

# EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DOS BATÓLITOS GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS DO SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Antonio Misson GODOY <sup>1</sup>, Peter Christian HACKSPACHER <sup>1</sup>,  
Marcos Aurélio Farias de OLIVEIRA <sup>1</sup>, Larissa Marques Barbosa de ARAÚJO <sup>2</sup>

(1) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereços eletrônicos: mgodoy@rc.unesp.br; phack@rc.unesp.br; maurelio@rc.unesp.br  
(2) Instituto de Ciências Ambientais e Desenvolvimento Sustentável, Universidade Federal da Bahia, Campus Universitário Reitor Edgard Santos. Rua Prof. José Seabra, s/n. CEP 47805-100. Barreiras, BA. Endereço eletrônico: larissa.araujo@ufba.br

Introdução  
Síntese da Evolução Geológica do Embasamento Ígneo-Metamórfico  
Síntese da Evolução Geológica dos Batólitos Granitóides  
Os Batólitos Granitóides  
Considerações Finais  
Agradecimentos  
Referências Bibliográficas

**RESUMO** – A granitogênese Neoproterozóica associada à Província Mantiqueira Central é constituída pelos complexos cálcio-alcalinos a alcalinos Sorocaba, São Francisco, São Roque, Ibiúna e Piedade que encontram-se associados a uma tectônica rúptil e correlacionados as principais zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Os batólitos são caracterizados por intrusões que podem ser agrupadas em quatro grandes fases magmáticas. A fase inicial é restrita e constituída por dioritos a granodioritos equigranulares a porfíricos, a principal é dominante e composta por monzo e sienogranitos porfíricos que fragmentam a fase anterior. A fase de acreção lateral é composta por monzo e sienogranitos equi a inequigranulares e em alguns batólitos pela fase de acreção de corpos circulares de sienogranitos porfíricos rapakivi, e a final é tardia e constituída por aplíticos e/ou pegmatitos. Estes batólitos evidenciam uma zonação da parte central para as bordas parcialmente controladas pelas inúmeras reativações das zonas de cisalhamento. Quanto aos padrões composicionais, geoquímicos e isotópicos ( $T_{DM}$ ) sugerem-se que os batólitos são constituídos por episódios magmáticos sincrônicos e repetitivos de fontes magmáticas distintas ou de uma mesma fonte, mas, sob condições magmáticas distintas, sendo que para alguns dos batólitos encontram-se associados processos de assimilação e contaminação crustal.

**Palavras-chave:** batólitos granitóides, geoquímica, neoproterozóico.

**ABSTRACT** – A.M. Godoy, P.C. Hackspacher, M.A.F. de Oliveira, L.M.B. de Araújo - Neoproterozoic granitoid batholiths the geological evolution the southeastern São Paulo state. The Neoproterozoic granitogenesis related to the Central Mantiqueira Province comprise the calc alkaline to alkaline granitoid complexes of Sorocaba, San Francisco, São Roque, Ibiúna and Piedade. These complexes occur in a rúptil tectonic to tardi (Sn+3) event. The emplacement of the different facies in transtractive structures of the pull-apart type are characterized in the area by the main transcurrent shear zones of Taxaquara-Pirapora, Itu-Jundiuvira, Moreiras, Cangüera and Caucáia of ENE-WSW general direction. The massifs present complex internal architecture characterized by intrusions in restrict initial phase of intermediate equigranular nature. Also present a main phase of porfiroid monzo and sienogranite that fragments the previous phase, followed by lateral accretion of equi to inequigranular material, and in some cases by the accretion of late phases of circular bodies of porfiroid rapakivi granites, and a late to final phase of aplitic to pegmatitic composition. This magmatism grew with the intrusions of successive magmatic pulses, partially controlled by many reactivations of the shear zones. The REE also suggest that the magmatic phases are similar, synchronous and repetitive in four of the complexes in both domains, present in the São Francisco Complex. The crystallization starts from accretion processes, but compositionally quite different from the others. The variation in compositions and ages (TDM) for these granites reflect the derivation from different sources developed under different magmatic conditions, followed by processes of contamination that frequently occur in the crust.

**Keywords:** granitoid batholiths, geochemistry, neoproterozoic.

## INTRODUÇÃO

Neste trabalho pretende-se avaliar os aspectos evolutivos e a petrogênese dos principais batólitos granitóides cálcio-alcalinos a alcalinos neoproterozóicos da região sudeste do Estado de São Paulo. Serão abordados os aspectos geológicos, isotópicos e litogeoquímicos de elementos terras raras das rochas grani-

tóides, de forma, a contribuir para o conhecimento petrogenético e evolutivo deste magmatismo, suas associações com as rochas encaixantes e o arranjo geotectônico regional.

A área abrange parte das Folhas Topográficas em 1:50.000 de Sorocaba, São Roque, Itu e Cabreúva e

serão individualizados os batólitos Sorocaba, São Francisco e São Roque e Ibiúna.

As discussões a seguir encontram-se apoiadas em dados geológicos de mapeamentos e estudos petrográficos, estruturais, geofísicos e litogeoquímicos, inicialmente obtidos pelos autores. Os dados isotópicos foram gerados através da metodologia Sm/Nd e apresentados por Dantas et al. (1999), Hackspacher et al. (1999 e 2000) e Godoy (2003), e possibilitaram a reconstituição geológica da área, numa sequência de domínios que refletem homogeneidade nas idades  $T_{DM}$ , conforme a geologia regional, a natureza das rochas encaixantes e dos litotipos dos granitóides.

Segundo Hasui (1973; 1975) e Hasui et al. (1978) o arcabouço geológico da área é definido por três grandes compartimentos geotectônicos, o do norte, Bloco Itapira, o central, Bloco São Roque e o do sul, Bloco Embu que são construídos e justapostos a partir da movimentação relativa horizontal e vertical ao longo das zonas de cisalhamento regionais de idade neoproterozóica. Estes compartimentos geotectônicos são caracterizados por associações de rochas para e ortodervadas de graus metamórficos distintos, além dos batólitos acima citados.

A área insere-se na Província Mantiqueira Central (Hasui & Oliveira, 1984 e Heilbron et al., 2004), região sul do Cinturão de Dobramentos Sudeste e na parte

sul da Faixa Ribeira (Cordani et al., 1973). Nas proximidades da região, cinco terrenos são caracterizados, de norte para sul: a Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira, 1984) com, rochas vulcano-sedimentares; a Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto et al., 1984), com rochas de alto grau metamórfico e granitos associados de idade neoproterozóica; o Domínio São Roque (Tassinari & Campos Neto, 1988), com metassedimentos de baixo a médio grau dos Grupos São Roque e Serra do Itaberaba; o Domínio Embu com supracrustais e granitos e o Domínio ou Complexo Costeiro com rochas granulíticas, migmatíticas e graníticas (Tassinari & Campos Neto, 1988).

A norte da Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira define-se o compartimento setentrional representado pelas rochas de alto grau metamórfico do Complexo Itapira associado à Nappe Socorro-Guaxupé, a sul desta zona, corresponde o compartimento central ou Domínio São Roque da Faixa de Dobramentos Apiaí (Hasui, 1975) é constituído pelas rochas de médio grau do Grupo Serra do Itaberaba e de baixo grau do Grupo São Roque e os batólitos granitóides Sorocaba, São Francisco e São Roque. A sul da Zona de Cisalhamento Taxaquara caracteriza-se o compartimento sul ou Domínio Embu representado por rochas de alto grau metamórfico Complexo Embu e os batólitos Ibiúna e Piedade.

## SINTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO EMBASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO

A evolução geológica do embasamento ígneo-metamórfico da Província Mantiqueira remota ao Arqueano-Paleoproterozóico, representado por fragmentos de ortognaisses tonalíticos a trondhjemitos do Grupo Amparo, encontrados a norte da zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira, com superposição de eventos deformacionais meso-neoproterozóicos. Dados geocronológicos indicam idades Arqueanas para o Grupo Amparo com valores de 3024 Ma determinados por Fetter et al. (2001).

Os registros mais antigos meso-neoproterozóicos na área estão representados pela deposição das unidades sedimentares, que associadas a um processo colisional em um contexto metamórfico de alto grau, isógrada da sillimanita, definem os complexos Itapira e Embu. Concomitantemente, ao metamorfismo desenvolve-se uma tectônica tangencial que compreende as fases Dn-1/Dn progressivas, caracterizadas por um bandamento gnáissico (Sn-1/Sn) de baixo ângulo, localmente com maior inclinação (Oliveira et al., 1998, 1992b; Hackspacher, 1994 e Hackspacher et al., 1996).

A sul da Zona de Cisalhamento Taxaquara encontram-se distribuídos os metassedimentos e ortognaisses do Complexo Embu, pertencente ao Domínio Embu. Trata-se de um conjunto caracterizado por metassedimentos pelíticos e psamíticos, constituídos por sillimanita-granada gnaisses, migmatitos, xistos e quartzitos, além de localmente anfíbolitos (Oliveira et al., 1998).

A partir de análises pelo método U-Pb SHRIMP para rochas de composições granodioríticas a tonalíticas por Cordani et al. (2000, 2002), foi obtida idade de  $811 \pm 13$  Ma o que sugere-se esteja relacionada à cristalização magmática do protólito destas rochas.

Vlach (2001) a partir monazitas extraídas em rochas metassedimentares obteve pelo método Th-U-Pb, em microsonda eletrônica idades de  $787 \pm 18$  Ma e  $797 \pm 17$  Ma que correspondem à idade do metamorfismo principal, além de idade  $594 \pm 21$  Ma que seria compatível com a colocação dos maciços graníticos tardios, vinculados ao final do metamorfismo regional e deformação dúctil.

