonditos e mármore subordinados. Os paragneisses, ricos em biotita, apesar de heterogêneos, normalmente se apresentam bandados, com níveis quartzo-feldspáticos, onde predomina microclínio, e bandas ricas em biotita, por vezes com hornblenda. A presença de zircão,

apatita e granada é relativamente comum, podendo ainda ocorrer sillimanita, muscovita e turmalina, localmente.

Núcleos de ortogneisses, de composição granodiorítica, são interpretados como o embasamento da seqüência metassedimentar, em concordância com o que Machado (1984) propõe para a região de Valença - Vassouras (RJ). Estes se apresentam relativamente homogêneos, com estrutura bandada fina, centimétrica a milimétrica, de forma geral, com níveis quartzo-feldspáticos, onde microclínios e plagioclásios se alternam em predomínio, e níveis ricos em biotitas e hornblendas, sendo as primeiras produto de alteração das segundas por retrometamorfismo. Como acessórios são comuns zircão, apatita e titânita.

Os mesmos padrões de redobramento e estruturas Ss e Sc que ocorrem nos paragneisses estão presentes também nos corpos ortoderivados. Isto sugere que estes corpos ou não apresentavam estruturas anteriores, ou estas teriam sido obliteradas durante o processo de gnaissificação regional, que afetou a área no Evento Brasileiro.

Ocorrem ainda vários pequenos corpos graníticos foliados e concordantes com os paragneisses, cujos contatos gradacionais e composição mineralógica sugerem, como origem, fusões parciais localizadas durante o processo de gnaissificação. Esses corpos possuem formas alongadas, acompanhando as fortes orientações interiores, assim como o marcante *trend* regional NE-SW impresso nas rochas orto e paraderivadas.

Sills de leucogranitos orientados, com espessuras decimétricas a decamétricas, associados aos para e ortogneisses, são relativamente comuns. Petrograficamente, o microclínio é predominante e secundariamente quartzo, zircão e apatita, com biotitas ocorrendo, preferencialmente, próximas ao contato com as encaixantes. Granadas são encontra-

das com facilidade, enquanto turmalinas são raras.

Potentes zonas anastomosadas de cisalhamento dúctil verticalizadas, orientadas entre N20-80E, em função de suas características fortemente sinuosas, afetam toda a área, produzindo arrastres e reorientações das estruturas metamórficas anteriores, cujos mergulhos, fracos a moderados, se verticalizam no interior das zonas de cisalhamento. Não foram observados truncamentos entre as estruturas gnáissicas e aquelas verticalizadas, havendo uma passagem gradual entre elas, o que sugere um processo de deformação progressiva. Predominam movimentos dextrais, entretanto, não raramente, são encontrados indicadores cinemáticos indicando regime sinistral, também com caráter dúctil.

Expressivos corpos graníticos, sin a tardi-cisalhamento dúctil estão presentes, normalmente associados, ou mesmo obliterando, as maiores zonas de falhas. Suas formas alongadas na orientação regional NE-SW, assim como suas orientações internas, no mínimo nas bordas, concordantes com aquelas presentes nas encaixantes, reforçam esta associação. Esta granitogênese, de caráter calcioalcalino do tipo Cordilheirano (Figueiredo & Campos Neto, 1993), ocorreu entre 550 e 500 Ma, estando relacionada ao Ciclo Brasileiro tardio, caracterizado como um evento curto e jovem, que se iniciou ao redor de 600 Ma e terminou no Cambriano Médio, 540-530 Ma. Este evento foi reconhecido por Trompette (1994) nas faixas que ocupam a borda oeste do Gondwana Ocidental e interpretado por Campos Neto & Figueiredo (1995) como uma nova fase orogénica denominada de Rio Doce.

METODOLOGIA Rb-Sr

As análises isotópicas deste trabalho foram realizadas nos laboratórios

do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

As amostras foram inicialmente britadas e pulverizadas, sendo que os teores de Rb e Sr foram determinados por análises de fluorescência de raios-X. Para as amostras com baixos ou altos valores de Rb e Sr (< 50 ppm e > 500 ppm), os teores foram determinados por técnicas de diluição isotópica, utilizando-se padrões de ^{85}Rb e ^{84}Sr , conforme Kawashita (1972).

