

GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DA SUÍTE GALILÉIA: EXEMPLO DE MAGMATISMO TIPO-I METALUMINOSO PRÉ-COLISIONAL NEOPROTEROZÓICO DA REGIÃO DO MÉDIO VALE DO RIO DOCE (MG)

HERMÍNIO ARIAS NALINI JÚNIOR¹, RÔMULO MACHADO² & ESSAID BILAL

Resumo A Suíte Galiléia (594 ±6 Ma; U-Pb em zircões) está situada na região do Médio Vale do Rio Doce, entre as cidades de Governador Valadares e Galiléia, no oeste do estado de Minas Gerais. Corresponde a um batólito granítico alongado (>70 km x ~60 Km) com características tectônicas pré-colisionais associado com o corredor de Cisalhamento Conselheiro Pena-Resplendor. Possui uma foliação no estado sólido predominante e uma foliação magmática subordinada. É constituída essencialmente por tonalitos, tonalito-granodioritos e granitos, sendo comum a presença de enclaves microgranulares quartzo monzodioríticos. Estas rochas possuem características químicas cálcio-alcálicas, médio-K, meta-aluminosas a marginalmente peraluminosas, com índice de saturação em alumina entre 0,85 e 1,07. Os teores em SiO₂ (tonalitos, granodioritos e granitos) variam entre 58,1 a 72,1%, com valores de K₂O entre 1,1 e 4,4% e razões Na₂O/K₂O entre 0,6 e 2,8. Observam-se, em diagramas do tipo *Harker*, alinhamentos contínuos de grande parte dos elementos maiores e traços (Fe₂O₃, Al₂O₃, P₂O₅, CaO, K₂O, MnO, Co, V, Sc, Zn e Ga), que são compatíveis com a cristalização de minerais ferromagnesianos, feldspatos (plagioclásio e feldspato potássico) e minerais acessórios. Os isótopos de Sr e Nd disponíveis sugerem a predominância de processos de reciclagem crustal para a origem dessas rochas.

Palavras-chave: Suíte Galiléia, Geoquímica, Petrogênese

Abstract *GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF THE GALILÉIA SUITE: EXAMPLE OF NEOPROTEROZOIC PRECOLLISIONAL METALUMINOUS I-TYPE MAGMATISM IN THE MEDIUM RIO DOCE VALLEY MINAS GERAIS, BRAZIL* The Galiléia Suite (594 ±6 Ma; U-Pb zircon age) is situated in the middle region of Doce River Valley, between the towns of Governador Valadares and Galiléia, eastern of Minas Gerais State. It is an elongated granitic batholith (> 70 km x ~60 km) associated to a pre-collision tectonic setting with the Conselheiro Pena-Resplendor Shear Zone. The batholith presents a dominant solid-state foliation and subordinated magmatic flow foliation. The main rocks types are tonalites, tonalites-granodiorites and granites. Microgranular enclaves of quartz monzodioritic composition are commonly found. The chemical affinity of these rocks is calc-alkaline, medium-K, and metaluminous the moderately peraluminous, with alumina saturation index between 0,85 and 1,07. The SiO₂ content varies from 58,1 to 72,1%, with values of K₂O from 1,1 to 4,4% and Na₂O/K₂O ratios from 0,6 to 2,8. In the diagrams *Harker* type, several major and trace elements (Fe₂O₃, Al₂O₃, P₂O₅, CaO, K₂O, MnO, Co, V, Sc, Zn e Ga) display continuous trends. This type of behavior is compatible with crystallization of iron-magnesium minerals, feldspars (plagioclase and potassic feldspar) and accessory minerals. Sr and Nd disposable isotopes suggest that the crustal reworking of the Transamazonic rocks was the dominant petrogenetic process in the generation of this suite.

Keywords: Galiléia Suite, Geochemistry, Petrogenesis, Araçuaí Belt.

INTRODUÇÃO A região aqui estudada situa-se na porção leste do cráton do São Francisco e encontra-se inserida no segmento centro-leste da Faixa Araçuaí (*sensu* Pedrosa-Soares & Wiedeman-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001) ou Província Mantiqueira Setentrional (Almeida & Hasui 1984). Este segmento faz parte do domínio interno da Faixa Araçuaí (Setor Oriental, Siga Jr. 1986) e corresponde à região onde as estruturas NE-SW do Cinturão Ribeira, imediatamente ao norte da divisa do Rio de Janeiro com o Espírito Santo, mostram uma forte inflexão do *trend* estrutural para orientação próxima de N-S.

Regionalmente são distinguidas duas unidades maiores: um embasamento, de idade transamazônica ou mais antiga, constituído principalmente por gnaisses, migmatitos e granulitos (Complexos Juiz de Fora, Pocrane e Piedade), e uma cobertura metassedimentar, de idade brasileira, constituída sobretudo por

xistos com granada e estaurólita intercalados em quartzitos (grupos Rio Doce e Crenaque). Estas duas unidades foram afetadas por expressivo magmatismo granitóide com idades U-Pb compreendidas no intervalo de 630 a 500 Ma (Siga Jr 1986, Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000, Noce *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002). A leste da região estudada, no Espírito Santo, foram obtidas idades U-Pb de 590 Ma e 558 Ma em zircões, consideradas como a idade de metamorfismo regional (Söllner *et al.* 1987 e 1989). Estes autores consideram ainda uma fase de anatexia intermediária (568 Ma) e outra mais nova (~ de 500 Ma).

O magmatismo granitóide brasileiro da região do vale do Rio Doce têm sido dividido em grupos tectônicos, denominados de pré-, sin a tardi-, e pós-tectônicos (Siga Jr. 1986, Bilal *et al.* 1998), ou ainda, em suítes (G1 a G5), designadas de G1, G2, G3, G4 e G5 (Pedrosa-Soares *et al.* 1999). As suítes G1 e G2 correspondem aos

1 - Departamento de Geologia de Universidade Federal de Ouro Preto. Campus Morro do Cruzeiro, Ouro Preto/MG. CEP: 35400-000. E-mail: nalini@degeo.ufop.br

2 - Instituto de Geociências da USP e Pesquisador do CNPq. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo/SP. CEP: 05508-900. E-mail: rmachado@usp.br

3 - École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne 158, cours Fauriel F-42023 Saint-Étienne cedex 2. E-mail: bilal@emse.fr

granitos sintectônicos ou pré- a sincolisionais, a G3, aos tardi-tectônicos ou pós-colisionais, as G4 e G5, respectivamente, aos tardi- a pós-tectônicos e pós-tectônicos, ou relacionadas ao colapso final do orógeno (Pedrosa-Soares *et al.* 1999, Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos 2000).

Dados isotópicos de Sr e Nd sobre esses granitos têm sido obtidos na região do Médio Vale do Rio Doce (Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000 a e b, Bilal *et al.* 2000) e na porção setentrional da Faixa Araçuaí (Martins 2000, Martins *et al.* 2004).

Foram reconhecidos na região dois períodos tectono-magmáticos principais: o primeiro relacionado à fase de deformação D₁, e que foi responsável pelo evento colisional, sendo a ele vinculados os granitóides pré- e sintectônicos (entre 594 e 582 Ma), e o segundo relacionado a fase D₂, responsável por evento extensional, sendo a ele vinculado os granitóides tardi- a pós-tectônicos (entre 537 e 520 Ma) (Bilal *et al.* 2000).

O presente trabalho envolve a caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Granodiorítica/Tonalítica Galiléia, situada na região do Médio Rio Doce, entre as cidades de Galiléia e Conselheiro Pena, MG. Estas rochas foram englobadas na Suíte G1 de Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000). Além disso, serão considerados os dados isotópicos (Sr e Nd) disponíveis sobre a suíte para discutir sua petrogênese.

CONTEXTO REGIONAL Os dados geocronológicos disponíveis sobre a região abrangida por este trabalho apontam a existência de pelo menos dois ciclos orogênicos: o Ciclo Transamazônico, entre 2000 a 2200 Ma, e o Ciclo Brasileiro, entre 500 e 900 Ma (Cordani 1973, Siga Jr. 1986, Söllner *et al.* 1987, Silva *et al.* 1987, Söllner *et al.* 1989, Teixeira & Canzian 1994, Noce e Macambira 2000, Nalini *et al.* 2000a).