As idades  $T_{DM}$  para os xistos de alto grau do

Complexo Embu apresentam valores de residência crustal entre 1.6-1.8 Ga (Dantas et al., 1999), caracterizando portanto uma proveniência paleoproterozóica para seus sedimentos e registram processos metamórficos e deformacionais superimpostos de alto grau metamórfico de idade neoproterozóica.

Dentro do contexto da Faixa Alto Rio Grande, a norte da Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira, ocorrem os metassedimentos do Complexo Itapira, apresentando idade de metamorfismo de 750 Ma (Fetter et al., 2001), representados pelas formações Hermida, Japi e Jundiuvira e constituídas predominantemente por biotita sillimanita-gnaisses, migmatitos, xistos e quartzitos, além de anfibolitos (Hasui, 1975; Tassinari et al., 1988 e Oliveira et al., 1992 (b) e Hackspacher et al., 1996), também afetadas pela migmatização imposta pela Orogenia Neoproterozóica. As idades  $T_{DM}$  nos metassedimentos de alto grau do Complexo Itapira apresentam valores de residência crustal entre 1,9 e 2,0 Ga (Dantas et al., 1999), mostrando uma fonte paleoproterozóica para o suprimento sedimentar.

Pelas idades  $T_{DM}$  acima mencionadas para os complexos Embu e Itapira, supõe-se a existência de diferentes terrenos como fonte de sedimentação nos dois domínios a partir de uma crosta siálica, predominantemente, paleoproterozóica, com idades  $T_{DM}$  em torno de 1.6-2.0 Ga e que constitui na principal fonte de proveniência dos sedimentos.

Ainda, durante o paleo-mesoproterozóico inicia-se a deposição de uma sequência supracrustal em bacia tipo *rift* com o desenvolvimento de uma sequência vulcano-sedimentar, caracterizada na base pelo Grupo Serra de Itaberaba (Juliani et al. 1986) e no topo pelo Grupo São Roque.

Estas sequências encontram-se expostas entre as zonas de cisalhamentos Itu-Jundiuvira e Taxaquara. O Grupo Serra de Itaberaba apresenta para suas rochas idades mesoproterozóicas com valores pelo método U-Pb em zircões para metandesitos da Formação Morro da Pedra Preta uma idade de cristalização  $1.395 \pm 10$  Ma e para metarriolito da Formação Nhangucu identificou duas populações distintas de zircões, resultando idade de  $1.449 \pm 3$  Ma, interpretada como herança da encaixante e uma de  $619 \pm 3$  Ma considerada como idade de cristalização (Juliani et al., 2000). Na área esta unidade é constituída por xistos porfiroblásticos, muscovita xistos, mármore e anfibolitos com metamorfismo de médio grau (Juliani et al., 2000; Hackspacher et al., 2000).

Oliveira et al. (2004) analisaram actinolitas extraídas de anfibolitos do Grupo Serra do Itaberaba, através do método Ar-Ar e obtiveram idade de  $1.312 \pm 6$  Ma, considerada como idade mínima para esta unidade.

O grupo aflora na região NE da área e o seu posicionamento espacial e areal é fortemente controlado pelo soerguimento e exposição de níveis crustais mais profundos, em razão do alojamento dos corpos graníticos. Os níveis das sequências metaclástica/pelítica e metavulcânica do Grupo Serra do Itaberaba afloram mais frequentemente nos contatos leste e oeste do Complexo São Francisco no Antiformal de Alumínio, expostos a partir de processos erosivos.

O Grupo São Roque é constituído por rochas metassedimentares com metamorfismo de baixo grau e representado por três formações: a basal, Formação Pirapora, é composta por metabásicas e calcários e secundariamente filitos; a intermediária, a Formação Voturuna, é caracterizada por metassiltitos e quartzitos e a de topo, a Formação Estrada dos Romeiros, é constituída por metarritmitos, metarenitos e filitos (Bergman, 1988).

As rochas metassedimentares e metavulcânicas de baixo grau do Grupo São Roque, evidenciam proveniência de diferentes áreas fontes, conforme dados Sm/Nd (Dantas et al., 1999 e 2000). Os metarritmitos apresentam idade  $T_{DM}$  de 2.44 Ga e os filitos idade  $T_{DM}$  de 1.86 Ga. As rochas metabásicas indicam um vulcanismo basáltico toleítico subalcalino de fundo oceânico do tipo E- MORB (Oliveira et al., 2008).

Uma fonte arqueana com idade  $T_{DM}$  de 2,2 até 2,9 Ga é envolvida na geração desta unidade e as idades  $T_{DM}$  de 2,9, 2,7 e 2,2 Ga das metavulcânicas do Grupo São Roque apresentam valores que caracterizam a presença de um protólito magmático arqueano a paleoproterozóico como área fonte destas rochas e superposição da Orogenia Neoproterozóica (Hackspacher et al. 2003). Recentemente, idade U/Pb de 1,75 Ga foi obtida por (Oliveira et al., 2008) para as rochas metabásicas de Cajamar.

Hackspacher et al. (2000) analisando frações de monazitas de rochas metavulcânicas máficas da Formação Pirapora do Bom Jesus, obtiveram uma idade de cristalização de  $628 \pm 9$  Ma pelo método U-Pb e a partir de um dique de riolito que corta a Formação Estrada dos Romeiros, foi obtida uma idade de  $607 \pm 28$  Ma, interpretada como a idade mínima de deposição.

As idades arqueanas e proterozóicas, tanto das fontes dos sedimentos quanto das vulcânicas, sugerem uma estruturação complexa do Bloco São Roque, compreendendo sub-blocos arqueanos e paleoproterozóicos como área fonte. Portanto, neste mesmo segmento crustal ou unidade estratigráfica são vistas diferentes evoluções e ou a existência de diferentes rochas. Esta argumentação está reforçada a partir dos trabalhos de Juliani et al. (1986), com a subdivisão do Grupo São Roque em duas sequências metavulcano-sedimentares.

As rochas metassedimentares dos complexos Embu e Itapira e Grupo São Roque mostram diferentes assinaturas isotópicas, indicando heterogeneidades de idades da fonte de sedimentação e podem ser consideradas como representando diferentes terrenos tectono-estratigráficos durante a orogêneses Neoproterozóica na Faixa Ribeira.

A evolução tectono-metamórfica das sequências Serra de Itaberaba e São Roque (Godoy et al., 1996b) caracteriza-se por deformações progressivas  $D_{n+1}/+2$ , tangenciais associadas ao início do processo colisional, com formação de dobras isoclinais a recumbentes com foliação plano axial paralelizada com  $S_0$  e transporte provável para SE.

Sincrônico à fase  $D_{n+1}$  evidencia-se um metamorfismo regional em fácies xisto verde baixo com caráter progressivo à fase  $D_{n+2}$ , que constitui o auge

metamórfico. Para o Grupo São Roque predomina o metamorfismo na fácies xisto verde médio a alto e atinge, no mesmo contexto tectônico, mas em níveis crustais mais profundos, a fácies anfíbolito baixo para o Grupo Serra de Itaberaba (Hackspacher et al., 1992 e Oliveira et al., 1998).

Na sequência, em nível crustal mais raso, desenvolve-se o regime transcorrente/transpressivo ( $D_{n+3}$ ), retrabalhando a crosta existente, formando dobras normais com direção NE/SW e transcorrências, basicamente horárias. Esta fase transpressiva foi responsável pela estruturação em blocos, hoje visualizada através dos grupos Itapira Embu que correspondem aos blocos altos e o Grupo São Roque, o baixo (Hackspacher et al., 1992). A esta fase associa-se o *emplacement* dos batólitos magmáticos (Godoy, 1989; 2003).

## SINTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DOS BATÓLITOS GRANITÓIDES

O *emplacement* dos complexos magmáticos encontra-se relacionado a uma deformação contínua, associada à fase  $D_{n+3}$ , com uma história que vai desde transtrativa, associada à ascensão magmática e a atual estruturação dos granitos sin a tardi-colisionais Neoproterozóicos, a transcorrente/transpressiva com formação de dobras apertadas com foliação milonítica vertical intensa, gerada pela tectônica dúctil-rúptil, com direção geral NE-SW das principais zonas de cisalhamento (Godoy, 1989; Hackspacher et al., 1991a, b e 1995).

As zonas de cisalhamento de direção geral ENE-WSW, obliteram as demais feições, com geração de filonitos com acamamento tectônico e indicativo de movimentos basicamente horários no conjunto dessas zonas. Distanciando-se das zonas de cisalhamento, entre os maciços graníticos, esta fase assume um caráter regional dúctil, com esforço transpressivo devido à acomodação das rochas granitóides, gerando ondulações suaves a abertas, também com orientações principais NE-SW e com desenvolvimento de uma tênue foliação subvertical. As associações minerais da fase  $D_{n+3}$  indicam condições de fácies xisto-verde baixo.

Portanto, durante o evento Neoproterozóico ocorreria um processo colisional (NW-SE) seguido aos alojamentos do magmatismo cálcio-alcalino a alcalino (Wernick, 2000 e Godoy, 2003) e ao final, um processo de escape tectônico com reativações de inúmeras zonas de cisalhamentos transcorrentes definindo a compartimentação geotectônica atual na área.

A granitogênese associa-se à tectônica rúptil sin a tardi  $S_{n+3}$ , condicionada pelas diferentes zonas de

cisalhamento que seriam responsáveis pela estruturação e *emplacement* dos corpos graníticos. Estas constituem sistemas antigos que foram reativados ao final do metamorfismo regional e facilitaram a ascensão, posicionamento e a geometria final dos complexos granitóides, condicionando sua forma, bem como, a partir de rejuvenescimentos tardios, superpõem feições deformacionais às rochas magmáticas principalmente em suas bordas.

