

BR 9127310  
INIS-BR-2675

CONGRESSO BRASILEIRO  
DE GEOLOGIA

36  
NATAL / RN

28 de outubro a 1 de novembro 90  
CENTRO DE CONVENÇÕES

# ANAIIS

## VOLUME 4



REALIZAÇÃO:  
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA  
NÚCLEO NORDESTE

**ABSTRACT**

The Bom Jardim complex is a multi phase intrusion emplaced within the basement of the Pajeú-Paraíba belt, in the Borborema province, N.E., Brazil, during the Pan African (Brasiliano) orogeny, 600 Ma ago.

The Bom Jardim complex is primarily composed of monzonites and syenites with subordinated granites. The boundaries of the complex, appear to be thrust-fault controlled, although a later overprinting of strike slip movement has occurred.

The major and trace elements geochemistry has established a shoshonitic affinity for the monzonite-syenite assemblages, whereas the granites are clearly of a high-K calc-alkaline character. The main geochemical trends determined for the complex are the result of fractionation of mainly amphibole, biotite, alkali feldspar and clinopyroxene within the developing magmas.

The enrichment in transition metal elements, LILE and high LILE/HSFE ratios, coupled with an initial Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratio of 0.70709 is consistent with a subduction related magma source.

**INTRODUÇÃO**

Associações shoshoníticas são mundialmente encontradas durante a fase final do desenvolvimento de arco de ilha (Jakes e White, 1972 e Morrison, 1980), refletindo estágios transicionais entre subdução ativa para outros regimes tectônicos (Thompson e Fowler, 1986). Membros das associações shoshoníticas também têm sido descritos relacionados a processos sin e pós colisão continental (Thompson et al., 1984 e Zhou, 1987) e mais recentemente, Gill e Whelan (1989) descreveram rochas shoshoníticas relacionadas a estágios iniciais de rifteamento de um arco de ilha oceânico (Fiji).

Na Província da Borborema rochas de afinidades shoshoníticas tem sido descritas na faixa Salgueiro - Cachoeirinha próximo ao seu contato com o maciço PE-AL; complexo Terra Nova (Da Silva Filho et al., 1987) e, próximo ao contato com a faixa Pajeú Paraíba; Batólito Solidão e Texeira (Sial e Ferreira, 1988). Análises de algumas amostras do complexo Fazenda Nova, na Faixa Pajeú Paraíba, e dados litogeoquímicos disponíveis na literatura para o batólito Itaporanga, na borda da faixa Salgueiro - Cachoeirinha (Mariano, 1988 e Barriga, 1983), indicam afinidades shoshoníticas para ambos.

Este trabalho chama atenção para uma ocorrência de granitoides de afinidade shoshonítica na faixa Pajeú-Paraíba, e é o resultado de detalhada investigação geológica no complexo Bom Jardim baseada em observações de campo, petrografia e geoquímica.

**GEOLOGIA**

O complexo Bom Jardim está intrudido em gnaisses e migmatitos do embasamento da faixa Pajeú Paraíba, próximo no seu contato com o contato maciço mediano PE-AL. Dados de campo mostram que nesta área o maciço foi empurrado sobre a faixa Pajeú-Paraíba (Brito Neves et al., 1982). Estes empurrões coincidem com o alinhamento de anomalias Bouger negativas (Brito Neves et al., 1982 e Ussami et al., 1986), refletindo espessamento crustal nesta região.

O complexo Bom Jardim apresenta uma forma de exposição alongada de direção NE-SW, concordante com a foliação dos metamorfitos encaixantes. A foliação representada pelo alinhamento dos minerais máficos e feldspatos, é paralela ao eixo principal do complexo, mergulhando suavemente (5° a 40°) para SE. A ausência de deformação no estado

sólido relacionada a esta direção de foliação, refletem uma intrusão sintectônica à fase de deformação de baixo ângulo. Deformações no esta do sólido ocorrem de forma localizada refletindo posterior reativação do lineamento Pernambuco o qual obliterou em parte o tectonismo de baixo ângulo. Evidências de deformações rúpteis são raras, refletindo intrusão em profundidade relativamente elevadas.

Cinco fácies petrográficas principais, além de diques e enclaves, foram identificados e mapeados no complexo Bom Jardim (Fig.1). O fácies dominante é constituído por sienitos a monzonitos grosseiros (SMG), de textura porfirítica com os minerais máficos (biotita, anfibólio e piroxênio) constituindo de 40 a 50% do total modal. SMG é cortado por sienitos de granulação média (SM), porfiríticos, com a percentagem modal de minerais máficos variando de 28 a 16%. O terceiro fácies ocorre em lentes intrudindo os SMG e SM, e apenas uma lente foi possível ser cartografada na escala usada para mapeamento (1:25000). Este fácies é caracterizado pela ausência de anfibólio primário, e uma percentagem modal de minerais máficos inferior a 15%. Sienitos extremamente grosseiros (SEG), com grandes fenocristais (3 a 10cm) de feldspato alcalino de coloração cinza chumbo, os quais chegam a constituir 90% do volume modal, afloram em uma área contínua de 50km<sup>2</sup> e, em dois outros pequenos corpos, com áreas inferiores a 0,5km<sup>2</sup>. Este fácies parece representar processo cumulítico relacionado a formação dos SM (Guimarães, 1989). Rochas de composições graníticas, granulação fina, e menos de 10% de minerais máficos modais representados por biotita, constituem intrusões alongadas com contatos bruscos com os sienitos e monzonitos. Rochas graníticas ao longo do contato entre o complexo e os metasedimentos são frequentes, e parecem estar relacionados a fusão parcial dos metasedimentos devido a migração de calor e fluidos do complexo (Guimarães, 1989). Pegmatitos são restritos a SMG, e só foram observados próximos ao contato com os metasedimentos. Enclaves metasedimentares parcialmente digeridos foram observados dentro de SMG, evidenciando a contribuição crustal durante a intrusão do complexo.