O ciclo Transamazônico afetou rochas de idades mais antigas (arqueanas) e foi responsável pela geração de expressivo plutonismo ácido a intermediário. O registro dessas exposições tem sido assinalado em diferentes núcleos do embasamento no interior da Faixa Araçuaí (Complexos Guanhões, Itacambira-Barroco, dentre outros).

O Ciclo Brasileiro foi responsável pela instalação e evolução do Orógeno Araçuaí. São disponíveis na literatura modelos tectônicos propostos para o orógeno envolvendo evolução ensialica (ver Siga Jr. 1986, Trompette 1997) e evolução na presença de crosta oceânica (sucção do tipo-B), neste último caso tendo por base a existência de remanescentes de rochas máficas e ultramáficas com idades Sm/Nd ao redor de 800 Ma, encontradas na região de Ribeirão da Folha (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998 e 2001).

As maiores unidades estratigráficas distinguidas na região são (*sensu* Silva *et al.* 1987): os complexos arqueanos/paleoproterozóicos (Complexos Pocrane, Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Piedade), e unidades do Neoproterozóico ao Cambriano (Grupo São Tomé, Grupo Crenaque e as suítes graníticas Galiléia e Urucum). Os dois primeiros complexos representam o embasamento da região e foram afetados por metamorfismo regional em fácies anfíbolito a granulito. Estes complexos têm sido também referidos na literatura como Complexo Gnáissico-Migmatítico, Complexo Gnaisse Kinzigítico, Complexo Charnockítico e Complexo granitóide (Fonte *et al.* 1978).

Recentemente, os Complexos Pocrane, Piedade e Juiz de Fora têm sido considerados com idades arqueanas a paleoproterozóicas/mesoproterozóicas, sendo os mesmos retrabalhados durante a Orogenia Brasileira (Heilbron *et al.* 2004). Os autores reportam

idades paleoproterozóicas (2140 a 2070 Ma) dos protólitos dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, e consideram os mesmos como representantes de arco magmático Cordilherano e de arco de ilhas, incluindo também granitos sincolisionais.

Nalini (1997), com base em estudos geológicos realizados na região de Galiléia e em uma seção geológica pelo Vale do Rio Doce até Colatina, passando por Aimorés e Baixo Guandú (MG/ES), divide a região em três domínios estruturais: (i) Domínio Oeste, entre Tarumirim e a borda leste do Batólito Galiléia, englobando os complexos Juiz de Fora, Pocrane e Piedade, (ii) Domínio Central, entre a borda leste do Batólito Galiléia e Resplendor, englobando as suítes Galiléia e Urucum, Grupo São Tomé (xistos) e Grupo Crenaque (quartzitos) e (iii) Domínio Leste, entre Resplendor (MG) e Colatina (ES), englobando os Complexos Paraíba do Sul e Pocrane, e as suítes intrusivas Medina, Montanha e Aimorés.

O Domínio Oeste é caracterizado estruturalmente por uma foliação gnáissica (Sn) plano-axial de dobras apertadas e isoclinais com orientação N20°W a N20°E, mergulhos NE e SE (10 a 40°) e vergência para W. O Domínio Central é caracterizado por zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo paralelas à foliação regional com direções N-S e N35°W. São estruturas com importante movimentação direcional no Brasileiro e que foram responsáveis pela colocação dos granitóides da Suíte Urucum (Nalini 1997). A implantação dessas estruturas se deu aparentemente a partir da reativação de estruturas mais antigas.

O Domínio Leste caracteriza-se por uma foliação subvertical com mergulhos fortes para leste, entre Baixo Guandú e Colatina, assumindo posição sub-horizontal na região de Aimorés, influenciado neste trecho provavelmente pela intrusão do Maciço Aimorés. Este domínio foi fortemente influenciado pela implantação da zona de cisalhamento dúctil sinistral de Vitória. São descritas estruturas anteriores (dobras, lineações e pares S-C de foliações) associadas a movimentos destrais normais e, localmente, sinistrais reversos, que sugerem a existência de uma cinemática superposta neste domínio (Nalini 1997).

Cunningham *et al.* (1998), com base em estudos estruturais realizados no perfil entre Conceição de Tranqueiras e Galiléia, caracterizam a existência de falhas inversas no contato oeste (na base) do batólito Galiléia e sugerem movimentação para oeste. Descrevem, ainda, mais a oeste desta zona, um cintrurão de cisalhamento de cerca de 8,5 km de largura, com indicadores cinemáticos, sugerindo empurrões com vergência também para oeste.

Um diagrama isocrônico Rb-Sr obtido em tonalitos e dioritos da Suíte Galiléia forneceu idade de 650 Ma, com razão inicial de 0,712 (Silva *et al.* 1987). Idade similar (630 Ma) foi obtida em granitóides desta mesma suíte, situadas ao sul da cidade de Baixo Guandú (Vieira 1993). Datações K-Ar nestas rochas forneceram idades entre 500 e 450 Ma, interpretadas como a idade de resfriamento das mesmas (Silva *et al.* 1987, Vieira 1993). Os granitos da Suíte Urucum forneceram idade Rb-Sr de 503 Ma, com razão inicial de 0,726 (Silva *et al.* 1987). Idades U-Pb (em zircões) de 594 ± 6 Ma e 582 ± 2 Ma foram obtidas, respectivamente, em rochas das Suítes Galiléia e Urucum, enquanto as determinações Rb-Sr forneceram idades semelhantes de 594 Ma para a primeira suíte, e 596 e 589 para a segunda (Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000a).

Idades Pb/Pb (em zircão) por evaporação, no intervalo de 595 a 575 Ma, foram obtidas na região do vale do Rio Doce em maciços graníticos (Brasilândia, Guarataia, Teófilo Otoni e São Vitor) do grupo G1 (Noce & Macambira 2000).

Os dados isotópicos de Sr e Nd disponíveis para os granitóides

da Faixa Araçuai mostram valores de razões isotópicas iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,711 e 0,707 (Suíte G1: 0,710 a 0,709; Suíte G2: 0,711 a 0,707; Suíte G3: 0,701 e 709), com valores de ϵ_{Nd} entre -11,8 e -6,7 (Suíte G1: -12,9 - 5,6; Suíte G2: -11,8 a -4,0; Suíte G5: -6,8 e -6,7) (Martins 2000, Martins *et al.* 2004). Estes valores são semelhantes aos que foram obtidos na região do vale do Rio Doce para a Suíte Galiléia (entre 0,712 e 0,713; e entre -9,3 e -8,3) (Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000).

SUÍTE GRANÍTICA GALILÉIA Histórico O primeiro trabalho realizado sobre a Suíte Galiléia (SG) se a deve Barbosa *et al.* (1964), os quais denominaram esta suíte de Tonalito Galiléia. Distinguiram várias fácies petrográficas, incluindo quartzo dioritos, granitos e granodioritos. Os enclaves microgranulares, tão abundantes na unidade (10 a 20%), foram interpretados como *restitos* preservados durante o processo de anatexia que teriam originado os tonalitos. Os autores descreveram contato intrusivo dessa suíte com as rochas dos grupos São Tomé e Crenaque. Além disso, identificaram um granodiorito, que denominaram Granodiorito Palmital. Descreveram-no como uma rocha de granulação média, constituída de quartzo, feldspato e biotita, sendo comuns muscovita e granada.

Posteriormente, o Tonalito Galiléia foi relacionado ao complexo granitóide da Associação Barbacena - Paraíba do Sul, considerado do Pré-Cambriano indiferenciado (Fontes *et al.* 1978).

Silva *et al.* (1987) propuseram a denominação de Suíte Intrusiva Galiléia para as rochas de composição entre quartzo-tonalito a granito, associadas a leucogranitos. Caracterizam como granitóides ricos em enclaves microgranulares, cortados por corpos aplíticos. Os enclaves são descritos como de granulação fina, forma elíptica, contendo megacristais de feldspato potássico e composição mineralógica global semelhante aos granitos encaixantes.

Ao sul de Baixo Guandú, a suíte é constituída por tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, com a fase intrusiva sendo associada a tectônica sin a tardi-cisalhamento, cuja idade é considerada do Neoproterozóico (Vieira *et al.* 1993).