As principais zonas de cisalhamento são denominadas, na parte norte, de Itu-Jundiuvira e, na parte sul, de Taxaquara. Internamente aos grandes blocos observam-se sub-domínios definidos por zonas de cisalhamento secundárias também de mesma direção denominadas de (Pirapora, Moreiras, Sorocamirim, Canguera e Caucaia) e secundariamente pelas zonas de cisalhamento conjugadas de direção geral NNE-SSW, denominadas de (Mairinque e Araçariguama). Às vezes estes conjuntos definem estruturas transtrativas do tipo *pull-apart* e conseqüentemente com *emplacement* e controle magmático (Godoy, 1989; 2003).

Tardiamente observa-se uma importante tectônica rúptil de direção NW-SE, sendo denominados os principais falhamentos de Toninhas, Monte Verde, Paragibu Mirim e Sorocaba. Estes falhamentos dispõem lateralmente dentro do batólito, seguimentos de profundidades diferentes evidenciados por fácies magmáticas distintas e, portanto exercem um forte controle na constituição e na distribuição geográfica das fácies (Godoy, 1989).

O compartimento a norte da Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira (Domínio Jundiáí) é caracterizado

por rochas de alto grau metamórfico e o principal complexo magmático é o Complexo Itu, não discutido neste texto. O compartimento a sul da Zona de Cisalhamento Taxaquara-Pirapora, caracteriza o Domínio Embu, constituído por rochas de alto grau metamórfico e os complexos magmáticos Ibiúna e Piedade. O compartimento central delimitado entre as zonas de cisalhamentos já definidas, caracteriza o Domínio São Roque que é constituído por rochas metassedimentares, os complexos São Roque, Sorocaba e São Francisco e o Maciço Pirapora.

O magmatismo é expressivo nos domínios estudados (Figura 1) e caracteriza-se por complexos granitóides com arquitetura interna complexa, e determinada por intrusões definidas principalmente por quatro grandes fases magmáticas.

A fase inicial é caracterizada por mega- enclaves fragmentados, de natureza ácida a intermediária equigranulares a porfiríticos. A fase principal é responsável pela intrusão de grandes massas de monzo/sienogranitos porfiríticos com texturas e rapakivi ou não que fragmenta a fase anterior.

A fase marginal ou de acreção lateral de material equi a inequigranular, e em alguns casos de acreção de fases tardias de corpos circulares de granitos porfiríticos rapakivi, é caracterizada pelas intrusões de sucessivos impulsos tardios tectonicamente controlados

pelas direções das zonas de cisalhamento e a fase final ou tardia, definida por granitos equigranulares, aplitos e pegmatitos.

Estas fases estão correlacionadas com diferentes períodos tectônicos regionais das zonas de cisalhamento, várias vezes reativadas, sob regime, ora dominante compressional ora tensional (Wernick et al., 1993, 1994a, b; Godoy et al., 1992a, b, 1999a).

As intrusões ígneas ocasionam lateralmente aos maciços dois processos de variação de isógradas metamórficas: o alçamento lateral das isógradas, através da exposição de níveis crustais mais profundos de maior grau metamórfico como o Grupo Serra do Itaberaba, identificado por Hackspacher et al. (1992), e a geração de auréolas de metamorfismo de contato, localmente atingindo fácies piroxênio hornfels. As fácies albita e hornblenda hornfels são as mais amplas e contínuas, identificadas a partir de um zoneamento metamórfico definido pelo crescimento de porfiroblastos de biotita, cordierita, andaluzita, coríndon e feldspato potássico, orientados segundo Sn+3 (Godoy, 1989).

As faixas miloníticas (Hackspacher et al. 1992) estariam associadas à uma fase de deformação progressiva dentro da Dn+3. Observam-se ainda sobre as associações minerais tanto de metamorfismo de contato como regional, transformações retrometamórficas.

## OS BATÓLITOS GRANITÓIDES

O *Batólito Sorocaba* apresenta-se controlado no contato sul pela ramificação da Zona de Cisalhamento Jundiuvira de direção NE-SW e a norte encoberto pelos sedimentos da bacia do Paraná e segmentado por falhamentos de direção NW-SE. Compreende 19 tipos petrográficos agrupados em 11 fácies/associações de fácies, incluindo raros dioritos, granodioritos, frequentes sienogranitos e predominando os monzogranitos. São rochas leucocráticas com predomínio da biotita, hornblenda e raros cristais de piroxênio e muscovita em fácies que apresentem forte assimilação das rochas encaixantes, frequentes texturas porfiríticas com a presença ou ausência de feições do tipo rapakivi, além de outros equi-inequigranulares (Godoy, 1989; 2003).

A evolução do Complexo Sorocaba é definida por uma fase inicial, caracterizada por mega-enclaves de dioritos e granodioritos. A fase principal é responsável pela intrusão de grandes massas de monzo/sienogranitos que fragmentaram e incorporaram as rochas precedentes. Esta fase é definida a norte da Falha das Doninhas pelo nível inferior do batólito constituído por sieno a monzogranitos cinzas e a sul desta ocorrem grandes massas de sieno/monzogranitos róseo a cinza

que caracterizam em grande parte o nível superior do complexo. Portanto, os falhamentos de direção NW-SE (Doninhas, Paragibu-Mirim e Sorocaba) expõem lateralmente níveis de rochas graníticas de profundidades distintas.

A fase marginal ou acreção é caracterizada pelas intrusões de sucessivos impulsos tardios, geralmente com texturas rapakivi, tectonicamente controlados pelas direções de fraqueza de direção NE-SW, paralela ao alongamento do complexo e pela direção NW-SE, que é paralela a compartimentação dos segmentos. A fase final é definida por frequentes intrusões de granitos equigranulares, aplitos e pegmatitos, afetando todos os níveis expostos do complexo (Godoy, 1989, 2003; Godoy & Figueiredo, 1991a).

Os trabalhos específicos versando sobre a petrografia, faciologia e geoquímica encontram-se discutidos em Godoy (1989); Wernick et al. (1991, 1994a, 1995, 1997) e Godoy et al. (1992a, 1995, 1999b), evidenciando que as várias intrusões que compõem o complexo, correspondem a um ciclo magmático, em que cada fase apresenta com as fácies iniciais evidenciando maior pobreza em sílica do que as finais do ciclo precedente,

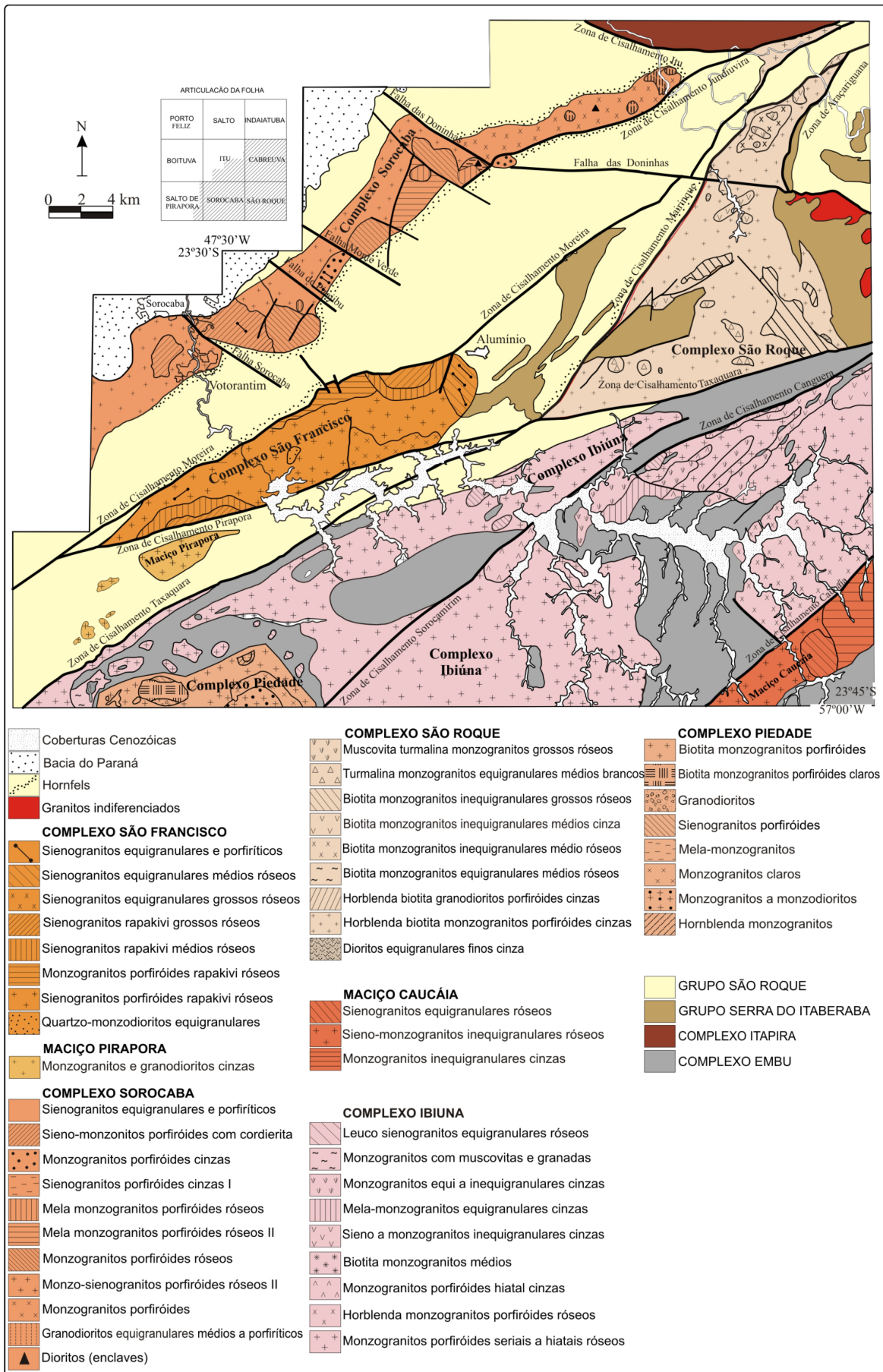


FIGURA 1. Mapa geológico da região do sudeste do Estado de São Paulo com os complexos granitóides estudados por Godoy (2003).

caracterizando um enriquecimento progressivo em quartzo e feldspatos alcalinos para as fases sucessivas.

