



## CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS (Nd, Sr) E GEOQUÍMICAS DE ROCHAS INTRUSIVAS MÁFICAS MESOPROTEROZÓICAS DO ESTADO DE RONDÔNIA, SW DO CRATON AMAZÔNICO

Girardi V. A. V., Teixeira W., Bettencourt J. S., Corrêa da Costa P. C., Sato K.

Instituto de Geociências/USP, R. do Lago 562, SP, girardi@usp.br, wteixeir@usp.br, pccorrea@usp.br, jsbetten@usp.br, ksato@usp.br

**Palavras-chaves:** rochas maficas, Rondônia, isotópos Sr-Nd, Craton Amazônico, Mesoproterozóico

### INTRODUÇÃO E DADOS GEOLÓGICOS

A região sudoeste do craton Amazônico na parte centro-oriental de Rondônia integra partes das províncias Rio Negro-Juruena (RNJ), Rondoniana-San Ignácio (RSI) e Sunsás-Aguapeí (SA), respectivamente com idades de 1,80-1,55 Ga, 1,55-1,30 Ga e 1,25-0,97 Ga (e.g. Teixeira & Tassinari, 1974; Teixeira et al., 1989; Litherland et al., 1986; Tassinari et al., 2000) (Fig. 1). Na região ocorrem várias suítes ígneas, de natureza pós-colisional, e seqüências metamórficas

S

originadas notadamente durante o Mesoproterozóico. Parte desse conjunto de rochas foi investigada pelos métodos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U/Pb, Rb-Sr e Sm-Nd, a saber: 1) a Suite Intrusiva Serra da Providência (Bettencourt et al., 1999; Payolla et al., 2002) ocorre na província RNJ, e originou-se entre 1,53 e 1,60 Ga, conforme datações U/Pb. Esta suíte é constituída de gabros, charnoquitos, mangeritos e granitos rapakivi deformados e não deformados (Bettencourt et al., 1999), além de diques de diabásio e anfibolitos, estes últimos associado