As amostras foram atacadas com HF + HNO₃ por uma noite, a 65°C, e o Sr foi separado, utilizando-se uma coluna convencional de troca iônica com resina de troca catiônica AG50WX8 (200-400#), como descrito por Kawashita (1972).

As análises isotópicas de Sr foram efetuadas por espectrômetro de massa automatizado VGISOMASS 354. O Sr foi depositado com ácido fosfórico em um filamento simples de Ta. As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram corrigidas por fracionamento de massa através da normalização com o valor de 0,1194 para a relação $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$.

Durante o período de execução das análises deste trabalho, os valores medidos para o padrão NBS-987 foram de $0,71026 \pm 0,00002$. Os testes de branco para o Sr foram da ordem de 2 pg. As idades Rb-Sr foram calculadas utilizando-se a constante de decaimento $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$, conforme recomendação de Steiger & Jäger (1978) e os erros considerados são 1σ .

DISCUSSÃO E APRESENTAÇÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Foram realizadas 25 análises Rb-Sr em rocha total (Tabela 1) em amostras das principais unidades litológicas presentes na área, estando representados os núcleos ortognáissicos de composi-

Tabela 1 - Dados analíticos Rb-Sr - Rocha Total.

n° campo	rocha	coordenada	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	n° lab
Cn100 A	ortogn	22°40'-44°09'	211.9	595.3	1.0320±0.0290	0.72290±0.00013	11534
Cn100 C	ortogn	22°40'-44°09'	254.7	537.9	1.3730±0.0390	0.72478±0.00007	11535
Cn100 I	ortogn	22°40'-44°09'	182.6	663.7	0.7970±0.0230	0.72088±0.00006	11536
Cn107 D	ortogn	22°41'-44°10'	234.0	395.5	1.7160±0.0480	0.73024±0.00011	11538
Cn101A1	leucogr	22°39'-44°09'	296.3	350.6	2.4530±0.0690	0.73513±0.00006	11697
Cn101A2	leucogr	22°39'-44°09'	318.9	122.4	7.5970±0.2130	0.78363±0.00006	11698
Cn101B1	leucogr	22°39'-44°09'	288.0	170.8	4.9070±0.1380	0.76452±0.00006	11699
Cn100 J	leucogr	22°40'-44°09'	137.6	912.6	0.4369±0.0061	0.71669±0.00007	11700
Cn108 F	granito	22°41'-44°06'	251.8	63.8	11.5230±0.0323	0.79710±0.00007	11539
Cn108 G	granito	22°41'-44°06'	209.3	58.1	10.5150±0.2950	0.79402±0.00008	12818
Cn108 K	granito	22°41'-44°06'	215.8	78.8	7.9800±0.2240	0.77731±0.00009	11540
Cn108 L	granito	22°41'-44°06'	254.4	185.5	3.9820±0.1120	0.74145±0.00009	11541
Cn108N1	granito	22°41'-44°06'	118.9	382.4	0.9000±0.0250	0.71454±0.00007	11542
Cn108N2	granito	22°41'-44°06'	88.8	419.2	0.6130±0.0170	0.71167±0.00009	12819
Cn108O2	granito	22°41'-44°06'	30.70*	283.90*	0.3130±0.0090	0.70878±0.00009	11543
QB 34 A	paragn	22°40'-44°25'	63.0	132.7	1.3780±0.0390	0.73710±0.00006	11828
QB 34 B	paragn	22°40'-44°25'	212.3	112.3	5.5090±0.1550	0.77746±0.00005	11829
QB 34 C	paragn	22°40'-44°25'	187.0	138.0	3.9450±0.1110	0.76820±0.00007	11830
QB 34 E	paragn	22°40'-44°25'	230.0	145.0	4.6160±0.1300	0.76393±0.00006	11831
QB 35 A	paragn	22°40'-44°25'	174.0	296.0	1.7060±0.0480	0.73721±0.00006	11833
QB 38 A	paragn	22°40'-44°22'	113.0	336.0	0.9750±0.0280	0.72089±0.00011	11849
QB 38 E	paragn	22°40'-44°22'	99.0	212.0	1.3540±0.0380	0.72431±0.00009	11850
QB 38 F	paragn	22°40'-44°22'	149.0	196.7	2.1970±0.0620	0.73065±0.00006	11851
QB 39 C	paragn	22°40'-44°22'	121.0	125.0	2.8110±0.0790	0.74113±0.00009	11853
QB 39 G	paragn	22°40'-44°22'	163.0	92.0	5.1570±0.1450	0.76620±0.00010	11854

*análises por diluição isotópica.