#### PETROGRAFIA

O fácies SMG apresenta fenocristais de feldspato alcalino, representado principalmente por microclina pertítica, e plagioclásio (An<sub>25</sub> a An<sub>18</sub>). Feldspato alcalino mostra algumas vezes zonação oscilatória e inclui poikiliticamente quartzo, biotita, plagioclásio e anfibólio. Microclina sem intercrescimento pertítico é restrita a matriz. Plagioclásio quando em contato com feldspato alcalino, desenvolve bordos albiticos e/ou intercrescimentos mimerquíticos. Zonação normal e oscilatória são frequentes nos fenocristais, assim como substituição de plagioclásio por feldspato alcalino. Textura rapakivi ocorre de forma localizada, onde existem evidências de campo para mais de um pulso magmático, evidenciando possíveis processos de mistura de magmas (Hibbard, 1981). Biotita e anfibólio de composição magnésio hornblenda e menos frequentemente edenita (Leake, 1978) são os minerais ferromagnesianos modalmente mais abundantes. Anfibólio ocorre de forma isolada sem a presença formal de piroxênio ou, como coroa de reação em clinopiroxênios. Os piroxênios de composição salita (Wo<sub>46</sub> En<sub>41</sub> Fs<sub>13</sub> a Wo<sub>48</sub> En<sub>38</sub> Fs<sub>14</sub>), geralmente ocorrem em associação íntima com o anfibólio não mais das vezes apenas como relíquias. Quartzo apresenta-se de forma restrita e intersticial, não ultrapassando 5% do volume modal. Os minerais acessórios são representados principalmente por apatita, zircão, esfeno e magnetita. Alanita circundada por epidoto e monazitas ovaladas, desenvolvendo largos halos pleocróicos em biotita, ocorrem esporadicamente.

O fácies SM contém menos de 25% de minerais máficos, os quais são representados por biotita, anfibólio (edenita) e clinopiroxênio de composição salita (Wo<sub>48</sub> En<sub>38</sub> Fs<sub>14</sub> a Wo<sub>41</sub> En<sub>43</sub> Fs<sub>16</sub>). Feldspato alcalino, principalmente microclina pertítica, chega a constituir até 63% do volume modal. Plagioclásio (An<sub>19</sub> a An<sub>11</sub>) são restritos a matriz e, raramente zonados. Quartzo ocorre intersticialmente, com extinção ondulante, chegando a constituir até 70% do volume modal. Os minerais acessórios são esfeno de coloração amarelo alaranjado, zircão e apatita. Esfeno contém frequentes inclusões de anfibólio e apatita evidenciando

cristalização tardia na sequência magmática. Monazitas ovaladas e minerais de tório, incluindo torita, ocorrem de forma restrita. Magnetita constitui a principal fase opaca.

As rochas do fácies LS são caracterizadas por uma percentagem modal de minerais máficos inferior a 20%, textura fluidal com leve tendência porfirítica, e ausência de anfibólio primário. O mineral modalmente mais abundante é o feldspato alcalino que constitui mais de 60% do volume total. Plagioclásio de composição albítica ( $An_{10}$  a  $An_0$ ) ocorre como pequenos (0.5 a 1.0 mm) cristais subedrais não zonados. Quartzo ocorre de forma intersticial com extinção ondulante em percentagens modais inferiores a 10%. Piroxênio de composição salita ( $Wo_{45}$   $En_{35}$   $Fs_{15}$  a  $Wo_{43}$   $En_{38}$   $Fs_{19}$ ) mostra um ligeiro enriquecimento na molécula ferrosilita comparado a SMG e SM. Transformações subsólidas para hornblenda actinolítica são comuns. Biotita ocorre de forma primária ou, substituindo piroxênio.

Apatita, zircão, esfeno de coloração amarelo avermelhado, minerais metamíticos enriquecidos em terras raras leves e tório (keilhautita), e esporádicas alanitas e minerais da série torita monazita (torita e hutonita) são os minerais acessórios observados. Magnetita é o principal mineral opaco. Óxidos de Fe-Ti ocorrem localmente circundados por esfenos enriquecidos em terras raras leves, evidenciando cristalização tardia de fluidos carregando elementos incompatíveis juntamente com a fase opaca (Fowler, 1985).