Características gerais A Suíte Galiléia é um corpo granítico alongado na direção NNW-SSE, que ocorre na região do Médio Vale do Rio Doce, leste de Governador Valadares, MG (Fig. 1). Com extensão superior a 70 km e largura de cerca de 60 km, encontra-se associado a zona de cisalhamento Conselheiro Pena-Resplendor (Nalini 1997). O corpo apresenta estruturação interna marcada pela presença sistemática de uma foliação gerada em condições de estado sólido e preserva de forma subordinada uma foliação de fluxo magmático. Essas foliações possuem orientação dominante NW e mergulhos médios a elevados (entre 50° a 80°) para NE ou SW. Na parte central do corpo, nas imediações de Independência, observam-se mergulhos suaves (entre 10 e 30°), porém a orientação varia entre N a NE (Nalini 1997).

A foliação magmática é caracterizada macroscopicamente pela orientação preferencial de minerais máficos (anfíbólios e biotita) e félsicos (plagioclásio). A foliação no estado sólido é definida sobretudo pela orientação preferencial da biotita. Localmente, esta foliação é muito pronunciada e assume aspecto milonítico a protomilonítico. São comuns enclaves microgranulares máficos e intermediários com dimensões em geral decimétricas, alongados e estirados, com eixo maior orientados para NW e caimentos de 20 a 35° para o mesmo quadrante, contidos ao longo da foliação da rocha (Nalini 1997). São comuns filões de aplitos e de pegmatitos cortando os granitóides.

Os dados geotermobarométricos obtidos para Suíte Galiléia (594 ± 6 Ma: idade U-Pb, em zircão) sugerem que a sua colocação ocorreu sob condições de alta pressão (8 a 10 Kbar) e temperaturas entre 750 a 850 °C (Nalini 1997, Bilal *et al.* 2000).

A correspondência entre as idades (594 Ma) obtidas pelos métodos U-Pb (em zircão) e Rb-Sr (diagrama isocrônico) sugere que as deformações no estado no sólido impressas nas rochas da suíte não foram suficientes para afetar o seu sistema isotópico Rb-Sr. Isso também se aplica aos enclaves, pois duas amostras analisadas isotopicamente alinham-se perfeitamente no diagrama isocrônico com os granodioritos e tonalitos da suíte (ver Nalini 1997, págs. 198 a 200). Estes mesmos autores obtiveram razões isotópicas iniciais de Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,712 e 0,713 e valores de ϵ_{Nd} entre -9,3 e -8,3, que foram interpretados como resultantes de uma importante participação crustal para a origem da suíte. As idades modelos T_{DM} calculadas com base no manto empobrecido (De Paolo 1981) situam-se no intervalo de 1,8 e 2,3 Ga, com apenas uma amostra de enclave que indicou idade de 3,0 Ga (Nalini 1997 e Nalini *et al.* 2000a).

Petrografia A Suíte Galiléia é constituída essencialmente por tonalitos, granodioritos, granitos e microgranitos intrusivos (Fig. 2 A). São rochas acinzentadas, predominantemente mesocráticas, de granulação média a grossa, com textura raramente porfírica, contendo comumente enclaves microgranulares centimétricos a métricos. Os minerais essenciais são plagioclásio, anfíbólio, biotita, feldspato potássico, quartzo e pontuações de granada (almandina-grossulária), ocorrendo também como minerais acessórios primários titanita, zircão, apatita, ilmenita, epidoto e alanita, com este último ocorrendo de forma subordinada nos tonalitos, granodioritos e enclaves.

São rochas caracterizadas pela presença de megacristais de plagioclásio zonados, hornblenda e biotita. A matriz (microgranular) é constituída principalmente por quartzo, biotita, anfíbólio e microclina intersticial. Algumas amostras exibem em lâmina delgada forte textura protomilonítica, com recristalização generalizada de quartzo e parcial de feldspatos. A biotita ressalta sempre a orientação da rocha.

Os cristais de plagioclásio, de tamanho variável, são euédricos a subédricos, ocorrendo como megacristais (An_{27-50}) com zonamento marcante. Apresenta geminação polissintética ou maclas segundo a lei da albita, ou ainda geminações conjugadas de albita e Carlsbad. São encontrados agregados de plagioclásio com textura em *synneusis*.

Na presença de textura protomilonítica, os cristais de plagioclásio aparecem como porfiroclastos, às vezes fraturados, ou apresentam extinção ondulante. Estão comumente saussuritizados, ocorrendo como agregados de clorita, calcita, albita, muscovita e epidoto, sendo este último secundário.

O feldspato potássico ocorre como megacristal (ortoclásio e microclina) ou como cristal intersticial (microclina). Os megacristais são subédricos e de tamanho milimétrico a centimétrico. As rochas com megacristais de feldspato potássico são mais ricas em quartzo. A microclina intersticial está associada ao plagioclásio e quartzo recristalizado na matriz. Localmente, a microclina se desenvolve a partir do plagioclásio.

Os cristais de biotita são euédricos a subédricos, sendo comuns inclusões de apatita, zircão, titanita e alanita.

Os cristais de anfíbólio são euédricos a subédricos e apresentam textura poiquilítica, com inclusões de biotita, plagioclásio, zircão, minerais opacos e quartzo.

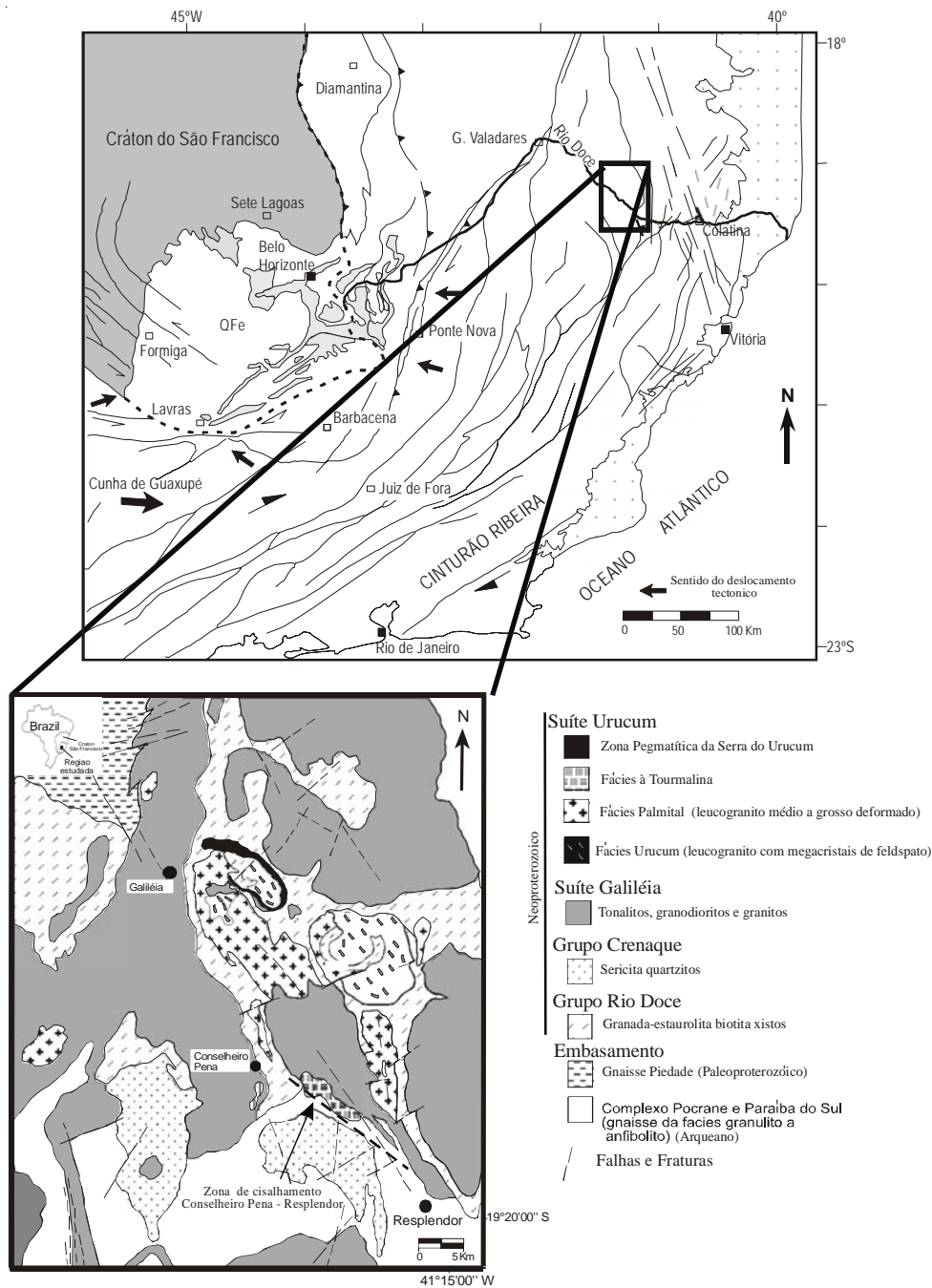


Figura 1 - Mapa geológico da área estudada com relação ao Cinturão Ribeira e ao Cráton São Francisco- (modificado de Vieira 1993, Endo 1997, Nalini 1997).