ção monzogranítica a granodiorítica, os paragneisses predominantes na área, os leucogranitos foliados associados às rochas para e ortoderivadas e um dos corpos graníticos tardi-cinemáticos encaixados em expressiva zona de cisalhamento dúctil. A localização das amostras datadas está representada na Figura 1.

Cinco amostras relativas aos ortognaisses, quando lançadas em um diagrama isocrônico Rb-Sr, definem uma reta com inclinação relativa à idade de 668 ± 36 Ma, com uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.7130 ± 0.0006 e um valor de MSWD de 8,5 (Fig. 2). Os leucogranitos, de composição granítica a quart-

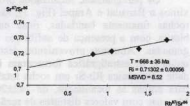


Figura 2 - Diagrama isocrônico Rb/Sr dos ortognaisses.

zosienítica, presentes em forma de sills no interior dos ortognaisses, apresentaram em diagrama isocrônico Rb-Sr uma idade de 688 ± 13 Ma, com razão isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0.7124 \pm$

0,0001, e um valor de MSWD de 7,5 (Fig. 3). Como os ortognaisses analisados apresentam fortes injeções de material quartzofeldspático, relacionadas a estes leucogranitos, e constatando-se que tanto as idades obtidas, como os valores das razões iniciais de Sr são coincidentes, dentro dos erros analíticos, interpretamos as idades próximas a 680 Ma como a época de formação dos leucogranitos, a qual representaria um estágio terminal do evento metamórfico responsável pela geração dos ortognaisses. Os elevados valores das relações $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais indicam que os magmas parentais dos granitóides foram gerados a partir de processos de fusão parcial principalmente dos ortognaisses.

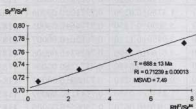


Figura 3 - Diagrama isocrônico Rb/Sr dos leucogranitos.

Os paragneisses, localizados próximos a Bananal e Arapeí (Fig. 1), são rochas finamente bandadas, ricas em biotita, com a presença de anfibólios e granadas. Amostras provenientes desta unidade litoestratigráfica forneceram idade errocrônica Rb-Sr em rocha total, para ambas as localidades, de 742 ± 20 Ma, mas com valores distintos de razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, sendo para Bananal $0,7211 \pm 0,0006$ e para Arapeí $0,7101 \pm 0,0005$ (Figs. 4 e 5). Esta variação de razões iniciais deve-se, possivelmente, à heterogeneidade do material sedimentar, com memórias isotópicas distintas, que deu origem às rochas gnáissicas durante o processo metamórfico. O elevado valor calculado para o MSWD das amos-

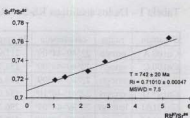


Figura 4 - Diagrama isocrônico Rb/Sr dos paragneisses Bananal.

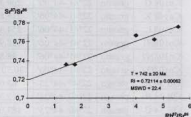


Figura 5 - Diagrama isocrônico Rb/Sr dos paragneisses Arapeí.

tras próximas a Arapeí sugerem que as amostras consideradas não foram completamente homogeneizadas isotopicamente. As idades entre 750 e 700 Ma, muitas vezes obtidas através de errôneas, já são uma constante nas rochas pré-cambrianas do Estado de São Paulo, principalmente no âmbito do denominado Domínio Embu (Tassinari, 1988), e parecem definir um importante evento metamórfico, que teria causado não só a geração de diversos tipos de paragneisses, como também processos de fusões parciais que teriam produzido uma grande quantidade de granitos de anatexia. Este evento, ainda não claramente definido geocronologicamente, poderia englobar o episódio gerador dos leucogranitos, ao redor de 680 Ma, caracterizado anteriormente.