O fácies SEG é constituído principalmente por fenocristais zonados de microclina pertítica com inclusões concêntricas de biotita, anfibólio (edenita) e piroxênio (salita). Inclusões aciculares de minerais opacos são comuns nos fenocristais. Plagioclásio de composição albítica, com frequentes intercrescimentos minerquíticos, se dispõem preferencialmente em torno dos fenocristais de microclina pertítica. A matriz constitui de 10 a 30% do volume modal, e contém além do plagioclásio de composição albítica, quartzo, piroxênio ( $Wo_{45}$   $En_{32}$   $Fs_{13}$  a  $Wo_{42}$   $En_{34}$   $Fs_{20}$ ), biotita e anfibólio (edenita). Os minerais acessórios são esfeno, zircão e apatia. Magnetita é a única fase opaca observada.

Os granitos róseos leucocráticos são constituídos por quartzo, plagioclásio, microclina e menos de 10% de biotita. Alanita manteeda por epidoto, esfeno, apatia e zircão são os minerais acessórios.

## GEOQUÍMICA

Mais de 80 amostras do complexo Bom Jardim foram analisadas para elementos maiores mais Cr, Ni, Sr, Ba, Zr, por ICP nos laboratórios de geoquímica do Departamento de Geologia do Imperial College (Universidade de Londres). Rb foi analisado por absorção atômica operando como fotômetro de chama. Parte destas amostras foram analisadas por ativação neutrônica para dosagens de Th, Hf, Ta, U no Natural History Museum - Londres e, Nb foi analisado por fluorescência de raios-X na Universidade de Durham (Inglaterra). Y foi determinado juntamente com REE por ICP, preparando-se as soluções no Imperial College, e fazendo-se as leituras no laboratório de ICP do RHBNC (Universidade de Londres).

## ELEMENTOS MAIORES

Hiperstênio normativo é observado na maior parte das amostras estudadas de sienitos. A presença de hiperstênio normativo é uma das feições que ajuda a distinguir as rochas das associações shoshoníticas das associações toleíticas e calco alcalinas (Morrison, 1980). Dados normativos projetados em termos de Qz - Ab - Or - Ne ( $Ne = Lc + Ne$ ) são mostrados na figura 2 juntamente com o campo dos dados normativos dos monzonitos de afinidade shoshonítica da California (Sylvester et al. 1978) e o campo dos sienitos shoshoníticos de Glen Dessary - Escócia (Fowler, 1985). Como pode ser visto, as rochas do complexo Bom Jardim mostram grande similaridade com os sienitos shoshoníticos de Glen Dessary, porém são mais enriquecidos, em K, com valores mais elevados de Or normativo, comparados aos monzonitos da California.

As rochas que constituem os fácies maiores do complexo Bom Jardim, cobrem uma larga variação de teores de  $\text{SiO}_2$  (52.38 a 73.37%). Os sienitos e monzonitos mostram uma variação contínua nos teores de sílica. Entretanto esta continuidade não é observada entre os sienitos/monzonitos e os granitos. Os teores de  $\text{K}_2\text{O}$  são elevados (4.6-8.25), e sempre excedem os teores de  $\text{Na}_2\text{O}$ . As variações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO(t)}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , e  $\text{TiO}_2$ , com um índice de diferenciação (Thorton e Tuttle, 1969) são mostrados na Figura 3. Os granitos não seguem o mesmo trend dos sienitos/monzonitos nas variações dos teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , e  $\text{K}_2\text{O}$ , o que parece sugerir magmas de origem distintas. Dados químicos de rocha total associados aos dados de química mineral (ver Guimarães, 1989) sugerem que os principais trends determinados para o complexo são resultantes do fracionamento de principalmente anfíblio, biotita, feldspato + clinopiroxênio.

Diversos critérios químicos têm sido usados para classificar séries de rochas ígneas. Entre estes critérios, a relação  $\text{FeO} - \text{MgO} - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  (Diagrama AFM) tem sido comumente aplicada. No diagrama AFM (Fig 4) os monzonitos e sienitos do complexo Bom Jardim seguem o trend das rochas calco alcalinas ricas em potássio (Morrison, 1980) de ambiente compressional (Brown, 1981) e, que coincidem com o trend das rochas shoshoníticas de Ewart (1982).

Peccherillo e Taylor (1976) propuseram a relação  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  como discriminante entre as séries shoshoníticas, calco alcalinas ricas em K, calco alcalinas normais e toleíticas de arco da ilha. As rochas sieníticas e monzoníticas do complexo Bom Jardim caem no campo das shoshoníticas enquanto as rochas graníticas, plotam no campo das rochas calco alcalinas ricas em K do referido diagrama (Fig. 5).

O diagrama  $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$  versus  $\text{SiO}_2$  foi proposto por Rogers e Greenberg (1981) para distinguir as séries calco alcalinas das séries alcalinas. Os monzonitos e sienitos do complexo Bom Jardim plotam entre os campos das referidas séries enquanto os granitos caem claramente no campo das rochas alcalinas (Fig.6).