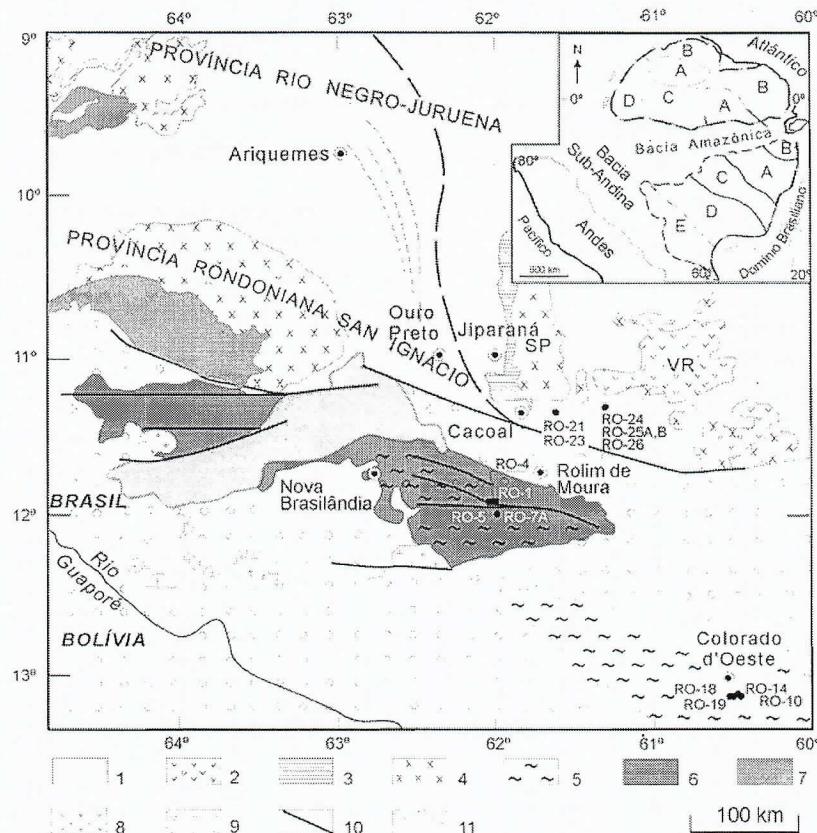


Fig. 1 Esboço geológico do setor SW do Cratão Amazônico com a localização das amostras estudadas. Adaptado de Rizzotto et al. (2002). Ver texto para detalhes. 1) Embasamento policíclico; 2) Sequência vulcâno-sedimentar Roosevelt (VR; 1740 Ma); 3) Sequência vulcâno-sedimentar Beneficiente (1690 Ma); 4) Suites graníticas intrusivas (SP = Serra da Providência; 1600-1530 Ma); 5) Sequência metamórfica Colorado (orogenia Rondoniana-San Ignácio); 6) Sequência metamórfica Nova Brasilândia (orogenia Sunsás-Aguapeí); 7) Sequências supra-crustais da orogenia Sunsás-Aguapeí; 8) Granitóides postectônicos (1080-970 Ma) da orogenia Sunsás; 9) Coberturas paleozóicas; 10) Estruturas principais; 11) Zona de cisalhamento (1.1-1.0 Ga). Províncias tectônicas: A) Amazônia Central; B) Maroni-Itacaiunas; C) Venturi-Tapajós; D) Rio Negro-Juruena; E) Rondoniana/San Ignácio e Sunsás-Aguapeí.



a zonas de cisalhamento marginais; 2) o complexo mafico-ultramáfico Cacoal, formado por sequência acamada de dunitos, piroxenitos, olivina gabros, troctolitos e anortositos parcialmente metamorfizados (Romanini, 2000), relaciona-se tectonicamente, e é considerado, por evidências geológicas, de mesma idade do evento que gerou a Suíte Intrusiva Serra da Providência (e.g., Santos, 2003). As rochas maficas desta Suíte forneceram idades plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 1,51-1,58 Ga (Teixeira et al., 2005). 3) A Seqüência Metamórfica Colorado ocorre na região meridional de Rondônia. É constituída de xistos, paragnaisse e bifs, além contribuição magmática bimodal representada por gabros, metadiabásios, anfibolitos e monzogranitos. A evolução destas rochas ilustra a orogênese Rondoniana-San Ignácio, ali datada por análises Rb/Sr em gnaisses, e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau em anfibolitos, com idades entre 1,36-1,30 Ga; e por U-Pb em zircão em leucogabro, cuja recristalização ocorreu em 1352,5 +3,5-2,8 Ma (Rizzotto et al., 2002; Teixeira et al., 2005). 4) a Seqüência Metamórfica Nova Brasilândia expõe-se em duas bacias rift, e está estratigráficamente sotoposta à Seqüência Colorado. É constituída por rochas metaígneas básicas, plutons graníticos intraplaca, unidades representantes de magmatismo bimodal; e rochas metassedimentares clásticas (metaturbiditos). A bacia, cuja evolução inclui preenchimento de calhas originadas por extensão, seguido por transpressão e espessamento crustal ocorreu entre 1122 e 1110 Ma conforme idades U/Pb em zircão (Rizzotto et al., 2001). As rochas básicas forneceram idades plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre 1,11-1,00 Ga (Teixeira et al., 2005) e constituem sills e stocks de gabros e metagabros, havendo também metadiabásios e anfibolitos. Em termos tectônicos, a Seqüência Nova Brasilândia representa uma das unidades geológicas da orogênese Sunsás-Aguapeí, que ocorre extensivamente nos estados de Rondônia, Mato Grosso e no território boliviano (e.g. Litherland et al., 1986; Sadowski & Bettencourt, 1996).

A finalidade deste trabalho é, através do estudo petrográfico, geoquímico e isotópico (Nd, Sr) de rochas maficas representativas das quatro unidades mencionadas, contribuir para um melhor conhecimento da evolução do manto mesoproterozóico e permitir inferências de ordem tectônica.

## PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E DADOS Sr-Nd

Os estudos em questão foram realizados em amostras dos vários tipos de rochas maficas nas quatro unidades litoestratigráficas. Na Suíte Intrusiva Serra da Providência ocorrem anfibolitos de dois tipos: nematoblásticos, da fácie anfibolito, constituídos essencialmente por plagioclásio andesina e hornblenda, apatita e opacos, além de clinopiroxênio em algumas amostras; e granoblásticos, onde, além de clinopiroxênio e hornblenda, ocorre o par ortopiroxênio-labradorita caracterizando o fácie granulito. Os diques de diabásio contêm clinopiroxênio, plagioclásio, olivina, apatita e opacos. A textura é subofítica. Os gabros estão

metamorfizados (metagabros), sendo constituídos por uma trama granoblástica de plagioclásio labradorita e clinopiroxênio, sendo hornblenda subordinada. Os dunitos do Complexo Cacoal são ortocumulatos com predominância de olivina, sendo ortopiroxênio subordinado. Opacos e espinélio são minerais acessórios. Serpentinização de olivina e veios de prehnita indicam metamorfismo de baixo grau. Nos piroxenitos olivina parcialmente serpentinizada é fase cumulus. Plagioclásio é muito raro. A transformação parcial de clinopiroxênio em tremolita-actinolita, e os veios de prehnita e carbonatos indicam ação metamórfica superposta. Nos gabros, olivina é sempre fase cumulus, mostrando raramente bordas de reação de ortopiroxênio. Parte dos plagioclásios e clinopiroxênios também pertence a esta fase, porém a maioria desses minerais com dimensões menores dá origem a textura heterogranular, por vezes poligonal granoblástica, indicando reequilíbrio metamórfico. Serpentinização de olivina e veios de prehnita indicam também outra ação metamórfica, porém de baixo grau. Nos troctolitos olivina, e por vezes plagioclásio constituem fases cumulus. Clinopiroxênios e anfibólitos são raros. Nos anortositos, onde além dos plagioclásios predominantes, ocorrem olivinas com coroas de reação de ortopiroxênio e actinolita, observam-se texturas cumuláticas originais e granoblásticas poligonais superpostas.

Na Seqüência Metamórfica Colorado os olivina gabros são mineralógica e texturalmente muito semelhantes aos do Complexo Cacoal, diferindo destes somente na alteração da olivina, que além de serpentinizada foi também parcialmente transformada em iddingsita. Os metadiabásios são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, quartzo, apatita e opacos. Ocorrem remanescentes da textura subofítica original, cuja parcial recristalização originou assembléia granoblástica formada por plagioclásio, quartzo e hornblenda. Os anfibolitos são granoblásticos, formados por hornblenda, andesina, apatita, titanita e opacos. A paragênese é de fácie anfibolito, assim como das metafísicas associadas, atualmente transformadas em biotita gnaisses.

Os gabros da Seqüência Metamórfica Nova Brasilândia são formados por plagioclásio, clinopiroxênio, olivina, biotita e opacos. A textura é ofítica. Nos metagabros clinopiroxênio dá origem a hornblenda, observando-se freqüentemente restos da textura original. Os metadiabásios são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, apatita e opacos. A textura sobofítica foi parcialmente recristalizada ocasionando o aparecimento de assembléia granoblástica formada por plagioclásio, acompanhado por clinopiroxênio e hornblenda oriundos dos clinopiroxênios originais. Os anfibolitos são nematoblásticos constituídos por hornblenda, plagioclásio andesina-labradorita, clinopiroxênio, quartzo, apatita, titanita e opacos.