Estas fases magmáticas também se apresentam distintas em relação ao padrão de elementos terras raras (REE) e com as variações das idades modelo  $T_{DM}$ , com valores decrescentes da parte central para as bordas do maciço, sugerindo um processo de acreção de fases magmáticas na formação do complexo. As idades para o arcabouço principal central de composição monzogranítica, apresentam idade  $T_{DM}$  de 2,11 Ga e para as associações tardias de composição leuco e monzogranítica idades  $T_{DM}$  de 1,86 Ga obtidas por Dantas et al. (1999). Vlach & Gualda (2000) a partir da análise (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica apresenta idade de  $606 \pm 16$  Ma para cristalização deste corpo magmático.

A evolução magmática sugere uma fonte fracionada apresentando quatro fases ou grandes associações de fácies, que serão denominadas de (A) para os valores médios REE (Figura 2).

A distribuição do padrão geral de REE em relação ao padrão adotado (Boynton, 1984) – crosta inferior, apresenta-se enriquecido, com  $[La/Yb=18,45]_N$  e anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,52]_N$ . A assimetria é definida pela forte inclinação dos LREE (Ce-Sm=3,12) em relação à HREE (Gd-Yb=2,71) (Figura 2A).

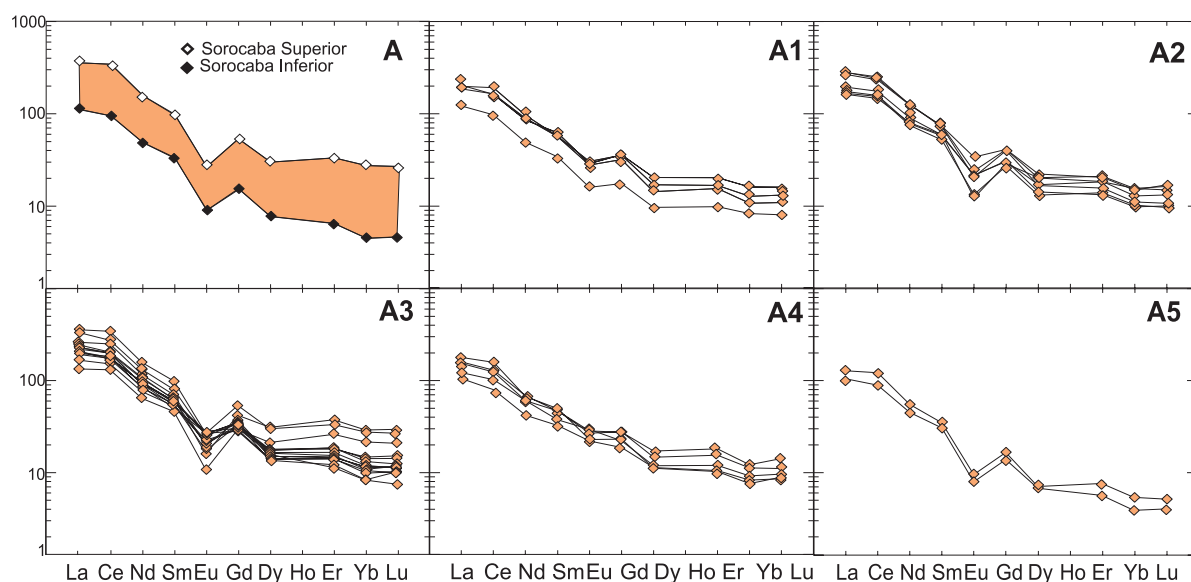
A distribuição de REE da fase inicial que é constituída por granodioritos e dioritos (Figura 2A1),

apresenta um padrão suavizado com  $[La/Yb=15,36]_N$ , fraca anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,62]_N$  e padrão assimétrico do braço Ce-Sm=2,95 em relação à Gd-Yb=2,55.

As distribuições de REE do arcabouço principal (Figura 2A2) de composição monzogranítica com idade  $T_{DM}$  de 2,11 Ga, apresentam um padrão, com  $[La/Yb=19,68]_N$ , anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,40]_N$  e padrão assimétrico de Ce-Sm=3,15 em relação à Gd-Yb=2,85.

As fácies com disposição lateral ao corpo principal, encontram-se caracterizadas por duas associações, a dos monzogranitos porfiríticos róseos (Figura 2A3), que apresentam uma distribuição de REE, com razões menores de  $[La/Yb=18,52]_N$ , forte anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,46]_N$  e forte assimetria de Ce-Sm=3,26 em relação à Gd-Yb=2,65 e a dos monzogranitos porfiríticos cinza (Figura 2A4), apresentando um padrão menos acentuado, com  $[La/Yb=17,12]_N$ , suaves anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,78]_N$  e fraca inclinação de Ce-Sm=2,89 em relação à Gd-Yb=2,58.

A associação mais tardia de composição leuco e monzogranítica (Figura 2A5) de ocorrência localizada e circunscrita, apresenta idade  $T_{DM}$  de 1,86 Ga e é caracterizada por  $[La/Yb=23,30]_N$ , com leve anomalia positiva de Eu, e  $[Eu/Eu^*=0,37]_N$  e aumento da assimetria definida por Ce-Sm=3,22 em relação à acentuada redução de Gd-Yb=3,11.



**FIGURA 2.** Elementos terras raras do Complexo Sorocaba normalizado pelo condrito de Boynton (1984) pelas associações geoquímicas da média total superior e inferior (A) e (A1, A2, A3 e A4 incluindo as fácies tardias designadas de A5).

O *Batólito São Francisco* apresenta-se delimitado pelas zonas de cisalhamentos Pirapora-Taxaquara a sul e Moreiras a norte e inserido na estrutura Antiformal de Alumínio. Compreende 8 fácies granitóides compostas principalmente por sienogranitos ao lado de quantidades menores de monzogranitos e raros quartzos monzodioritos que ocorrem na forma de mega-enclaves. Estas fácies são frequentemente porfiríticas com raros a abundantes fenocristais manteados, constituindo texturas rapakivis e localmente anti-rapakivi. São rochas hololeucocráticas a leucocráticas, com índice de coloração inferiores a 6, sendo a biotita o principal mineral máfico e raramente ocorre hornblenda em algumas fácies (Godoy, 1989, 2003; Godoy & Figueiredo, 1991b).

A evolução do Complexo São Francisco é caracterizada por uma fase inicial em que são raramente preservados enclaves e mega-enclaves de quartzo monzodioritos. A fase principal que constitui o arcabouço do complexo é caracterizada pelas intrusões de sienogranitos com feições rapakivi ou não. A fase marginal ou de acreção é constituída de monzogranitos porfiríticos laterais à anterior e de sienogranitos porfiríticos com frequentes feições texturais rapakivi, que constituem estruturas circulares intrusivas nas rochas mais antigas, parcialmente preservadas, pois foram cortadas pelas falhas transcorrentes que bordejam o complexo. A fase final é constituída pela fácies equigranulares marginais e tardiamente por raras intrusões de aplitos que cortam todas as outras fácies (Godoy, 1989; 2003).

Os trabalhos específicos versando sobre a caracterização petrográfica, faciológica e geoquímica deste complexo encontram-se discutidos em Godoy (1989); Wernick et al. (1991, 1994a, 1997) e Godoy et al. (1992b, 1996b, 1999b) e mostram que cada uma das fases magmáticas é caracterizada por um gradual enriquecimento em sílica e no qual cada nova fase inicia-se com um impulso magmático com teores em sílica inferiores em relação ao último impulso da fase precedente.

Quanto aos álcalis, os impulsos magmáticos podem ser agrupados quimicamente em dois conjuntos distintos, o primeiro caracteriza-se por um gradual aumento do teor de  $K_2O$  e por um decréscimo no teor de  $Na_2O$  nos sucessivos impulsos magmáticos. O segundo caracteriza-se por um comportamento oposto tanto em termos de  $K_2O$  quanto de  $Na_2O$ . Desta maneira a etapa magmática da colocação das intrusões circulares de natureza predominante rapakivi, representa a etapa de transição a partir da qual o complexo adquire um caráter gradualmente mais sódico em relação a um magmatismo inicial potássico (Wernick et al., 1991; 1977 e Godoy et al., 1995).