O quartzo é anédrico, de tamanho variável (1 a 5 mm), sendo distinguidos três tipos principais: um com extinção ondulante, às vezes fraturado e recristalizado, outro na forma de subgrãos, e um terceiro tipo como cristais anedrais, centimétricos, claramente tardios.

Os enclaves possuem a mesma composição dos granitos da Suíte Galiléia, diferindo, porém, pela proporção mais elevada em minerais máficos e plagioclásio mais cálcico (An_{35-88}).

Geoquímica Foram selecionadas 63 amostras da Suíte Galiléia para análise de rocha total (elementos maiores e traços), sendo 23

de granodiorito, 17 de granito, três de tonalito, 2 de tonalito rico em granada e anfibólio, 5 de microgranito intrusivo e 13 de enclaves (Tabela 1).

As análises químicas foram efetuadas no Laboratório de Geologia da Escola de Minas de Saint-Etienne, França. A exatidão dos resultados é assegurada pela comparação/afereção com padrões internacionais certificados, utilizados simultaneamente nas determinações de cada conjunto de amostras.

Os dados foram obtidos por: espectrometria de fluorescência de raios-X, utilizando-se espectrômetro Philips, modelo PW 1404, e espectrometria de emissão por ICP (*Induced Coupled Plasma*),

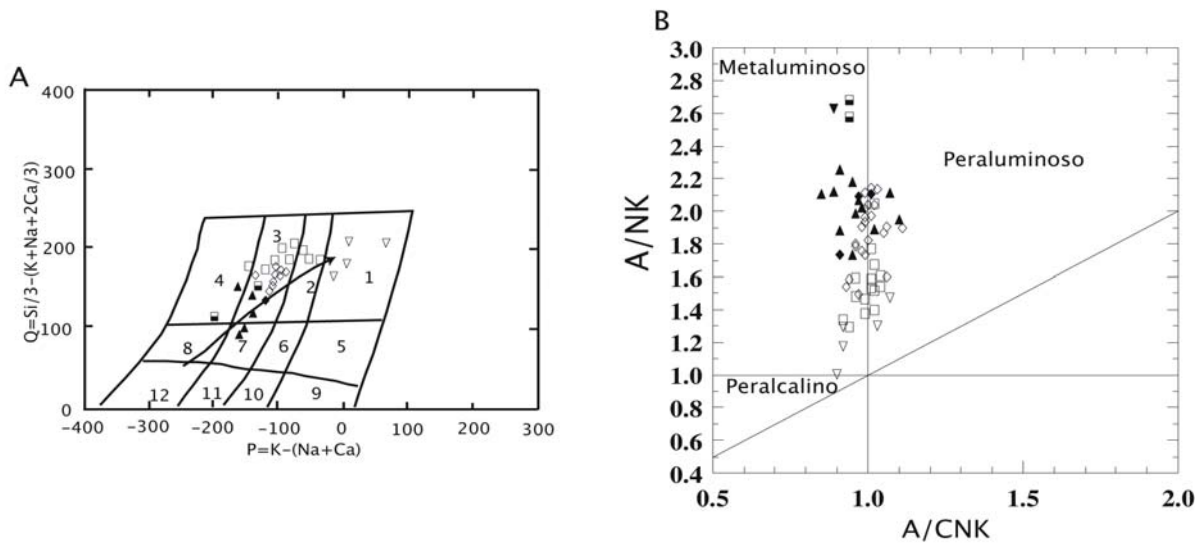


Figura 2 - Posição dos granitos da Suíte Galiléia nos diagramas Q versus P (Debons & Le Fort 1993) (Diagrama A) e A/CNK (índice de saturação em alumina de Shand 1949) versus A/NK (Diagrama B).

parâmetro de diferenciação o CaO ou a soma de $Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$ (FMMT) em função da razão CaO/K_2O ou Na/K_2O (Figs. 4 A e B). As mudanças de *trends* nas curvas refletem a substituição de uma fase pela outra durante a cristalização fracionada. Assim, para teores em CaO acima de 5,5% (*trend 1* nas Figs. 4A e B) e razão CaO/K_2O superior a 2,6% (*trend 1* nas Figs. 4A e B) há uma intervenção das fases minerais contendo plagioclásio + Ca-anfibiólio durante a cristalização, enquanto para valores menores passa a ser importante na cristalização a fase com biotita + feldspato de potássio.

A soma FMMT diminui ao longo do *trend 2* (Fig. 4A), indicando que os minerais ferromagnesianos participam de forma decisiva nas fases fracionadas. Por outro lado, observa-se comportamento estável na relação Na_2O/K_2O (*trend 2* da Fig. 4B) e pequeno decréscimo na razão CaO/K_2O (*trend 2* da Fig. 4C) durante a cristalização, refletindo dessa maneira o papel importante desempenhado neste estágio pela biotita. Além disso, a suave inclinação no *trend 2* do intervalo de cristalização das rochas de composição granítica (Fig. 4B) ilustra também a importância da cristalização do feldspato potássico, passando o mesmo a ser mais importante nos termos mais evoluídos da série, nos aplitos (*trend 3*).

A relação entre MgO e MnO (Fig. 3E) sugere uma participação importante do fracionamento da granada nas diferentes faciológicas, com exceção talvez dos microgranitos, sendo isto de acordo com as informações petrográficas. Os teores em P_2O_5 (Fig. 3), apesar de uma certa dispersão no diagrama, apresentam decréscimo suave durante a diferenciação, exibindo teores mais elevados nos tonalitos e granodioritos (0,25 a 0,10%) e mais baixos nos granitos (<0,10%), confirmando assim os dados petrográficos que indicam cristalização precoce da apatita nas duas primeiras faciológicas.

Os enclaves mostram teores de Al_2O_3 , P_2O_5 , K_2O e Na_2O comparáveis aos dos granodioritos, sugerindo reequilíbrio entre estas duas faciológicas durante a evolução dos granitóides (Figs. 3 B, F, H e I). Esse processo é confirmado pela relação Fe_2O_3/MgO da rocha hospedeira (Fig. 3C), a qual indica participação da mesma no reequilíbrio químico dos minerais ferromagnesianos.

COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TRAÇOS Os elementos de transição como Co, V, Sc e Zn mostram boa correlação com

a soma FMMT ($Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$), e mesmo com a relativa dispersão exibida pelo Ni e Ga. Os diagramas confirmam o papel desempenhado pelos minerais ferromagnesianos na evolução dos granitos da Suíte Galiléia (Figs. 5 A, B, C e D).

A razão Ba/Sr traduz o papel do plagioclásio durante o processo de cristalização magmática, bem como o decréscimo desta mesma razão nos aplitos poderia ser o resultado da incorporação do Rb no feldspato potássico, fazendo com que haja deslocamento do *trend* em direção ao vértice Rb/20 (Fig. 6A). Esta relação aumenta dos tonalitos para os granodioritos, com valores máximos nos granitos e decréscimo brusco em direção aos aplitos, os quais passam a incorporar Ba na estrutura cristalina daquele mineral (Figs. 7A). O papel desempenhado pelo feldspato potássico e biotita encontra-se igualmente assinalado no diagrama triangular $K_2O - (Ga + Li) / 10 - FMMT$ (Figs. 6B), no qual observa-se aumento do K com a diferenciação e a diminuição dos minerais ferromagnesianos.