O estudo geoquímico preliminar da Suíte Intrusiva Serra da Providência, Complexo Cacoal e Seqüências Metamórficas Colorado e Nova Brasilândia evidenciou seu caráter toléítico (Fig. 2). As amostras estudadas



foram plotadas em diagramas correlacionando mg# ( $\text{mg}^{\#} = \text{Mg}^{2+}\text{atômico}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$ ), assumindo-se  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

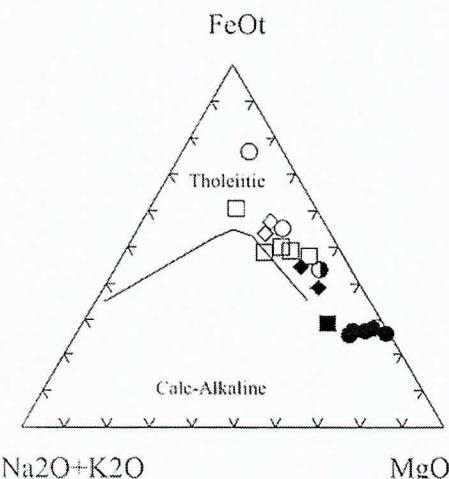


Fig. 2 - Diagrama AFM para classificação dos litotipos segundo Irvine & Baragar (1971). Suite Nova Brasilândia: △ - anfibolitos e metadiabásios. ◆ - olivina gabros. Sequência Colorado: □ - anfibolitos e metadiabásios. ■ - olivina gabros. Sequência Providência: ○ - anfibolitos e metagabros. ● - olivina gabros e piroxenito. ◑ - olivina diabásio.

$= 0.15$ ) e elementos maiores e traços. O pequeno número de amostras analisadas permite apenas algumas observações genéricas. Em contraste, as rochas do Complexo Cacoal destacam-se dos demais conjuntos de amostras face ao seu elevado mg# (0,66-0,69). Em se tratando de cumulatos tais dados não permitem inferir a composição do magma progenitor, e as variações químicas observadas nos diagramas refletem as variações litológicas. As demais amostras, com exceção do olivina gabro cumulático da Seqüência Metamórfica Colorado (mg# 0,61), são bem mais evoluídas (mg# 0,51-0,14) e seu comportamento geoquímico assemelha-se a de líquidos toleíticos submetidos a fracionamento tipo gabro, caracterizado pelo aumento de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  e elementos traços incompatíveis, e diminuição de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Cr}$  e  $\text{Ni}$ , com diminuição de mg#. Trata-se de comportamento apenas indicativo, pois uma análise conclusiva exige tratamento individual para cada uma das unidades, o que, evidentemente, demanda um número bem maior de amostras. No entretanto, no que tange à Seqüência Metamórfica Nova Brasilândia, cumpre salientar que Rizzotto et al. (2001), analisando significativo número de amostras, apontou a existência das mesmas tendências geoquímicas aqui sugeridas, e concluiu que os protólitos dos metabasitos e anfibolitos originaram-se através de cristalização fracionada de magma basáltico, com fracionamento de olivina, clinopiroxênio e plagioclássio.

Dezoito amostras foram selecionadas para análises isotópicas pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd. Os resultados dessas análises estão representados na figura 3. Evidencia-se a existência de cinco campos de variação no diagrama  $\epsilon\text{Sr}^{\text{T}}-\epsilon\text{Nd}^{\text{T}}$ , correspondendo respectivamente, um à seqüência Colorado, com idade média de 1.35 Ga, um à seqüência Nova Brasilândia, cuja idade média foi considerada 1.1 Ga, dois referentes à suíte da Serra da