Estas fases apresentam-se também distintas em relação ao padrão de REE e com as idades modelo  $T_{DM}$  que também evidenciam estas variações, apresentando os valores decrescentes da parte central para as bordas do maciço, sugerindo processos de acreção. Compreendem predominantemente, sienogranitos porfiríticos com idade  $T_{DM}$  de 1.93 Ga, enquanto os subordinados sienogranitos equigranulares e sienogranitos grosseiros mostram idades  $T_{DM}$  de 2.20 Ga e 1.94 Ga e os quartzos dioritos apresentam idade  $T_{DM}$  de 1.89 Ga. As fácies sienograníticas porfiríticas rapakivis de plutons circulares, que cortam o batólito, com idades  $T_{DM}$  entre 1.85 a 1.96 Ga (Dantas et al., 1999). Análises do tipo (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica, realizadas por Vlach & Gualda (2000) forneceu idade de  $615 \pm 16$  Ma para cristalização destas rochas.

A evolução magmática sugere uma fonte fracionada apresentando quatro fases ou associações de fácies que serão denominadas de (B) para os valores médios REE (Figura 3).

O padrão geral dos REE em relação ao padrão adotado (Boynton, 1984) – crosta inferior apresenta-se enriquecido, com  $[La/Yb=11,86]_N$ , forte anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,24]_N$  e forte padrão assimétrico com alta inclinação do braço Ce-Sm=3,86 em relação à Gd-Yb=1,36 (Figura 3B). A fase inicial do quartzo monzodiorito (Figura 3B1), apresenta valores de  $[La/Yb=15,66]_N$ , fraca anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,68]_N$  e padrão assimétrico de Ce-Sm=2,91 em relação à Gd-Yb=2,75.

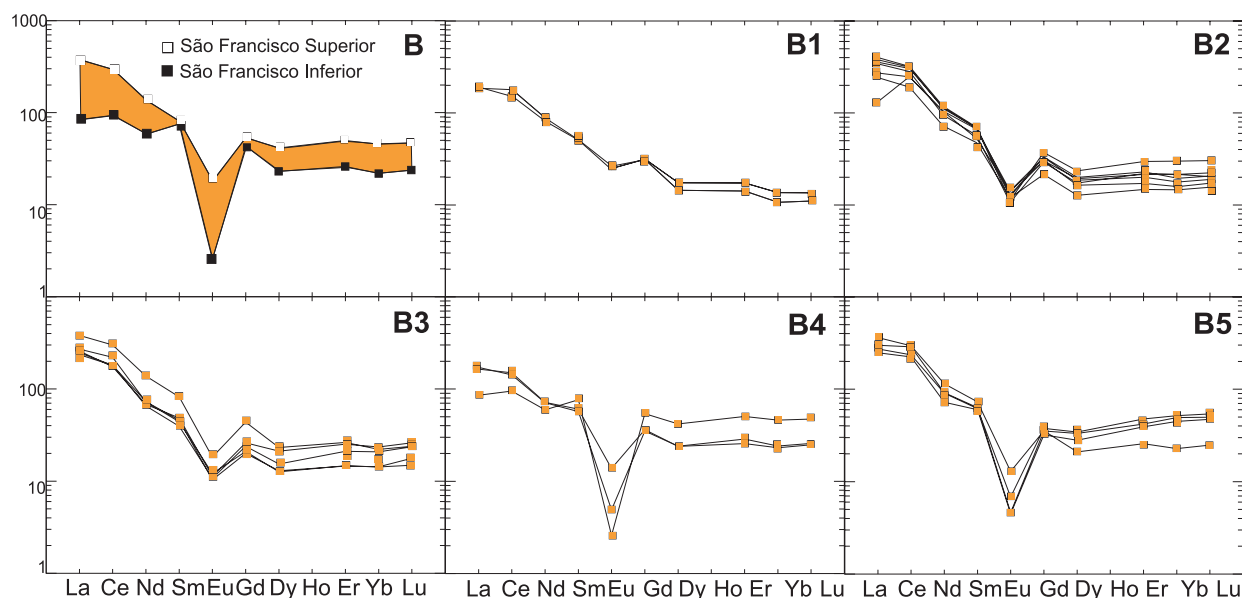
A distribuição de REE da fase principal de composição sieno/monzogranítica porfiríticas rapakivi (Figura 3B2) com idade  $T_{DM}$  de 2,2 Ga, apresentam um padrão de distribuição com  $[La/Yb=14,45]_N$  e anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,28]_N$  e padrão assimétrico definido pela inclinação de Ce-Sm=4,30 em relação à Gd-Yb=1,55.

As fácies de sienogranitos porfiríticos rapakivis (Figura 3B3), que constituem as intrusões circulares marginais ao corpo principal, apresentam idades  $T_{DM}$  de entre 1.96-1,93 Ga e distribuição de REE semelhante ao principal, com razões menores de  $[La/Yb=15,09]_N$ , mas acentuando-se as anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,32]_N$  e menores valores de Ce-Sm=4,16 e Gd-Yb=1,42.

As fácies compostas pelos sienogranitos inequigranulares com disposição também marginal ao corpo principal (Figura 3B4) apresentam idade  $T_{DM}$  de 1,84 Ga e evidenciam um empobrecimento em REE, com  $[La/Yb=5,36]_N$ , intensa anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,14]_N$  e fraca assimetria em razão de Ce-Sm=2,07 em relação Gd-Yb=1,04.

A associação mais tardia dos leuco sienogranitos equigranulares a porfiríticos (Figura 3B5) é caracte-





**FIGURA 3.** Elementos terras raras do Complexo São Francisco normalizado pelo condrito de Boynton (1984) pelas associações geoquímicas da média total superior e inferior (B) e (B1, B2, B3 e B4 incluindo as fácies tardias designadas de B5).

rizada por um crescimento geral de REE, com  $[La/Yb=8,17]_N$ , forte anomalia positiva de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,14]_N$  e aumento da assimetria de Ce-Sm=4,04 em relação Gd-Yb=0,93.

O *Batólito São Roque* apresenta uma forma triangular definida por um arranjo da tectônica regional que controla e delimita o maciço através das zonas de cisalhamentos, a oeste, Mairinque, a leste, Araçari-guama e a sul, Taxaquara. Estas zonas possibilitam uma progressiva geração de espaços, definindo estruturas *pull-apart*, com direção geral NE-SW e tardiamente associa-se uma tectônica rúptil de direção NW-SE, segundo Oliveira et al. (1992a); Hackspacher et al. (1996); Godoy et al. (1992c); Andrade (1993) e Godoy (2003).

A evolução do Complexo São Roque é caracterizada por 10 fácies granitóides leucocráticas, que constituem numa fase inicial composta por granodioritos porfiríticos e dioritos equigranulares, constituindo pequenos corpos mais antigos e circunscritos. A fase principal define o arcabouço do maciço e é constituída por monzogranitos porfiríticos. A fase intermediária em menor expressão é constituída por monzogranitos inequigranulares róseo e cinza. A fase final tardia é caracterizada por sieno a monzogranitos equigranulares com turmalina e muscovita e localizadamente por corpos de aplitos e pegmatitos (Godoy et al., 1992c).

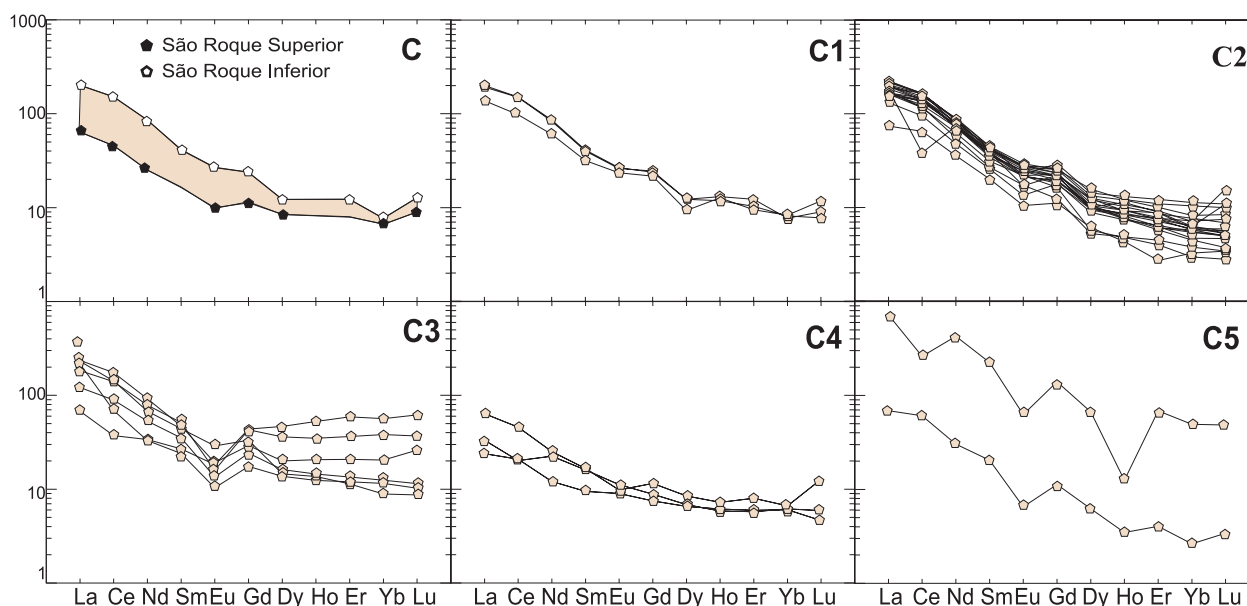
Os trabalhos litogeoquímicos específicos encontram-se parcialmente discutidos em Godoy et al.

(1996) e Godoy (2003). Estas fases apresentam-se também distintas em relação ao padrão de REE e com as idades modelo  $T_{DM}$  que também evidenciam estas variações. As idades modelo  $T_{DM}$  obtidas para duas fácies, a principal, os monzogranitos porfiríticos, com idades  $T_{DM}$  de 2.18 Ga e as fácies equigranulares tardias com idades  $T_{DM}$  de 1.95 Ga (Dantas et al., 1999).