#### ELEMENTOS TRAÇOS

Os sienitos e monzonitos mostram elevados teores de Ba (4400 a 2100 ppm), Sr (2200 a 1010 ppm), Th (3 a 64.6 ppm) e Pb (20 a 60 ppm); teores médios de Rb (120ppm nos fácies menos diferenciados a 300ppm nos fácies mais diferenciados); baixos teores de Nb (variando de 9ppm nos fácies menos diferenciados a 40ppm nos fácies mais diferenciados) e  $\text{TiO}_2$  (< 1.3%) os quais são típicos de rochas das séries shoshoníticas segundo Ewart (1982). Os teores de Zr nos fácies menos diferenciados são inferiores a 300ppm. Estes teores são baixos quando comparados aos teores das rochas plutônicas ricas em K, com similares teores e  $\text{SiO}_2$ , do leste da Groelândia (Tarney e Saunders, 1979). Entretanto, são elevados quando comparados aos teores em rochas calco-alcalinas típicas como as descritas no batólito costeiro do Peru (Atherton e Sanderson, 1985) = península da Antártica (Tarney e Saunders, 1979).

Os teores dos elementos de transição nos sienitos e monzonitos são elevados; Cr varia de 470 a 50ppm; Ni varia de 250 a 30ppm e V de 125 a 50ppm, compatíveis com uma origem mantélica. Os granitos mostram baixos teores de elementos de transição.

Os padrões de terras raras dos diferentes fácies sieníticos e monzoníticos do complexo Bom Jardim são muito semelhantes. Estes são caracterizados por elevadas razões Ce/Yb (25 em média), como mostram as fortes inclinações na figura 7, e, ausência de significantes anomalias de Eu, características comuns às rochas das associações shoshoníticas. Os padrões dos granitos também são caracterizados por fortes inclinações, entretanto mostram uma marcante anomalia positiva de Eu com  $\text{Eu}^+$  variando de 1.3 a 2.76

A projeção dos elementos incompatíveis normalizados em relação ao condrito (spidergrams) mostram significantes depressões em Nb-Ta, depressões subordinadas e de profundidades variadas em Ti, P e U e, picos em K, La e Hf (Fig 8). Os padrões observados são típicos de rochas relacionadas a subdução (Thompson e Fowler, 1986). Os fatores normalizantes são os sugeridos por Thompson (1982).

Harris et al. (1986) propuseram a relação Rb/10 - 3Ta - Hf como função química discriminante entre granitóides gerados e intrudidos em ambientes sin-colisão, arco vulcânico, pós-orogênico e de interiores de placas. Na referida projeção, as rochas do complexo Bom Jardim caem no campo dos granitóides de arco vulcânico (Fig 9).

A projeção dos teores de Nb versus os teores de Zr em rochas shoshoníticas e ultrapotássicas com  $\text{SiO}_2 < 60\%$ , é capaz de distinguir entre rochas relacionadas a processos de subducção e pós colisão, e rochas distantes em espaço e tempo dos processos de subducção (Leat et al., 1986). As rochas do complexo Bom Jardim caem claramente no campo das rochas relacionadas a processos de subducção do referido diagrama (Fig 10).

## GEOCRONOLOGIA

Química sistemática Rb-Sr foi realizada em 11 amostras incluindo todos os fácies do complexo, exceto as rochas graníticas no laboratório de geocronologia do RHBNC /Universidade de Londres). A isócrona baseada em 11 pontos, incluindo 9 amostras de rocha total a 3 piroxênios (Fig 11) apontou uma idade de  $585 \pm 28$  Ma com R.I. =  $0.70714 \pm 1$  MSWD = 99. Devido ao elevado MSWD, determinações isotópicas Rb-Sr em minerais isolados foram realizadas para comparação. Rb - Sr no par clinopiroxênio - rocha total em duas amostras indicam idade de  $589 \pm 1$  a  $574 \pm 8$  Ma com R.I. =  $0.70709 \pm$  e  $0.70712 \pm 1$  respectivamente, não diferindo significativamente da idade isocrônica. Logo, 500 Ma parece ser uma boa estimativa para a idade de formação das rochas do complexo Bom Jardim. Determinações envolvendo biotita apontam idades mais jovens ( $568 \pm 12$  a  $548 \pm 7$  Ma) possivelmente, refletindo reaquecimento resultante de movimentos tardios do lineamento Pernambuco.

A razão  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  relativamente elevada ( $0.70709$ ) indica contribuição de um componente crustal durante a evolução magmática. Muitos granitóides relacionados a regimes de subducção exibem valores intermediários da razão inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , refletindo processos de mistura entre material fonte do manto e da crosta continental (Taylor e Silv r, 1979 e De Paolo, 1981).

## CONCLUSÕES

Geoquímica e mineralogicamente as rochas do complexo Bom Jardim mostram todas as características gerais de uma série intrusiva shoshonítica.

Os teores elevados de Ni, Cr e MgO e, a razão inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.70709$  suportam uma origem mantélica associada a contaminação crustal. O complexo Bom Jardim mostra uma composição química mais primitiva que a maioria dos granitóides já estudados na província da Borborema, a exceção do complexo Toritama (30km a sudoeste do complexo Bom Jardim), o qual parece representar uma extensão magmática do complexo Bom Jardim (Guimarães, 1989).

As rochas do complexo Bom Jardim mostram todas as características de rochas relacionadas a subducção; enriquecimento em LILE, alta razão LILE/HFSE, "Spidergrams" caracterizados por distintas depressões em Nb-Ta, Tl e P e razão inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  refletindo processos de mistura entre manto e crosta continental.