Providência, e outro contendo rochas do complexo Cacoal, cujas amostras foram referidas à idade média de 1.55 Ga. As amostras da seqüência Colorado situam-se totalmente no quadrante esquerdo superior do diagrama, evidenciando serem as mais empobrecidas ( $\epsilon\text{Nd}^{\text{T}} = 0$  a 5.2 e  $\epsilon\text{Sr}^{\text{T}} = -5.0$  a -30,7). Os altos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  indicam significativa influência do componente mantélico DMM. As amostras da suíte Nova Brasilândia mostram campo de variação com valores de  $\epsilon\text{Nd}^{\text{T}}$  sempre positivos, porém baixos (0,1 a 1,3), mostrando também influência do componente DMM. A suíte Serra da Providência mostra dois campos de variação distintos. Um deles composto somente por duas amostras, situa-se no quadrante empobrecido ( $\epsilon\text{Nd}^{\text{T}} = 2,5$  a 2,8). O outro campo contém intrusões básicas representando vários corpos (olivina diabásio, metagabro, anfibolitos e um olivina gabro do complexo Cacoal), e mostra variações moderadas positivas e negativas em termos de  $\epsilon\text{Sr}^{\text{T}}$  (-3,3 a 11,7) e  $\epsilon\text{Nd}^{\text{T}}$  (-0,9 a +0,4), situando-se muito próximo à "Terra Global", o que evidencia menor influência do componente DMM, aproximando-o de composição "condritica". O terceiro campo é formado por rochas pertencentes ao complexo máfico-ultramáfico Cacoal. Duas das suas amostras exibem valores moderadamente positivos, e uma levemente negativo de  $\epsilon\text{Nd}^{\text{T}}$  (-0,1 a +0,8), porém com valores altos de  $\epsilon\text{Sr}^{\text{T}}$  (43,2 a 56,1). O comportamento das rochas desse complexo pode ser explicado em função da ação hidrotermal que o atingiu parcialmente em ambiente oceânico. A amostra ( $\epsilon\text{Sr}^{\text{T}} = 6,0$  e  $\epsilon\text{Nd}^{\text{T}} = 0,4$ ) situada dentro do campo de variação principal suite Serra da Providência representaria parte do complexo mais preservado em relação amostras coletadas em outras partes, que sofreram forte ação hidrotermal evidenciada pela presença de veios de carbonato, prehnita e transformação de olivina em serpentina. Face ao alto conteúdo de Sr ( $\epsilon\text{Sr} = +30$  a +64) na água do mar, magmas básicos hidrotermalizados sob a influência dessas águas geram aumento

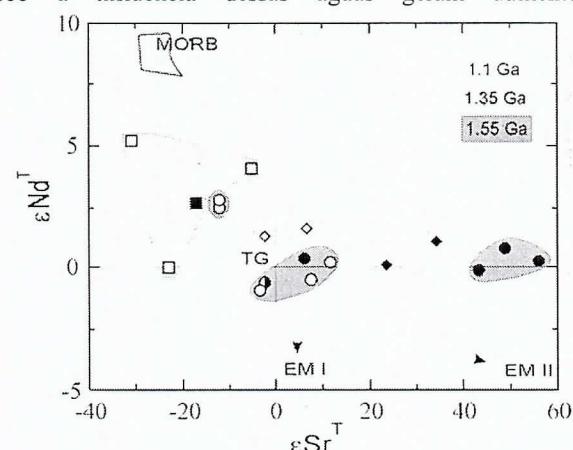


Fig. 3 - Diagrama  $\epsilon\text{Sr}^{\text{T}}-\epsilon\text{Nd}^{\text{T}}$  dos litotipos máficos, mostrando campos de variação das unidades geológicas estudadas. TG = Terra Global. Símbolos com a figura 2.

significativo de Sr radiogênico e insignificante de Nd (De Paolo & Wasseberg, 1977; De Paolo, 1981; Hawkesworth & Van Calstern, 1994)