A evolução magmática sugere uma fonte fracionada apresentando quatro associações de fácies que serão denominadas de (C) para os valores médios REE (Figura 4).

O comportamento geral dos REE das diversas faciologias do maciço evidencia enriquecimento em relação ao padrão adotado de Boynton (1984)—crosta inferior com valores de  $[La/Yb=17,8]_N$ ,  $[Eu/Eu^*=0,76]_N$ , Ce-Sm=3,22 e Gd-Yb=2,41 (Figura 4C). Os padrões de distribuição destes elementos mostraram-se assimétricos, gerados por um acentuado enriquecimento em elementos terras raras leves e empobrecimento em elementos terras raras pesados, mas com uma disposição subparalela muito regular entre as fácies, com exceção de algumas fácies mais tardias. Outras feições marcantes são o decréscimo do conteúdo de REE e o aumento de anomalias negativas de Eu à medida que aumenta o grau de diferenciação.

No geral os REE da associação inicial (Figura 4C1) dos granodioritos e dioritos apresentam um padrão de distribuição bastante suavizado com  $[La/Yb=22,15]_N$



**FIGURA 4.** Elementos terras raras do Complexo São Roque normalizado pelo condrito de Boynton (1984) pelas associações geoquímicas da média total superior e inferior (C) e (C1, C2, C3 e C4 incluindo as fácies tardias designadas de C5).

e suaves anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^* = 0,84]_N$  e padrão assimétrico definido por  $Ce-Sm = 3,12$  em relação à  $Gd-Yb = 2,87$ .

As fácies monzograníticas porfiríticas principais (Figura 4C2), com idade  $T_{DM}$  de 2.18 Ga, apresentam intervalo de variação dos elementos mais amplo, mas no geral, observa-se enriquecimento em REE, com  $[La/Yb = 31,97]_N$ , maior anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^* = 0,78]_N$  e padrão assimétrico definido por  $Ce-Sm = 4,81$  em relação à  $Gd-Yb = 3,43$ .

As fácies inequigranulares (Figura 4C3) são constituídas por dois conjuntos: a fácies cinza apresentando  $[La/Yb = 25,25]_N$ , forte anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^* = 0,99]_N$  e alta inclinação dos braços  $Ce-Sm = 2,78$  em relação à  $Gd-Yb = 3,06$ , enquanto as fácies róseas, a distribuição REE horizontaliza-se com razões  $[La/Yb = 9,20]_N$ , fortes anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^* = 0,46]_N$  e valores semelhantes de  $Ce-Sm = 2,89$ , mas com acréscimo de  $Gd-Yb = 2,17$ , indicando que os feldspatos são as principais fases removidas, além de minerais acessórios.

As fácies equigranulares mais tardias com muscovita (Figura 4C4), com idade  $T_{DM}$  de 1.95 Ga, apresentam baixos valores de REE,  $[La/Yb = 6,32]_N$ , fraca a levemente positiva anomalia de Eu, com  $[Eu/Eu^* = 0,88]_N$  e diminuição da assimetria pela forte redução dos braços de  $Ce-Sm = 1,90$  e de  $Gd-Yb = 1,29$ . Apresentando padrões distintos das demais fácies, sugerindo, a geração de magmas fracionados com a participação intensa de fusão e contaminação crustal e/ou por intrusões localizadas de magmas distintos,

gerados da fusão crustal em níveis mais rasos.

Para os aplitos (Figura 4C5), elevam-se os valores de REE, com  $[La/Yb = 23,72]_N$ , acentuada anomalia de Eu, com  $[Eu/Eu^* = 0,38]_N$ ,  $Ce-Sm = 2,46$  e  $Gd-Yb = 2,87$ , mas com dois padrões analisados bastante distintos, um com valores de assimetria menores, semelhantes ao principal e portanto cogenético, constituindo a fase residual e o outro com valores de assimetria fortemente acrescidos em REE, discrepantes do padrão principal, resultantes de uma forte diferenciação e, portanto, um magma final distinto e/ou contaminado.

O *Batólito Ibiúna* ocorre na área a sul da Zona de Cisalhamento Taxaquara e é caracterizado por 9 fácies granitóides leucocráticas, compostas por raras e localizadas ocorrências de enclaves de rochas quartzo dioríticas. Predominam monzogranitos e subordinadamente sienogranitos, com feições porfiríticas e secundados por rochas inequigranulares. A biotita ocorre como máfico principal, a hornblenda como máfico secundário, rara presença de piroxênio e localizada a de muscovita e/ou granada (Oliveira et al. 1998; Godoy et al., 1996c; Godoy, 2003; Gomes, 2003).

As idades modelo  $T_{DM}$  evidenciam estas variações e apresentam de modo geral valores decrescentes da parte central para as bordas do complexo, sugerindo processos de acreção na constituição do complexo, apresentando para a fácies principal constituída por monzogranitos porfiríticos variados, idades  $T_{DM}$  de 2.14 a 1.93 Ga. O quartzo diorito apresenta idade  $T_{DM}$  de 1.82 Ga e os granodioritos apresentam idade  $T_{DM}$  de 1.79 Ga (Dantas et al., 1999).

A evolução magmática do complexo indica uma fonte fracionada, sendo caracterizadas para o complexo quatro fases crustais distintas designadas de (D) para os valores médios REE (Figura 5).

O estudo das REE no geral mostra enriquecimento em relação ao padrão adotado de Boynton (1984)–crosta inferior, e o padrão de distribuição geral dos REE apresenta valores de  $[La/Yb=57,17]_N$ ,  $[Eu/Eu^*=0,86]_N$  e  $Ce-Sm=4,58$  e  $Gd-Yb=3,91$  (Figura 5D).

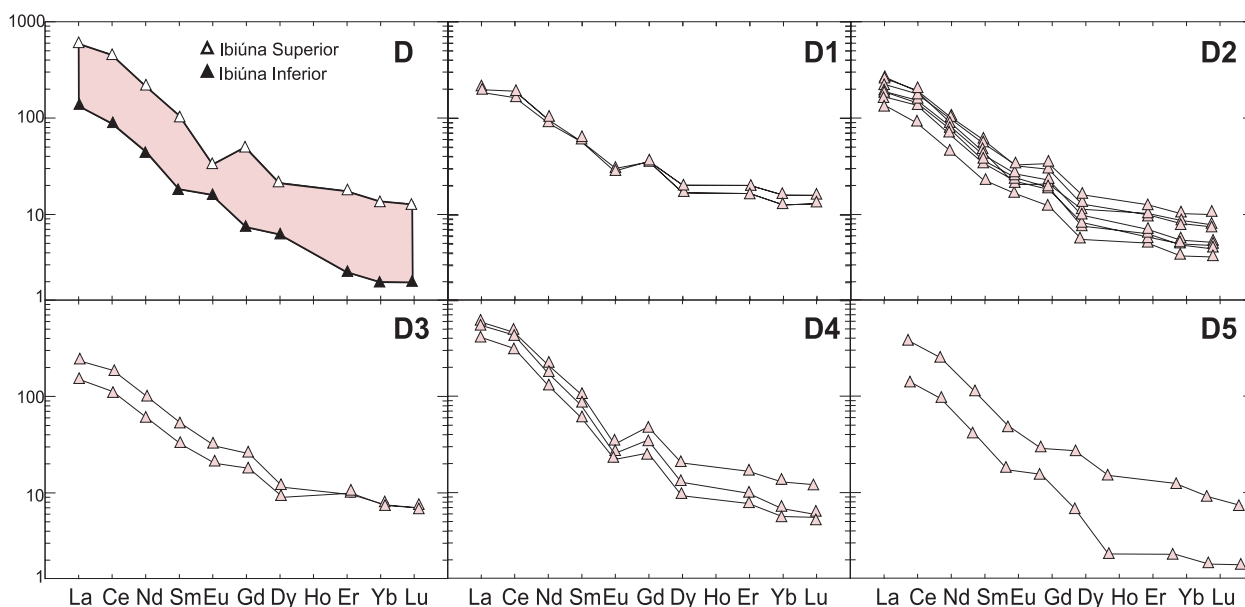
A distribuição de REE da fase inicial que é constituída por granodioritos (Figura 5D1), apresenta um padrão com  $[La/Yb=15,95]_N$ , anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,60]_N$  e padrão assimétrico com  $Ce-Sm=3,01$  em relação à  $Gd-Yb=2,95$ . Para o arcabouço principal de composição monzogranítica (Figura 5D2), com idade  $T_{DM}$  de 2.14 Ga, apresenta um padrão de distribuição enriquecido, com  $[La/Yb=38,68]_N$ , fracas anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,78]_N$  e padrão assimétrico de  $Ce-Sm=3,98$  em relação à  $Gd-Yb=3,71$ , com um comportamento paralelo dos padrões, em que o aumento dos valores de REE, ocorre principalmente pelo fracionamento dos feldspatos.

As fácies com disposição mais lateral aos corpos principais são caracterizadas pelas associações constituídas pelas fácies monzograníticas inequigranulares porfíricas róseas (Figura 5D3) de idade  $T_{DM}$  de 1.93 Ga e que apresentam a distribuição de REE bem semelhante ao padrão da fácies principal, com razões de  $[La/Yb=55,69]_N$ , fracas anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,79]_N$  e com valores comparativos,

menores de  $Ce-Sm=3,64$  e de  $Gd-Yb=2,99$  e pelas fácies monzograníticas inequigranulares porfíricas cinza (Figura 5D4), que apresentam idade  $T_{DM}$  de 1.82 Ga e evidenciam um maior enriquecimento em REE, com  $[La/Yb=72,45]_N$ , fortes anomalias negativas de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,45]_N$ , e acentuada inclinação do braço  $Ce-Sm=5,17$  em relação à  $Gd-Yb=4,63$ . O crescimento acentuado em LREE e as fortes anomalias de Eu, sugerem a intensificação do processo de diferenciação, com remoção dos plagioclásios.