Harris et al (1986) empregando modelamento baseado em tectônica de placas, sugeriu que se espessamento crustal ocorre acima de subducção de crosta oceânica, o magmatismo resultante tem característica de arco vulcânico e, magmatismo com característica de interior de placa poderá ocorrer dentro da crosta continental em resposta a cavalgamento de placas listosféricas continentais. Assinaturas geoquímicas do arco vulcânico do complexo Bom Jardim, parecem sugerir que o espessamento crustal inferido pelas anomalias Bourger negativas na região Toritama - Fazenda Nova, poderia estar relacionado a subducção de uma crosta oceânica. Por outro lado, a idade aproximada de 600Ma coincide com o fim do regime de colisão na província da Borborema (Jardim de Sá,

1984). Logo, o complexo Bom Jardim parece representar magmatismo tardi a pós colisão continental durante o Brasiliano.

#### AGREDECIMENTOS

Este trabalho constitui parte da tese de doutoramento de Ignez de F. Guimarães desenvolvida no Imperial College - Universidade de Londres. Muitos agradecimentos ao CNPq, pela ajuda financeira na forma de bolsa de estudos (processo nº 203242/85). Ao Dr. Jack Nolan que revisou o texto original em inglês, a Peter Watkins por supervisão nas análises químicas, ao Dr. M. Thirlwall que colocou a disposição o laboratório de isótopos do NRMHC (Universidade de Londres) e, ao Dr. T. Williams (Natural History Museum - Londres) por permitir o acesso aos contadores para leituras das amostras pelo método INAA.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ATHERTON, M.P. e SANDERSON, L.M. - 1985. The chemical variation and evolution of the Super Units of the Coastal batholith. IN: MAGMATISM AT A PLATE EDGE - THE PERUVIAN ANDES. Pitcher, W.S., Cobbing, E.J. e Beackinsale, A.W. (Eds). Blackie Maisted, Glasgow. 208-227.
- BARRIGA, V.M.F. 1983. - Petrologia das rochas plutônicas da região de Conceição - Itaporanga (PB), 150p. Tese de mestrado. (Instituto de Geociências-UFFA).
- BRITO, B.B.N., SIAL, A.N., RAND, H e MANSO, V.A.V. - 1982. The Pernambuco Alagoas massif. Rev. Bras. Geoc., 12: 240-250.
- BROWN, G.C. - 1981. Space and Time in granite plutonism. Phil. Trans. R. Geo. Soc. of London, A301; 321-336.
- DA SILVA Filho, A.P., Thompson, R.N. e LEAT, P.T. - 1987. Petrology of Terra Nova pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dykes. Rev. Bras. Geoc. 17; 4: 481-487.
- DE PAO, G. 1981. A Neodymium and Strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholith of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. J. Geophy. Res., 86:10470-10488.
- EWART, A. - 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary Recent orogenic volcanic rocks: with special references to the andesites-basaltic range. IN: ANDESITES, Thorpe, R.S. (Ed.) Wiley, London:25-95.
- FOWLER, M.B. - 1985. A geochemical and mineralogical investigation of the mobility of Uranium and other lithophile elements during high grade metamorphism. Tese de PhD (Universidade de Londres). 327p.
- GILL, J.B. e WHELAN, P. - 1989. Early rifting of an oceanic island arc (Fidji), produced shoshonitic to tholeiitic basalts. J. Geophy. Res., 94: 4561-4578.
- GUIMARÃES, I.P. - 1989. The petrological evolutions and tectonic associations of the Bom Jardim complex, Pernambuco state, NE Brazil. Tese de PhD (Universidade de Londres), 424p.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. e TINDLE, A.G. - 1986. Geochemical characteristics of collision magmatism. IN: COLLISTON TECTONICS, COWARD, M.P. e RIES, A.C, (Eds.) Geol. Soc. of London, Special Publication, 19: 67-81.
- HIBBARD, M.J. - 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. Contrib. Mineral. Petrolog., 76: 158-170.
- JACKES, P. e WHITE, A.J.R. - 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Bul. Geol. Soc. Am., 83: 29-40.
- LEAKE, B.E., - 1978. Nomenclature of amphiboles. Can. Mineral., 16:501-520.
- LEAT, P.T., THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L. e TRAYHORN, S. 1986. Geodynamic significance of Post-Variscan intrusive and extrusive potassic magmatism in SW England. Trans. R. Soc. Edingurgh, 77: 349-360.
- MARIANO, G. e SIAL, A.N. - 1988. Evidence of magma mixing in the Itaporanga batholith, Northeastern, Brazil, Rend. Della Soc. Italiana Mineral. Petrol. 43-2: 555-568.
- MORRIS, G.W. - 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association, Lithos, 13: 97-108.
- ROGERS, J.J. e GREENBERG, J.K. - 1981. Trace elements in continental