Em suma, duas observações gerais podem ser extraídas dos dados constantes na figura 3. A primeira diz respeito à heterogeneidade das fontes mantélicas que deram origem às diferentes suítes nessa região do craton Amazônico, evidenciada pela constituição de diversos campos de variação isotópica, fato esse também observado durante os estudos de diques maficos nos cratons de São Francisco, Rio de La Plata e Bloco Arqueano de Goiás (e.g. Corrêa da Costa & Girardi, 2005; Corrêa da Costa et al., 2005). A segunda se refere à natureza dos componentes mantélicos. A presença do componente DMM é registrada em todos os as suítes e sequências em proporções diversas, misturada a outros componentes. Tendo-se em conta os componentes mantélicos segundo Zindler e Hart (1986), cremos factível a influência de EMI, cuja natureza geoquímica aproximaria-se a de uma litosfera metassomatizada (Dickin, 1995). A ausência de análises  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  nos impede de avaliar a possível influência de HIMU, porém os baixos teores de Sr radiogênico, retratados na figura 3 por valores de  $\varepsilon\text{Sr}^T$  sempre inferiores a 40, com exceção das rochas do Complexo Cacoal já explicadas, além da ausência de qualquer indicação de tendência em direção componente EMII, indica que sedimentos terrígenos não devem ter tido influências em possíveis subducções que podem ter eventualmente contribuído na composição geoquímica e isotópica do manto nessa região do craton Amazônico.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP (proc.04/03022-6) e ao CNPq pelo suporte financeiro.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bettencourt, J.S.; Tosdal, R.M.; Leite Jr., W.B.; Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondonia Tin Province, south-western border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Prec. Research* 95: 41-67.
- Corrêa da Costa, P.C. & Girardi, V.A.V., 2005. Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Paleoproterozoic dikes from the Goiás – Crixás Archean Block, Goiás State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* (no prelo).
- Corrêa da Costa P.C; Girardi V.A.V.; Teixeira W., 2005.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb/Sr geochronology of the Goiás-Crixás dike swarm, central Brazil: constraints of the Neorarchean-Paleoproterozoic tectonic boundary in South America and Nd-Sr signature of the subcontinental mantle. *International Geol. Review* (no prelo).
- DePaolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Joun. Geophys. Research*, vol. 86, 10470-10488.
- DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J., 1977. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr studies. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 4, 465-468.
- Dickin, A.P., 1997. Radiogenic isotope geology. Cambridge University press, 490 p.
- Hawkesworth, C.J. & Van Calstern, P.W.C., 1994. Radiogenic isotopes – Some geological applications. In *Rare earth geochemistry*. P. Henderson (editor). *Developments in geochemistry* 2. p 375-421.
- Irvine, I.N. & Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journ. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Litherland, M. (Coordinator), 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. *Overseas Mem. Br. Geol. Survey*, vol.9, 153 pp.
- Payolla, B.L.; Bettencourt, J.S.; Kozuch, M.; Leite Jr., W.B.; Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R., 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondonia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Prec. Research*, 119: 141-169.
- Rizzotto, G.J.; Lima, E.F.; Chemale Jr., 2001. Geologia do Grupo Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia, acresção continental e implicações geotectônicas. Contribuições à geologia da Amazônia, N. J. Reis e M. A. S. Moteiro (coordenadores). SBG Núcleo Norte, vol. 2, 342-442.
- Rizzotto, G.; Bettencourt, J.S.; Teixeira, W.; D'Agrella Filho, M.S.; Vanconcelos, P.; Basei, M.A.S.; Onoe, A.; Passarelli, C.R., 2002. Geologia e Geocronologia da Suíte Metamórfica Colorado e suas encaixantes, SE de Rondônia: implicações para a evolução mesoproterozóica do Craton Amazônico. *Geologia USP*, Série Científica, 2, 41-56.
- Romanini, S.J., 2000. Geologia e resultados prospectivos da área Cacoal – Rondônia. MME – CPRM. 43p.
- Sadowski, G.R.; Bettencourt, J.S., 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton. *Prec. Research*, 76, 213-227.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: L.A. Buzzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (orgs.) - *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. – CPRM, Brasília. Cap. IV, parte II, 169-226.
- Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldes, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M., 2000. The Amazon craton. In: Cordani, U.G., Miliani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, 41-95.
- Teixeira, W. & Tassinari, C.C.G., 1974. Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: *Simpósio Amazônico*, 2, Manaus, SBG/DNPM, Atas, 87-91.
- Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Prec. Research*, 42, 213-27.
- Teixeira, W.; Bettencourt, J.S.; Rizzotto, G.; Girardi, V.A.V.; Onoe, A.; Sato, K., 2005. Contrasting isotopic signatures in the Mesoproterozoic mantle below the SW Amazonian Craton: inferences from Nd, Sr composition of mafic rocks and tectonic implications. V International Dyke Conference, proceedings special volume, Rovianemi, Finland, (submetido).
- Zindler, A. & Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. *Annual. Earth and Planetary Science*, v. 14, p. 493-571.