A associação mais tardia de composição leuco e monzogranítica, de ocorrência localizada e circunscrita (Figura 5D5), apresentam idade  $T_{DM}$  de 1.79 Ga, caracterizada por  $[La/Yb=67,61]_N$ , com leves anomalias de Eu, com  $[Eu/Eu^*=1,02]_N$  e redução de  $Ce-Sm=5,48$  e de  $Gd-Yb=3,48$ .

Analisando as amostras individualmente desta associação, observam-se dois padrões distintos, envolvendo processos anatéticos e/ou contaminação crustal: um definido por leuco sienogranitos, que apresentam  $[La/Yb=46,34]_N$ , com leve anomalia positiva de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,74]_N$  e aumento da assimetria devido a acentuada redução de  $Ce-Sm=5,23$  e principalmente de  $Gd-Yb=3,09$  e o outro padrão caracterizado por monzogranito com muscovita e granada, apresentando valores  $[La/Yb=88,87]_N$ , com leve anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^*=1,30]_N$  e diminuição da assimetria, acentuado aumento de  $Ce-Sm=5,73$  em relação a  $Gd-Yb=3,86$ . As assimetrias paralelas e o aumento destes padrões sugerem ser litotipos cogenéticos, definidos pela intensificação do



**FIGURA 5.** Elementos terras raras do Complexo Ibiúna normatizado pelo condrito de Boynton (1984) pelas associações geoquímicas da média total superior e inferior (D) e (D1, D2, D3 e D4 incluindo as fácies tardias designadas de D5).

processo de diferenciação, com aumento de feldspatos potássico e a participação da granada.

O *Batólito Piedade* estudado ocorre no extremo sul da Folha Sorocaba em uma pequena fração da sua extensão total. É constituído na área por quatro fácies principais, a primeira de ocorrência localizada constituída pelos enclaves de dioritos, a principal constituída pelos biotitas monzogranitos porfiríticos róseo-acinzentados, mais frequentes; a terceira por sienogranitos porfiríticos claros hololeucocráticos e a última por leuco sienogranitos porfiríticos brancos (Janasi et al., 1990, 1994, 2001; Godoy et al., 1996b; Leite, 1997).

O Complexo Piedade na área inclui enclaves de dioritos com valores de  $T_{DM}$  de 2.02 Ga, biotita monzogranitos porfiríticos, com valores de  $T_{DM}$  variando de 1.97 e 1.96 Ga e as fácies tardias de leucogranitos equigranulares com valores de  $T_{DM}$  de 1.91 Ga. Leite (1997) a partir de monazitas apresenta idade U-Pb de  $601 \pm 2$  Ma para cristalização destas rochas.

Segundo, Godoy (1989; 2003) quanto aos padrões litogeoquímicos deste conjunto de rochas granitóides,

bem como dos processos geradores, com exceção do Batólito São Francisco, constituem em rochas do Tipo I, da série cálcio-alcálica de médio a alto potássio, peraluminosas a metaluminosas, sin-colisionais para o conjunto inicial a principal a tardi-orogênicas para as fácies acrescionárias do batólito, ou seja, as mais diferenciadas e/ou com feições rapakivíticas.

Para o Batólito São Francisco predominantemente rapakivítico os dados apontam para a geração de um magmatismo em ambiente de transição entre os tipos I e A, de caráter subalcalino a alcalino, pós- a tardi-orogênico a anarogênico.

Portanto, os batólitos cálcio-alcálicos são formados em ambientes colisional resultante de um evento orogênico acrescionário do arco magmático associado à Orogênese São Roque, pela fusão de material da crosta inferior heterogênea e com a geração de magmas distintos, associados a processos de fracionamento magmático. Para o Batólito São Francisco distinto dos demais, possivelmente poderia corresponder um magmatismo reflexo em um ambiente extensional no final do desenvolvimento da principal magmatogênese (Godoy, 2003).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área é caracterizada por associações de rochas para e ortoderivadas de grau metamórfico distintos, separadas e colocadas lado a lado tectonicamente, através de zonas de cisalhamento de direção predominante NE-SW definindo três grandes compartimentos geotectônicos.

Supõe-se a existência de diferentes terrenos, predominantemente paleoproterozóico, como fonte de proveniência dos sedimentos nos três domínios. As variações das idades das fontes de proveniência nestes domínios indicam que cada um dos domínios aqui considerados evoluiu separadamente em evento anterior à sua amalgamação e justaposição no final da Orogênese Neoproterozóica.

O magmatismo neoproterozóico é expressivo nos três domínios e caracteriza-se por maciços granitóides com arquitetura complexa constituídos pela presença de uma fase inicial de composição intermediária e restrita, seguida da fase magmática principal porfirítica, e posteriormente uma fase de acreção lateral de material equigranular, e em alguns casos pela acreção de fases tardias de granitos rapakivi, e tardiamente a fase final aplítica e/ou pegmatóide.

A granitogênese dos complexos encontra-se associada à uma tectônica rúptil sin a tardi (Sn+3) com *emplacement* das faciologias de alguns batólitos em estruturas transtrativas do tipo *pull-apart*.

A partir da correlação comparativas dos padrões de distribuições dos elementos terras raras para os complexos, sugere-se que as fases magmáticas, quanto a este aspecto geoquímico são semelhantes, sincrônicas e repetitivas para os complexos (Sorocaba, São Roque e Ibiúna). Já o Complexo São Francisco apresenta também um padrão semelhante de acreção, mas composicionalmente apresenta-se bastante distinto dos demais.

Esta sequência de fases possibilita interpretações de um magmatismo que se desenvolveu em diferentes etapas magmáticas. Suporta esta hipótese a grande variação na composição isotópica a nível de fases magmáticas presentes em cada complexo, tratando-se de uma feição comum em todos os corpos analisados e em alguns destes, evidenciando uma zonação na acreção da parte central para as bordas dos complexos.

Desta maneira, as variações composicionais e temporais ( $T_{DM}$ ) nestes granitos podem refletir tanto a derivação por fontes distintas, quanto por mesma fonte evoluída sob distintas condições magmatogênicas, associadas a processos de contaminação crustal frequentes, gerando localizadamente mineralogias de granitóides do tipo S e, em algumas fácies mais tardias.

O ambiente geológico desta província, portanto encontra-se relacionado ao final do evento colisional

da Orogênese São Roque, alcançando ambientes mais estáveis de consolidação e estabilização tectônica da área. A superposição temporal destes magmatismos encontra-se associadas às antigas zonas de descon-

tinuidade crustal profundas, possivelmente reativadas em função da implantação do regime transcorrente no Neoproterozóico, condicionando e controlando o posicionamento e a geometria final de cada maciço.

## AGRADECIMENTOS

Ao apoio da FAPESP, proc. n° 98/09869-8 e CNPq, proc. - n° 301795/85-1.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ANDRADE, F.R.D. **Complexo Granitóide São Roque: petrografia, litoquímica e tipologia de zircão**. Rio Claro, 1993. 156 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
2. BERGMANN, M. **Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Seqüência Vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus-SP**. São Paulo, 1988. 167 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
3. BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Coord.), **Rare-earth Elements Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, p. 63-114, 1984.
4. CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCONCELOS, A.C.B. A nappe de cavalgamento de Socorro (SP-MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, v. 4, p. 1809-1822.
5. CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogenèse superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 1, p. 1-22, 1973.
6. CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. **Crustal evolution of the South American platform**. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Coords.), **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 19-40, 2000.
7. CORDANI, U.G.; COUTINHO, J.M.V.; NUTMAN, A.P. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 903-910, 2002.
8. DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; SATO, K.; PIMENTEL, M.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; FETTER, A. Characterization of the generating sources of continental crust of the Ribeira Belt through isotopes of Nd in the state of São Paulo, SE of Brazil. In: SIMPOSIO SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA E SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, 1999, Cordoba. **Atas...** Cordoba: Instituto de Geologia y Recursos Minerales, 1999, v. 1, p. 192-195.
9. FETTER, A.H.; HACKSPACHER, P.C.; EBERT, H.D.; DANTAS, E.L.; COSTA, A.C.D. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo Basement Complex of the Central Ribeira Belt southeastern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, 2001, Pucón. **Extended Abstracts...** Pucón: Sociedad Geológica de Chile, 2001, p. 36. CD-ROM.
10. GODOY, A.M. **Caracterização Faciológica, Petrográfica e Geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco, SP**. São Paulo, 1989. 221 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
11. GODOY, A.M. **Estudos Geológicos das Rochas Granitóides e Metamórficas e suas Aplicações como Rochas Ornamentais e de Revestimento**. Rio Claro, 2003. 243 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
12. GODOY, A.M. & FIGUEIREDO, M.C.H. Caracterização Faciológica e Petrográfica do Maciço Granitóide Sorocaba (SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, v. 1, p. 131-138. (a).
13. GODOY, A.M. & FIGUEIREDO, M.C.H. Caracterização Faciológica e Petrográfica dos Maciços Granitóides São Francisco e Pirapora (SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, v. 1, p. 139-145. (b).
14. GODOY, A.M.; WERNICK, E.; DIEFENBACH, K.W. Arquitetura e Ciclos Magmáticos do Complexo Rapakivi Sorocaba, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 1, p. 329-330. (a).
15. GODOY, A.M.; WERNICK, E.; DIEFENBACH, K.W. Arquitetura e Evolução Magmática do Complexo Rapakivi São Francisco-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 1, p. 350-351. (b).
16. GODOY, A.M.; ZANARDO, A.; ARTUR, A.C.; OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES N.; HACKSPACHER, P.C.; GALEMBECK, T.M.B. Rochas Granitóides da Folha São Roque-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 37, 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 1, p. 356-357. (c).
17. GODOY, A.M.; WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; HÖRMANN, P.K. Magmatic Cycles in the Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995, Belém. **Abstract...** Belém: R. Dall'Agnol, M.J.B. Macambira & H.T. Costi (Eds.), 1995, v. 1, p. 36.
18. GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; HACKSPACHER, P.C. Geoquímica das Rochas Granitóides da Folha São Roque-SP. **Geociências**, v. 15, n° Esp., p. 67-88, 1996. (a).
19. GODOY, A.M.; HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA, M.A.F. Geologia da Região de Sorocaba-SP. **Geociências**, v. 15, n. Esp., p. 89-110, 1996. (b).
20. GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; HACKSPACHER, P.C. Geoquímica das Rochas Granitóides da Folha de São Roque-SP. **Geociências**, v. 15, n. Esp., p. 67-88, 1996. (c).
21. GODOY, A.M.; GOMES, A.B.; HACKSPACHER, P.C.; GALEMBECK, T.M.B. Geoquímica de Elementos de Terras Raras do Complexo Granitóide Rapakivi Sorocaba, SP. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 5 E CONGRESSO BRASILEIRO DE