- magmatism. Part III, alkali granites and their relationship to orotization. Bull. Geol. Soc. Am., 92: 6-9.
- PECCERILLO, A. e TAYLOR, S.R. - 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Min. Petrol., 58: 63-81.
- SYL, A.M. e FERREIRA, V. - 1988. Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of central structural domains, Northeast Brazil. Rend. Soc. Italiana Mineral. e Petrol., 43: 307-341.
- SYLVESTER, A. G., MILLER, C. F. e NELSON, A. - 1978. Monzonites of the White - Inyo Range, California and their relation to the calc-alkalic Sierra Nevada batholith, Bull. Geol. Soc. Am., 89:1677-1687.
- TAYLOR, M.P. e SILVER, L.T. - 1978. Oxygen isotope relationship in plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges batholith, Southern and Baja California, USGS, open File Report, 78: 78lp.
- TAPSEY, J. e Saunders, A.D. - 1979. Trace element constraints on the origin of Cordilleran batholith. IN: ORIGIN OF GRANITE BATHOLITH, Atherton, M.P. e Tarney, J. (Eds). Shiva Publishing Ltd, Cheshire: 92-105.
- THOMPSON, R.M. e FOWLER, M. - 1968. Subduction related shoshonitic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonites. Contrib. Mineral. Petrol., 24: 507-522.
- THOMPSON, R.M., - 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. Scot. J. Geol., 18: 49-107.
- TEGTON, C.P. e TUTTLE, O.F. - 1969. Chemistry of igneous rocks. Differentiation Index. Am. Jour. Sci., 258: 664-684.
- USSAMI, N., KARMOR, C. e BOTT, M.H.P. - 1986. Crustal detachment during S. Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon Basin System. Nature, 322: 629-632.
- ZEGU, J.X. - 1987. An Occurrence of Shoshonites near Kilmelford in the Scottish Caledonides and its tectonic implications. J.. Geol. Soc. London, 144: 699-706.



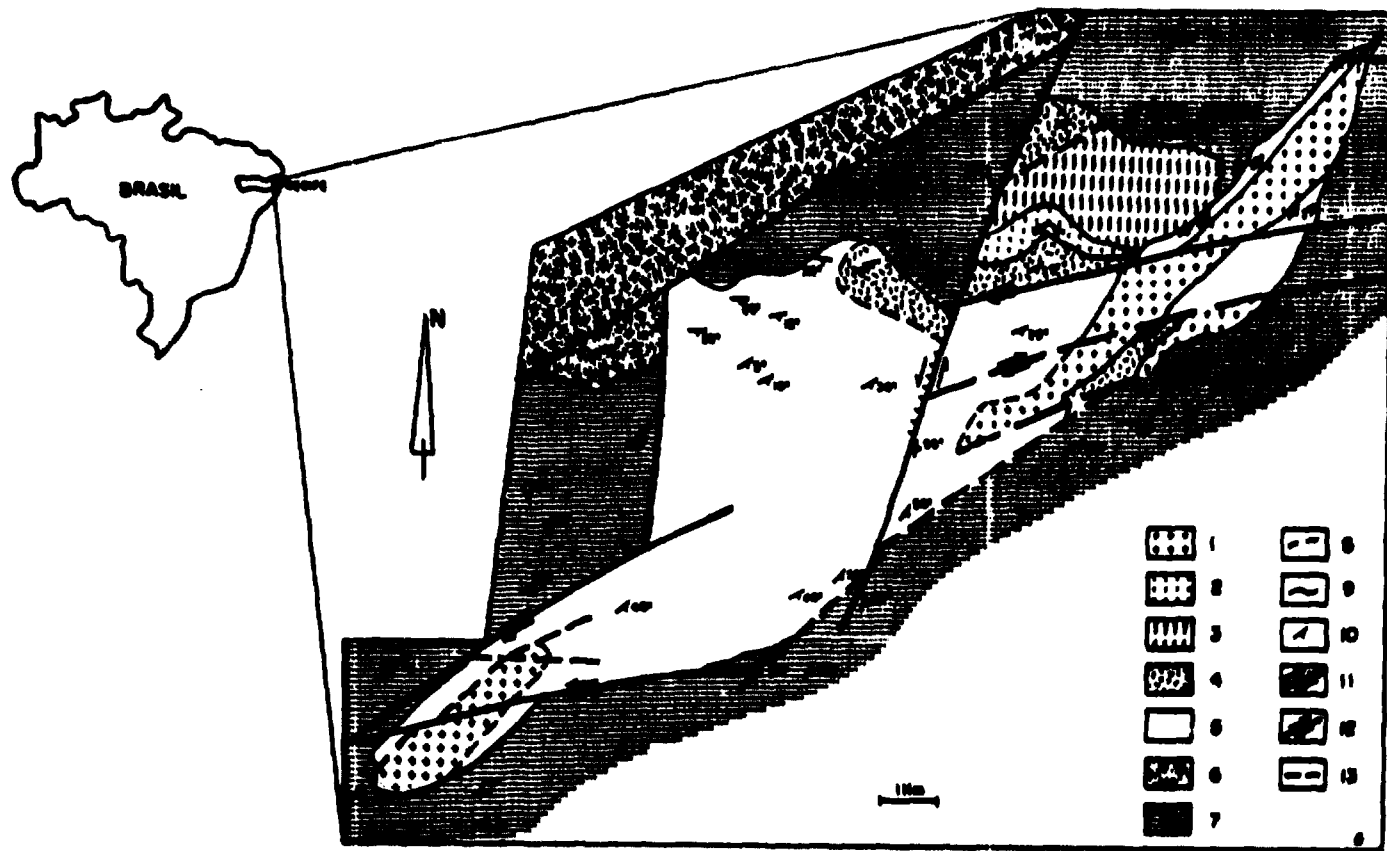


Fig. 1 - Mapa Geológico simplificado do Complexo Bom Jardim; 1 = Granitos róseos; 2 = LS; 3 = SEQ; 4 = SM; 5 = SMG; 6 = Biotita xistos e gnaisses; 7 = Gnaisses-migmatitos; 8 = Contato inferido; 9 = Contato observado; 10 = Foliação; 11 = Falha com forte componente vertical; 12 = Falha de rejeito direcional; 13 = Fraturas.