As relações entre Zr, Nb e Y mostram dois grupos de granitos, um, enriquecido em Y e outro em Nb (Fig. 7A). As amostras mais enriquecidas em Nb são igualmente aquelas mais ricas em epidoto (primário) e titanita. Por outro lado, o comportamento do Y deve ter sido controlado pela granada, com este elemento sendo mais enriquecido nos aplitos (em geral, entre 50 e 70 ppm) do que nas demais faciológicas (em geral, entre 20 e 30 ppm) (Tabela 1). Isto se reflete também na relação Y/MnO e $Y/(FMMT)$ dos granitóides (Fig. 7B). Esta dualidade no comportamento do Nb e do Y é bem evidente no diagrama triangular $FMMT * 5 - Nb - Y$ (Fig. 7C), no qual a titanita + epidoto (primário) influenciam, de um lado, no enriquecimento em Nb e, de outro, a granada influencia no Y.

Os teores em Zr são correlacionados com FMMT (Fig. 7D), pois a maior parte dos cristais de zircão está comumente incluída nos minerais ferromagnesianos. Os enclaves mostram teores em Zr comparáveis aos dos granodioritos hospedeiros. Os estudos tipológicos mostram que os zircões destas duas faciológicas são extremamente semelhantes, sugerindo a presença de xenocristais de zircão nos granodioritos provenientes dos enclaves, favorecendo a interpretação da existência de misturas de magmas entre estas faciológicas. Observa-se ainda neste mesmo diagrama que o

Pb se comporta como incompatível durante a evolução da suíte e que a relação Pb/FMMT de certos enclaves é idêntica a dos tonalitos, sugerindo que se trata de uma relação original não afeta-

da pelo reequilíbrio entre o magma tonalítico e estes enclaves.

O Th se comporta da mesma maneira que o Pb e o Y (Fig. 8 A), ou seja, como incompatível durante a evolução dos granitos; o

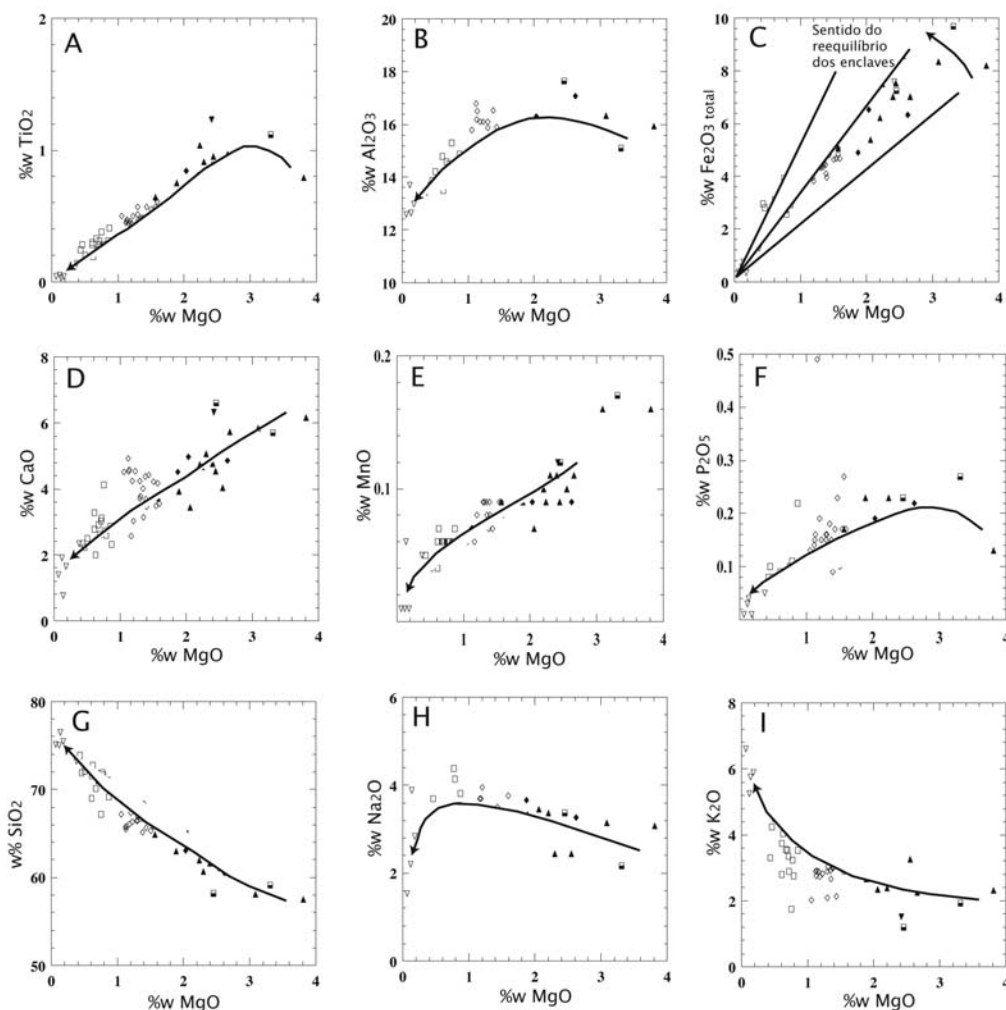


Figura 3 - Posição das diferentes fácies da Suíte Galiléia nos diagramas TiO_2 (A), Al_2O_3 (B), Fe_2O_3 (C), CaO (D), MnO (E), P_2O_5 (F), SiO_2 (G), Na_2O (H) e K_2O (I) em função do MgO .

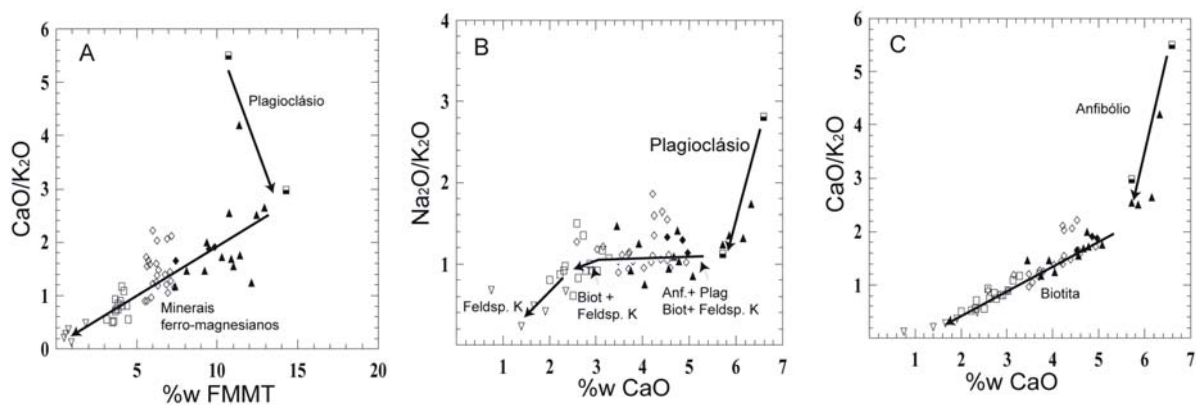


Figura 4 - Posição dos granitóides da Suíte Galiléia no diagram $FMMT$ ($Fe_2O_3 + MgO = MnO + TiO_2$) versus CaO/K_2O (diagrama A), CaO versus Na_2O/K_2O (B) e CaO versus CaO/K_2O (C). Estes diagramas salientam o papel do fracionamento do plagioclásio, da biotita, do anfibólio e do feldspato potássico na evolução da suíte.

seu conteúdo é baixo na alanita (máximo de 1% em Th). Por outro lado, os elementos terras raras (ETR) mostram-se incompatíveis no início da evolução, entre os tonalitos e os granodioritos (Fig. 8 B), e passam a se comportar como elementos compatíveis até os aplitos, durante a cristalização da alanita. O início da evolução é controlado pelo fracionamento do zircão, depois pela alanita, a qual concentra essencialmente as terras raras leves (Fig. 8C), enquanto a granada e o zircão participam do fracionamento das terras raras pesadas.

DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTES TECTÔNICOS Os granitóides da suíte Galiléia dispõem-se principalmente no campo dos granitos de arco vulcânico no diagrama de Pearce *et al.* (1984), com algumas amostras, sobretudo dos aplitos, ocupando o campo de granitos intra-placa (Fig. 9A).

No diagrama de Batchelor & Bowden (1985), o conjunto de amostras analisadas discrimina-se no campo dos granitos pré-colisionais (Fig. 9B), com *trend* em direção aos granitos sincolisionais, cuja evolução é compatível com o que foi observado em outros diagramas. Algumas das amostras estudadas situam-se no campo dos fracionados mantélicos.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES A Suíte Galiléia é caracterizada por um magmatismo cálcio-alcálico, médio-K, meta-aluminoso a marginalmente peraluminoso, com índice de saturação em alumina situando-se no intervalo dos granitos tipo-I (entre 0,9 e 1,1) da Austrália (Chappell & White 1992). Os teores em CaO, K₂O, Na₂O e MgO (com exceção dos aplitos que são diferentes) são comparáveis aos dos granitos Tipo-I australianos (3,3%, 3,3%, 3,1% e 1,5

%, respectivamente), diferindo no entanto por apresentar teores muito superiores (3 a 4 vezes) em Fe₂O₃.

A composição química dos granitóides da suíte confirma as observações petrográficas e permite definir, com base nos diagramas binários, a existência de uma série que evoluiu desde os tonalitos até o granitos e aplitos. Esta evolução é confirmada pela cristalização dos minerais ferromagnesianos, dos feldspatos (plagioclásio e feldspato potássico) e minerais acessórios. A presença de amostras com valores mais elevados de alguns destes componentes pode ser explicada com base no processo de acumulação de feldspatos e dos minerais ferromagnesianos.

A presença de enclaves com reequilíbrio químico e isotópico com a rocha hospedeira (tonalitos e granodioritos) - também indicado pelos isótopos de Sr e Nd (Nalini 1997 e Nalini *et al.* 2000) e teores comparáveis em vários componentes (Al₂O₃, P₂O₅, K₂O e Na₂O) - sugere a existência de misturas de magmas entre um pólo máfico e outro félsico. A forte interação química e isotópica ocorrida entre os mesmos no estágio magmático explica o excelente alinhamento no diagrama isocrônico (Rb-Sr) entre enclaves e granitos. A permanência do sistema isotópico Rb-Sr como sistema fechado após a cristalização da suíte Galiléia é sugerida pela correspondência entre as idades Rb-Sr e U-Pb (em zircão), obtidas para a mesma (ver Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000).

Os valores de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (entre 0,712 e 0,713) e de ϵ_{Nd} (entre -9,3 e -8,3) disponíveis para as granitos da suíte são similares aos dos granitos G1 (pré- a sincolisionais: entre 0,710 a 0,709 e entre -12,9 e -5,6, respectivamente) do segmento se-

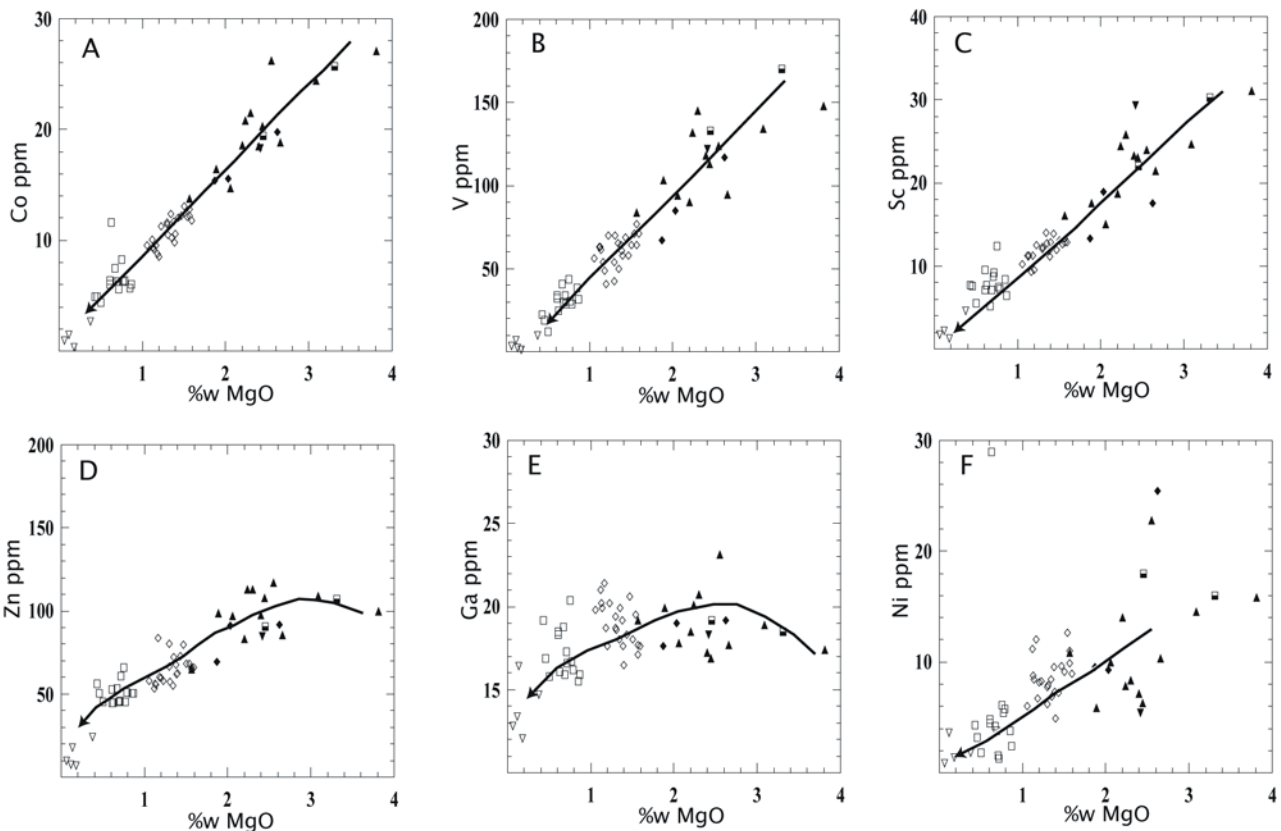


Figura 5 - Posição dos granitóides da Suíte Galiléia nos diagramas Co (A), V (B), Sc (C), Zn (D), Ga (E) e Ni (F) em função do MgO.

tentrional da Faixa Araçuaí (ver Martins 2000 e Martins *et al.* 2004). Estes valores isotópicos sugerem uma importante contribuição crustal para a origem da Suíte Galiléia, assim como para seus enclaves. Além disso, as idades modelo T_{DM} fornecidas pelos seus granitos (entre 1, 8 e 2,3 Ga) indicam fusão de crosta

paleoproterozóica (Ciclo Transamazônico) como provável fonte para a geração do magma desta suíte. Desse modo, os dados isotópicos da suíte indicam modelo neoproterozóico envolvendo principalmente processos de reciclagem crustal, sendo a adição de material juvenil um processo subordinado (Nalini 1997, Nalini

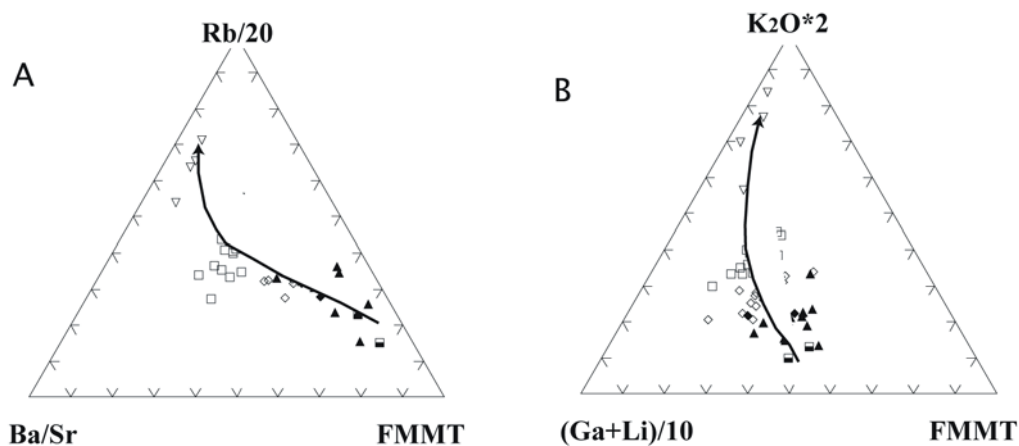


Figura 6 - Posição dos granitóides da Suíte Galiléia nos diagramas Rb/20 – Ba/Sr – FMMT($Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2$) (diagrama A) e $K_2O - (Ga+Li)/10 - FMMT$ (diagrama B). Esses diagramas mostram o papel do fracionamento da biotita ao longo da evolução magmática da suíte.