Os paragneisses e as rochas do embasamento se encontravam em profundidades distintas, no interior da cros-

ta, durante o processo metamórfico. As grandes zonas de cisalhamento, presentes na área, deslocaram significativamente estas rochas de suas posições originais, colocando-as, atualmente, lado a lado. Desta forma é possível explicar as diferenças de idades entre estas rochas em função do fechamento do sistema Rb-Sr em materiais mais profundos ocorrer tardiamente em relação à supra-estrutura.

O Granito Getulândia, ambientado tectonicamente em expressiva zona de cisalhamento dúctil, obliterando-a localmente, foi objeto de amostragem sistemática neste trabalho, tendo sido analisadas 7 amostras. Deste conjunto, 4 representam o corpo em si, de composição granítica, com predomínio de microclínio e secundariamente quartzo, plagioclásio e biotitas, estas últimas geradas por alteração de hornblendas. Como acessórios são comuns zircão, apatita, titanita e alanita. As 3 restantes representam enclaves máficos, que ocorrem em dimensões centimétricas até métricas, possuindo composição monzonítica a monzogábrica. Predominam plagioclásios e anfíbólios, estes gerados a partir de reações de alteração de ortopiroxênios (hiperstênio) presentes. Zircão, apatita e titanita são acessórios comuns.

Inicialmente estas amostras foram tratadas conjuntamente, com 4 pontos graníticos e 3 referentes aos enclaves máficos (Fig. 6). O diagrama isocrônico

co indicou a idade de 553 ± 2 Ma, com razão inicial de $0,7066 \pm 0,0001$. O valor de 12,8 do MSWD para a reta traçada e a consequente não colinearidade dos pontos analíticos no diagrama isocrônico, sugerem que os enclaves não estavam homogeneizados isotopicamente com o granitóide. Neste sentido os pontos relativos aos enclaves e ao granitóide foram tratados em separado. Os pontos analíticos relativos aos enclaves máficos, forneceram uma isócrona com a idade de 685 ± 31 Ma e com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7057 \pm 0,0002$ (Fig. 7), enquanto que os pontos relativos ao material granítico, indicaram a idade de 514 ± 8 Ma, com razão inicial de $0,7129 \pm 0,0012$ (Fig. 8). Esta idade é próxima das idades U-Pb em monazitas ($528 \pm 1 - 535 \pm 1$ Ma), apresentadas para a intrusão deste corpo por Valladares et al. (1995). Portanto, neste trabalho consideramos a idade 514 Ma como a época do fecha-

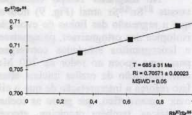


Figura 7 - Diagrama isocrônico Rb/Sr dos enclaves máficos do Granito Getulândia.

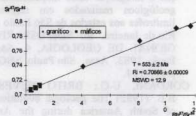


Figura 6 - Diagrama Rb/Sr do Granito Getulândia com enclaves máficos.

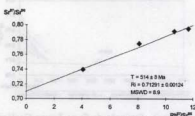


Figura 8 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do Granito Getulândia.

mento do sistema Rb-Sr durante o processo de formação do granito de Getulândia. Com relação aos encraves, é muito provável que aquela idade reflita o processo metamórfico que afetou as rochas encaixantes, datado nos orto e paragneisses, tratando-se, desta forma, de xenólitos, alçados pelo *emplacement* do granito, e não homogeneizados isotopicamente em função de suas dimensões métricas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dados geocronológicos apresentados neste trabalho, podemos considerar que as rochas metamórficas da área em estudo formaram-se no Neoproterozóico, dentro de um evento geodinâmico, onde os processos de retrabalhamento crustal predominaram largamente sobre os processos de acreção continental.

No diagrama Tempo Geológico versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual (Fig. 9) nota-se que a regressão das linhas de evolução isotópica dos ortogneisses, paragneisses e leucogranitos estudados convergem para uma época ao redor de 700 Ma, com definição de razões iniciais altas. Isto reforça a interpretação de que o clima metamórfico, que gerou as rochas gnáissicas, também propiciou, através de processos de fusão parcial, a formação dos leucogranitos.