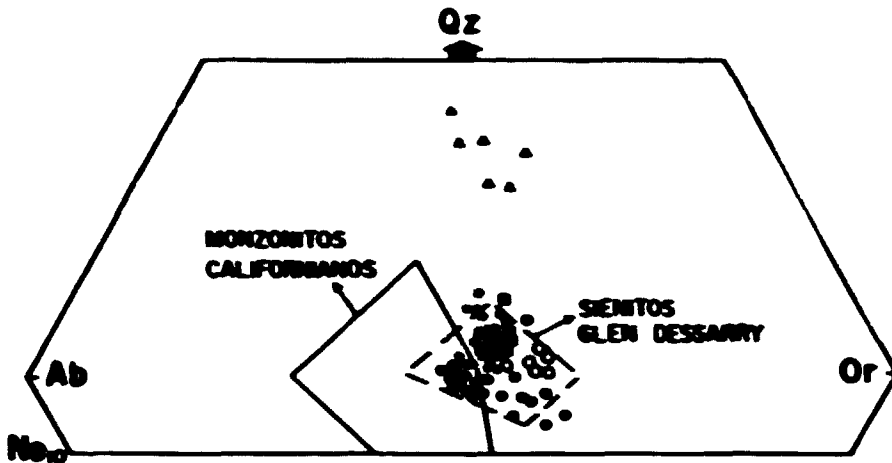


Fig. 2 - Dados normativos das fácies principais do Complexo Bom Jardim projetados em termos de Qz - Ab - Or - Me (Me = Me + LC) (Círculos fechados = SMG; Estrelas = SM; Círculos abertos SEG; quadrados fechados = LS e triângulos fechados = granitos róseos)

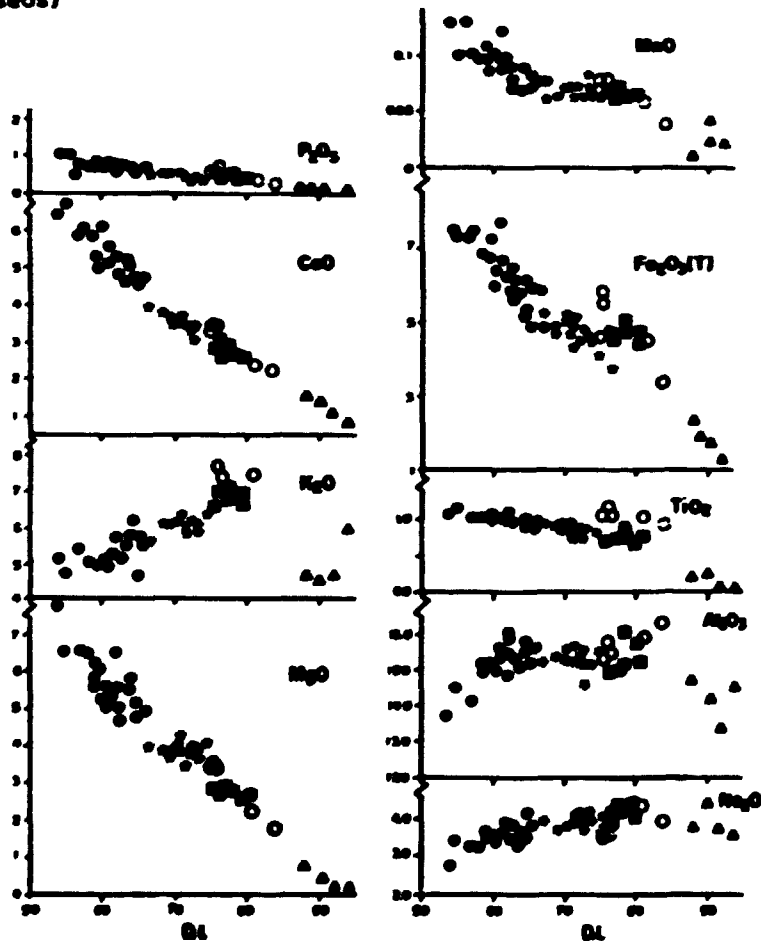


Fig. 3 - Diagrama de variação dos óxidos principais (% peso) em função do índice de diferenciação (D.I.) - Símbolos como na Fig. 2.