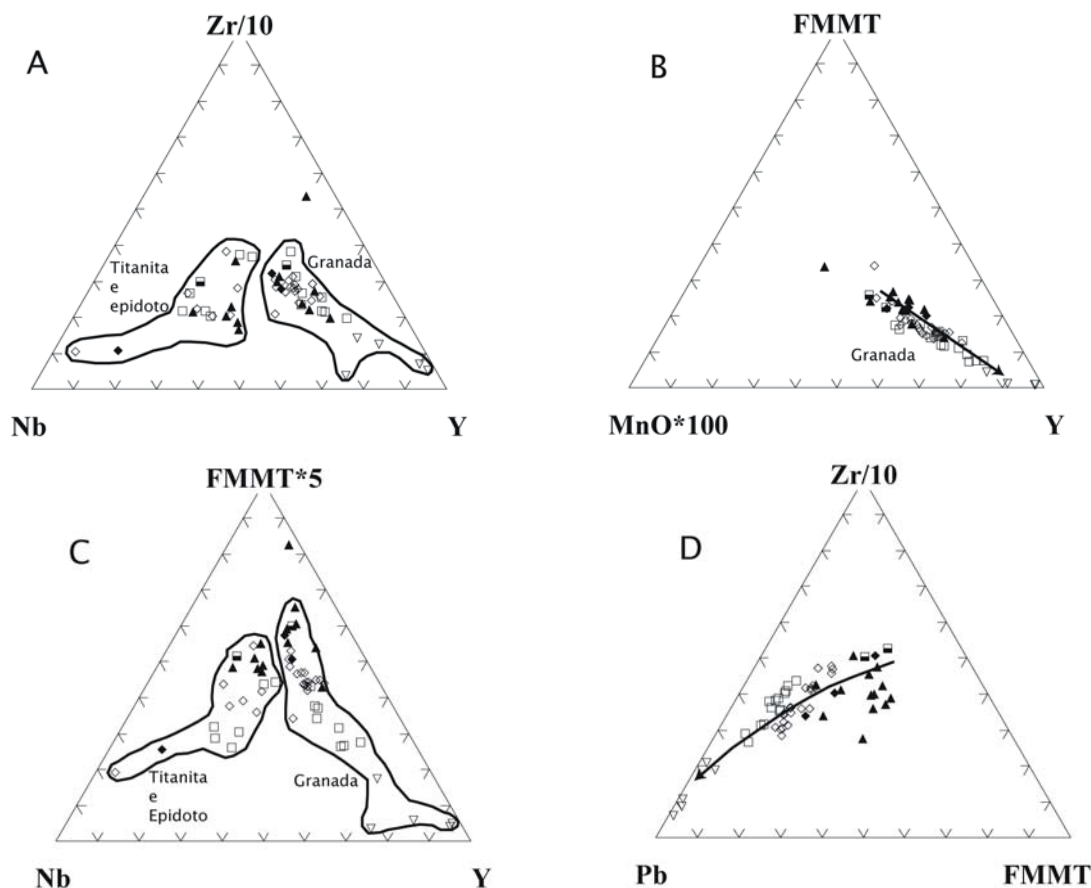


Figura 7 - Posição dos granitóides da Suíte Galiléia nos diagramas Zr/10 – Nb – Y (diagrama A), FMMT($Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2$) – MnO*100 – Y (B), FMMT*5 – Nb – Y (C) e Zr/10 – Pb – FMMT (D)

et al. 2000a). A presença abundante de enclaves microgranulares (máficos/intermediários) sugere a participação de material máfico na geração dos granitóides da suíte, implicando uma fonte mista para a sua origem, em que a participação do manto, mesmo que restrita em termos de magma juvenil gerado, foi decisiva como fonte de calor para promover a anatexia crustal, na escala de orógeno.

Os diagramas de discriminação de ambientes tectônicos utilizados apontam para magmatismo pré-colisional cálcio-alcálico, cuja origem dos granitos modernos tem sido relacionada a ambiente de margem continental ativa com subducção da litosfera oceânica (Pearce *et al.* 1984). O magmatismo aqui estudado é de composição expandida, com a associação tonalito-granodiorito-granito, sendo comparável ao magmatismo do tipo-I Cordilherano, apesar das proporções composicionais serem diferentes das definidas por Pitcher (1979a), assim como as razões iniciais de Sr^{87}/Sr^{86} ($\sim 0,704$ ou $< 0,706$, contra $0,720$) (ver Pitcher 1979b, Gromet & Silver 1987).

A comparação dos dados aqui apresentados com os disponíveis na literatura (Campos Neto & Figueiredo 1995, Figueiredo &

Campos Neto 1993, Wiedemann 1993, Machado 1997, Machado & Demange 1998, Pedrosa-Soares *et al.* 1999 e 2001, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Noce & Macambira 2000) mostra que a idade dos granitóides da suíte Galiléia (594 Ma) situa-se no limite de idade entre os arcos magmáticos Rio Doce (590 a 480 Ma) (Figueiredo & Campos Neto 1993, Campos Neto & Figueiredo 1995) e Rio Paraíba do Sul (580/590 a 650 Ma) (Machado & Demange 1998) ou, ainda, corresponde ao magmatismo pré-colisional (625 a 595 Ma) relacionado à Orogênese Arauaí (Pedrosa-Soares *et al.* 1999 e 2001, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000).

Agradecimentos À Escola de Minas de Saint-Etienne (França) pelas facilidades na obtenção dos dados analíticos deste trabalho e apoio para a realização da tese de doutoramento de H. A. Nalini, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP (Proc. 95/1204-9), pelo suporte financeiro aos trabalhos de campo, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (Proc. 3004/82-9, R. Machado), pela concessão de uma bolsa de Produtividade em Pesquisa e aos relatores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

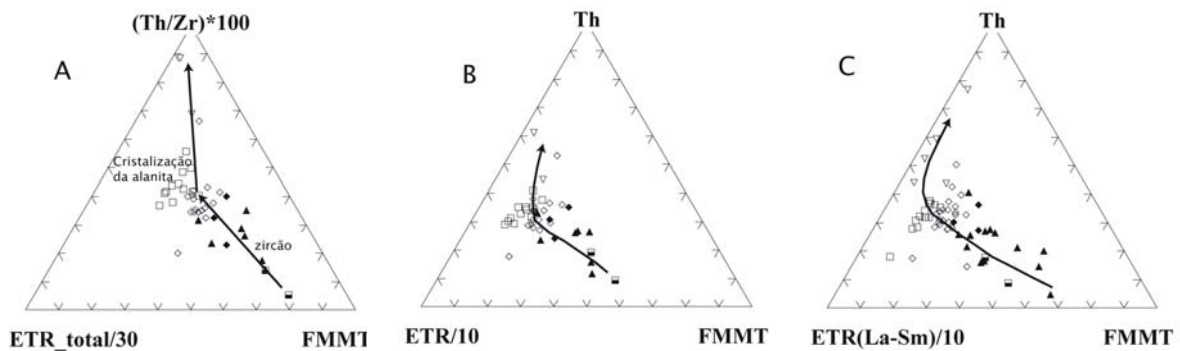


Figura 8 - Posição dos granitóides da Suíte Galiléia nos diagramas $(Th/Zr)*100 - ETR/30 - FMMI$ (diagrama A), $Th - ETR/10 - FMMT$ (B) e $Th - ETR$ leves $- FMMT$ (C) mostrando a importância da alanita e do zircão no fracionamento de elementos terras raras durante a evolução da Suíte Galiléia.