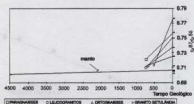


Figura 9 - Evolução do Sr no Tempo Geológico.

Cabe ressaltar que corpos graníticos do tipo S, muitos deles portadores de duas micas, aparentemente formaram-se contemporaneamente ao evento geodinâmico (≈ 700 Ma), determinado na área deste estudo. Tal inferência é reforçada pelo corpo da Serra do Quebra Cangalha, pouco a sul da área em questão, que apresenta idade Rb-Sr isocrônica em rocha total de 713 ± 43 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,726 \pm 0,002$ (Tassinari, 1988).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BABINSKI, M. (1988) Metodologia isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, São Paulo, 101p. (Dissertação - Mestrado) - IPEN.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1995) The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, n.2, p.143-162.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C. S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. (1979) Projeto Sapucaí. Brasília, DNPM/CPRM. 299p. (seção Geologia Básica, n.2).
- CHAVES, M.L.S.C. (1983) Contribuição à integração entre mapeamentos geológicos realizados em regiões limítrofes aos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., São Paulo, 1983. Atas. São Paulo, SBG. p.127-134.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. (1982) The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, n.1-3, p.78-88.

- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. (1979) Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO; Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM. p.175-207.
- EBERT, H. (1956) Tectônica do Pré-Cambriano (São João Del Rey). Relatório Anual do Diretor. DGM/DNPM, n.1955, p.62-81.
- EBERT, H. (1957) A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor. DGM/DNPM, n.1956, p.97-107.
- EBERT, H. (1968) Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre a sua origem. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, Supl., v.40, p.215-229.
- EBERT, H. (1971) Os Paraibídes entre São João Del Rey, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., São Paulo. p.177-178.
- FERNANDES, A.J. (1991) **O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica.** São Paulo, 120p. (Dissertação - Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.C. (1993) Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, Supl., v.65, n.1, p.63-81.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. (1979) **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo.** Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM. 240p.
- HASUI, Y. (1975) Geologia da Folha de São Roque. *Boletim IG-USP*, v.6, p.157-183.
- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. (1984) **Provincia Mantiqueira - setor central;** In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (coords.) **O Pré-cambriano do Brasil.** São Paulo, Edgard Blucher, p.308-344.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R. (1976) Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v.6, n.3, p.180-200.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R.; COUTINHO, M.G.N. (1982) A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. In: SCHOB-BENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (eds.) **Geologia do Brasil: texto explicativo.** Brasília, DNPM. p.307-328.
- HEILBRON, M.C.P.L. (1993) **Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG)- Barra do Pirai (RJ), Setor Central da Faixa Ribeira.** São Paulo, 268p. (Tese - Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. (1991) A Megassinforma do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, 1991. Atas. São Paulo, SBG. p.519-523.
- KAWASHITA, K. (1972) **O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas.** São Paulo, 111p. (Tese - Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MACHADO, R. (1984) **Evolução geo-**

- lógica, análise estrutural e metamórfica da região de Vassouras e Paracambi, porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. São Paulo, 196p. (Tese - Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ROSIER, G.F. (1957) A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, v.166, p.1-58.
- ROSIER, G.F. (1965) Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, v.222, p.1-40.
- STEIGER, R.H.; JÄGER, E. (1978) Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Studies in Geology*, v.6, p.67-71.
- TASSINARI, C.C.G. (1988) As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. São Paulo, 263p. (Tese - Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C. (1988) Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State - Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica Brasiliensis*, v.2, n.2, p.175-183.
- TROMPETTE, R. (1994) *Geology of western Gondwana (2000-500 Ma)* Rotterdam, Balkema, 350p.
- VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1995) O Granito Getulândia e sua relação com a zona de cisalhamento Taxaquara. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado, SBG-Núcleo RS/CPGq-UFRG. p.217-218.
- C.M.Dias Neto - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 11.348, CEP 05422-970, São Paulo, SP, Brasil.

Recebido 25/05/96
Aprovado 16/07/96