- GEOQUÍMICA, 7, 1999, Porto Seguro. **Anais...** Porto Seguro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1999, v. 1, p. 514-516. (a).
22. GODOY, A.M.; GOMES, A.B.; HACKSPACHER, P.C.; GALEMBECK, T.M.B. Geoquímica de Elementos de Terras Raras do Complexo Granitóide Rapakivi São Francisco, SP. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 5 E CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7, 1999, Porto Seguro. **Anais...** Porto Seguro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1999, v. 1, p. 511-513. (b).
  23. GOMES, A.B. **Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica da parte norte do Maciço Granitóide Ibiúna, na Região Sudeste do Estado de São Paulo**. Rio Claro, 2003. 130 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
  24. HACKSPACHER, P.C. **Tectônica Transtensiva/Transpressiva e Alojamento de Rochas Plutônicas, a Exemplo da Folha Cabreúva (SP) 1:50.000**. Rio Claro, 1994. 210 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
  25. HACKSPACHER, P.C. & GODOY, A.M. Transtensional/Transpressional Tectonic and Plutonic Rocks Emplacement: The Calc- to Alkaline Granites of The Ribeira Belt, São Paulo, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAOKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995, Belém. **Abstract...** Belém: R. Dall’Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Eds.), 1995, v. 1, p. 40-41.
  26. HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; FETTER, A.H.; VAN SCHMUS, W.R. Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the Sao Paulo State, Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. In: SYMPOSIUM. SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA E SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, 1999, Cordoba. **Atas...** Cordoba: Instituto de Geologia y Recursos Minerales, 1999, v. 1, p. 310-313.
  27. HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L., SPOLADORE, A.; FETTER, A.H., OLIVERIRA, M.A.F. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New geochronological and Geochemical constrains from the São Roque-Acungui Groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.
  28. HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; DANTAS, E.L.; EBERT, H.D.; JANASI, V.A.; DANTAS, E.L.; OLIVEIRA, M.A.F.; BRAGA, I.F.; NEGRI, F.A. Magmatismo há ca. 660 - 640 Ma no Domínio Socorro: Registros de Convergência Pré-Colisional na Aglutinação do Gondwana Ocidental. **Geologia USP – Série Científica**, v. 3, p. 85-96, 2003.
  29. HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. Tectônica Transcorrente e de Cavalgamento do Sistema de Cisalhamento do Sudeste Brasileiro. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. **Anais...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, v. 1, p. 223-230. (a).
  30. HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA, M.A.F.; GODOY, A.M. Controle do Nível Metamórfico e da Disposição dos Corpos Granitóides pela Tectônica Dn+3/Transcorrente na Folha Cabreúva. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, v. 1, p. 151-154. (b).
  31. HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. Geologia da Folha Cabreúva- SP, 1:50.000. **Geociências**, v. 15, n. Esp., p. 111-131, 1996.
  32. HACKSPACHER, P.C.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; ARTUR, A.C. Tectônica Transcorrente-Transpressiva Brasileira da Folha São Roque- SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 1, p. 348-349.
  33. HASUI, Y. **Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul**. São Paulo, 1973. 189 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
  34. HASUI, Y. Evolução Polifásica do Pré-Cambriano a Oeste de São Paulo. **Boletim do Instituto Geológico**, v. 6, p. 95-108, 1975.
  35. HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coords.), **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda., 378 p., 1984.
  36. HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v. 3, p. 2579-2593.
  37. HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; CAMPOS NETO, M.C.; TROUW, R.A.J. Província Mantiqueira. **Geologia do Continente Sul-Americano**. Rio de Janeiro: Beca, p. 1-13, 2004.
  38. JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; ULBRICH, H.H.G.J. Diversidade do magmatismo granítico tardi- brasileiro na região de Piedade, SP: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camburiú. **Anais...** Camburiú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, v. 1, p. 131-33.
  39. JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; SCHMUS, W.R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatismo in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.
  40. JANASI, V.A.; VASCONCELOS, A.C.B.C.; VLACH, S.R.F.; MOTIDOME, M.J. Granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 4, p. 1925-1935.
  41. JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. Petrogênese do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos Associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região de São Roque-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 1, p. 730-747.
  42. JULIANO, C.; HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; FETTER, A.H. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque group. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 82-86, 2000.
  43. LEITE, R.J. **Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitóides da Região de Piedade, SP**. São Paulo, 1997. 138 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
  44. OLIVEIRA, M.A.F.; GODOY, A.M.; ZANARDO, A.; ARTUR, A.C.; HACKSPACHER, P. C.; MORALES, N. Geologia da Folha São Roque-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 2, p. 126-127. (a).
  45. OLIVEIRA, M.A.F.; HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M. Geologia da Folha Japi - SP em 1:25.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 1, p. 129-130. (b).
  46. OLIVEIRA, M.A.F.; GODOY, A.M.; HACKSPACHER, P.C.; MORALES, N. Geologia da Folha São Roque, SP - 1:50.000. **Geociências**, v. 17, n. 2, p. 123-134, 1998.

47. OLIVEIRA, M.A.F.; MELO, R.P.; NARDY, A.J.R.; ARAB, P.B.; TRINDADE, I. New U/Pb Paleoproterozoic zircon age for the Cajamar metabasite, São Roque Group, Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6, 2008, San Carlos de Bariloche. **Book of Abstracts...** San Carlos de Bariloche: Instituto de Geologia y Recursos Minerales, 2008, p. 71.
48. OLIVEIRA, M.A.F.; SOUZA, S.C.A.; TEIXEIRA, W.; VASCONCELOS, P.M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the Alumínio (Serra do Itaberaba Group) and Hermida (Itapira Group) Amphibolite, central portion of the Ribeira Belt, Brazil: Preliminary Inferences. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2004, Salvador. **Short Papers...** Salvador, 2004, p. 706-712.
49. TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SCHMUSS, R.V.; 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...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 1, p. 2840-2853.
50. VLACH, S.R.F. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) brasileiro orogeny: the Embu Terrane, southeastern Brazil. In: SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, 3, 2001, Chile. **Actas...** Chile, 2001, p. 265-268.
51. VLACH, S.R.F. & GUALDA, G.A.R. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 214-218, 2000.
52. WERNICK, E. Arc-related Rapakivi Granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 20-24, 2000.
53. WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; HÖRMANN, P.K. Geochemical Variability of Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995, Belém. **Abstracts...** Belém: R. Dall'Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Eds.), 1995, v. 1, p. 36.
54. WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; HÖRMANN, P.K. Geochemical Variability of Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, SE Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 69, n. 3, p. 395-413, 1997.
55. WERNICK, E.; GODOY, A.M.; GALEMBECK, T.M.B. The São Francisco, Sorocaba and Itu Rapakivi Complexes (Late Precambrian, State of São Paulo, Brasil) Geological, Petrographic and Geochemical Aspects. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1991, Helsinki. **Abstracts...** Helsinki: R. Dall'Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Eds.), 1991, v. 1, p. 61-62.
56. WERNICK, E.; GODOY, A.M.; FERREIRA, C.J.; GALEMBECK, T.M.B.; ARTUR, A.C.; ANDRADE, F.R.D. Estruturação e Evolução Magmática de Granitóides Associados a Falha Transcorrente (Estado de São Paulo, SE Brasil): Um Estudo Comparativo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, 1993, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993, v. 1, p. 87-89.
57. WERNICK, E.; GODOY, A.M.; GALEMBECK, T.M.B. Fases Magmáticas e Aspectos Químicos dos Complexos Rapakivi Sorocaba, São Francisco e Itu, SP: Estudo Comparativo. **Geociências**, v. 13, n. 1, p. 175-183, 1994. (a).
58. WERNICK, E.; HORMANN, P.K.; ARTUR, A.C.; FERREIRA, C.J.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; ANDRADE, F.R.D. Fase, Impulso e Ciclo Magmático em complexo Granitóide Associado à Falha Transcorrente, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 248-258, 1994. (b).

*Manuscrito Recebido em: 18 de setembro de 2009  
Revisado e Aceito em: 21 de janeiro de 2010*