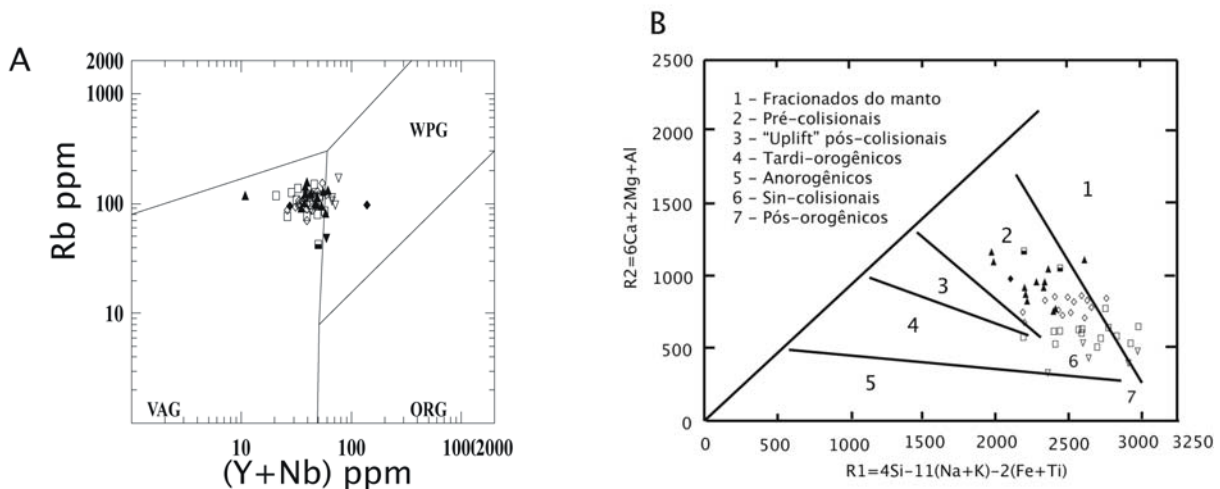


Figura 9 - Posição dos granitóides da Suíte Galiléia nos diagramas tectônicos Rb versus $(Y+Nb)$ (diagrama A) (Pearce *et al.* 1984) e $R1$ versus $R2$ de Batchelor & Bowden (1985) (B). ORG – granitos associados às dorsais oceânicas, WPG – granitos intra-placa, VAG – granitos de arcos vulcânicos, Syn-COLG – granitos sin-colisionais.

Referências

- Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. *O pré-cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo. 378p.
- Barbosa A.L.M., Sad J.H.G., Torres N., Melo M.T.V. 1964. Geologia das quadriculas Barra do Cuité e Conselheiro Pena, MG, *Relatório do Arquivo Técnico do DGM*, 64, DNPM, Rio de Janeiro. 285p.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, **48**:43-55.
- Bilal E., Nalini Jr. H. A., Horn H., Correia Neves J.M., Giret A., Fuzikawa K., Fernandes M.L., Mello F.M., Moutte J. 1998. Granitóides neoproterozóicos da região do Rio doce, Minas Gerais, Brasil. In: XL Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, *Anais*, p. 512-512.
- Bilal E., Horn H., Nalini Jr. H. A., Mello F.M., Correia Neves J.M., Giret A., Moutte J., Fuzikawa K., Fernandes M.L. 2000. Neoproterozoic granitoid suites in southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:51-54.
- Campos Neto, M. C. & Figueiredo, M. C. H., 1990. A orogênese Rio Doce, *Bol. Res. Exp., 37º Congr. Bras. Geol., SBG/SP*, Sao Paulo, p. 276-277.
- Campos Neto M.C. & Figueiredo M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:143-162.
- Chappell B.W. & White J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sciences*, **83**:1-26.
- Cordani U.G., 1973. *Evolução geológica Pré-cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, IG/USP, 98 p.
- Cunningham W.D., Marshak S., Alkmin F.F. 1996. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the BrasilianoAraçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Prec. Res.*, **77**:1-15.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc, Ed.: Earth Sci.*, **73**:135-149.
- Endo I. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, IG/USP, 243p.
- Figueiredo M.C.H. & Campos Neto M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, **65**:63-81.
- Fontes et al. 1978. Projeto Jequitinhonha. Relatório final. DNPM/CPRM. Belo Horizonte. Relatório do Arquivo Técnico da DGM, nº2787, v.1.
- Gromet P.L. & Silver L.T. 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrol.*, **28**:75-125.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**:257-266.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p. 204-243.
- La Roche H. de. 1964. Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. *Sci. Terre*, **9**:293-337.
- Machado R. 1997. *Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Livre Docência, IG/USP, 215p.
- Machado R. & Demange M. 1998. Caracterização geoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. In: H. Conceição (ed.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas*, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Publicação Especial, **5**:21-39
- Martins V.T. 2000. Geologia isotópica do plutonismo Neoproterozóico da Faixa Araçuaí, região nordeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. IG/USP, 187p.
- Martins V.T., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan-African granitoid plutons of the Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil: tectonic implications. *Gondw. Res.*, **7**:75-89.
- Nalini Jr. H. A. 1997. *Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la region de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et relations avec les pegmatites à éléments rares associées*. Ecole des Mines de Saint Etienne et Ecole des Mines de Paris. Tese de Doutorado. 237p.
- Nalini Jr. H.A., Bilal E., Paquette J.L., Pin C., Machado R. 2000a. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Acad. Sci. Paris*, **331**: 459-466.
- Nalini Jr. H.A., Bilal E., Correia Neves J.M. 2000b. Syn-collisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum suite (eastern Minas Gerais state, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.* **30**:120-125.
- Noce C.M. & Macambira M.J.B. 2000. Chronology of late proterozoic-cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belts, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:25-29.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P., Salazar E. 1992. Toward a new tectonic model for the Late-Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) belt. *J. South Am. Earth Sc.*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann C.M., Fernandes M.L.S., Faria L.F., Ferreira J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:57-64.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 265-286.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001.

- The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, **110**:307-323.
- Pitcher 1979a. Comments the geological environment of granites. In : M. Atherton & J. Tarney (Eds.) *Origin of Granites Batholiths*, p. 1-8.
- Pitcher 1979b. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, **136**:627-662.
- Shand S.J. 1949. Eruptive rocks. *Wiley & Sons*, New York
- Siga Jr. O. 1986. *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. Dissertação de Mestrado. IG/USP, 140 p.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso-Filho J.M. 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros : Parte II : Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**: 513-528
- Silva J.M.R., Lima M.I.C., Veronese V.F., Ribeiro Jr. R.N., Rocha R.M., Siga Jr. O. 1987. Geologia. In: *Projeto Radambrasil*, Folha SE.24 - Rio Doce, Levantamento de Recursos Naturais, 34.
- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diefenbach K., Hansen B.T. 1987. The Brasiliano Orogenesis; age determinations (Rb-Sr e U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralb. Geol. Paläont., Teil I*, Hefte 7/8, p. 729-741.
- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diefenbach K., Hansen B.T. 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: Evidence from U-Pb geochronology on Zircons. *Zentralblatt für Geologie und Palaentologie*, Teil **1**, 5/6:933-945
- Teixeira W. & Canzian F. 1994. Evolução tectonotermal proterozóica do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas K-Ar em rochas do seu embasamento. *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, **25**:61-80
- Trompette R., 1994. *Geology of the Western Gondwana (2000-500 My) Pan-African – Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, XII-350 pp.
- Vieira V.S. 1993. *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Folha SE.24-Y-C-V - Baixo Guandu, Estado de Minas Gerais e Espírito Santo, 1:100000*. DNPM/CPRM. Brasília. 175 p.
- Wiedemann C.M. 1993. The evolution of the Early Paleozoic, Late- to Post-Collisional Magmatic Arc of the Coastal Mobile Belt in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **65**:163-181.

Manuscrito A-1548

Recebido em 29 de setembro de 2004

Revisão dos autores em 15 de dezembro de 2005

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2005