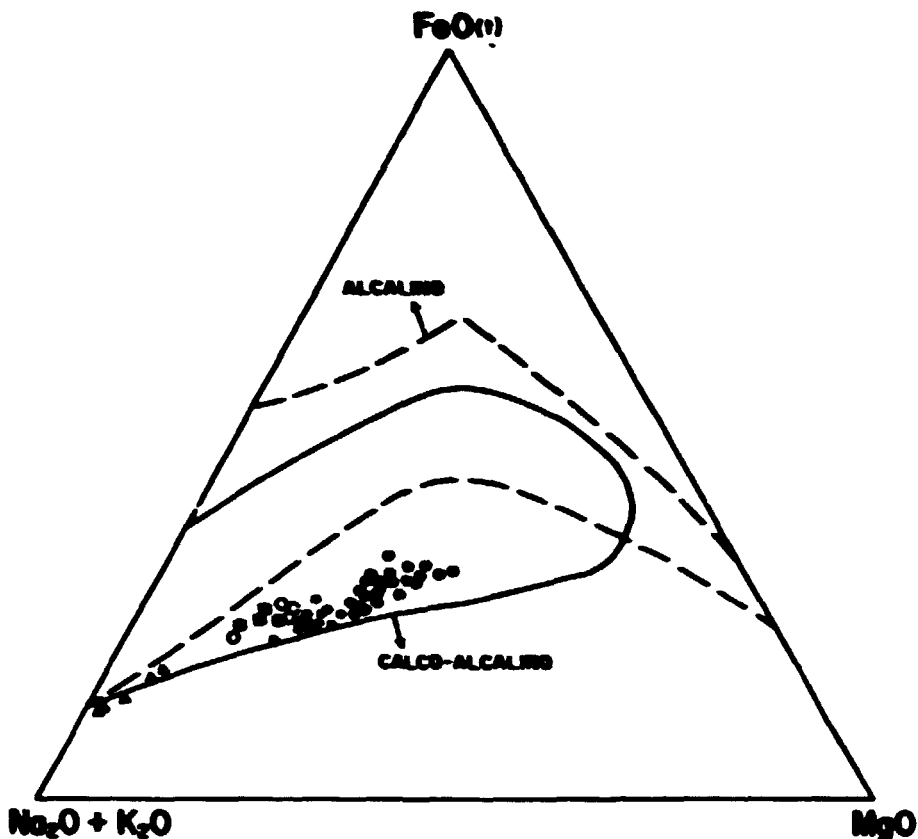


Fig. 4 - Projeção das rochas do Complexo Bom Jardim no diagrama AFM. Campos são de Morrison (1988). Símbolos como na Fig. 2.

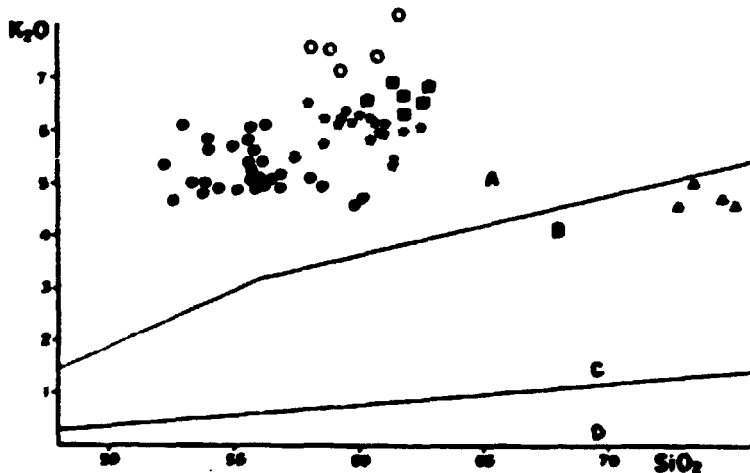


Fig. 5 - Projeção dos teores de  $K_2O$  versus  $SiO_2$  das fácies principais do Complexo Bom Jardim (recerillio) e Taylor (1976). Símbolos como na fig. 2.  
 A = série shoshoníticas; B = séries calco-alcálinas ricas em K;  
 C = séries calco-alcálinas e D = séries toleíticas.

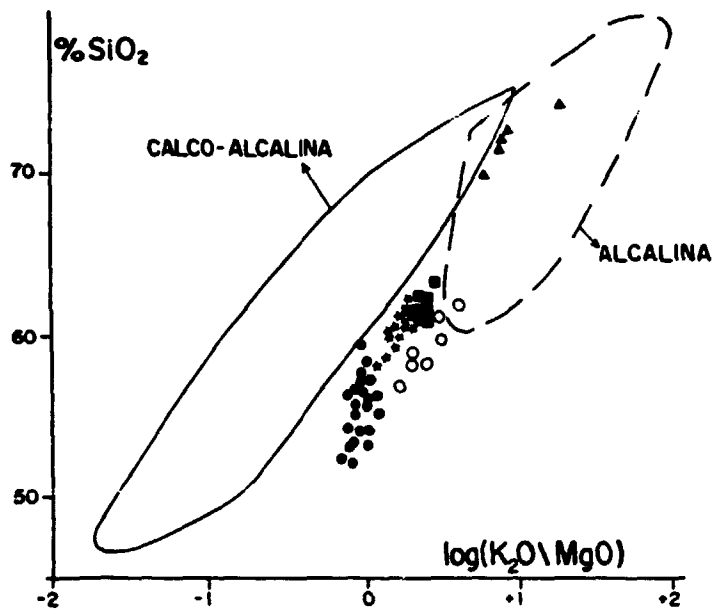


Fig. 6 - Classificação das rochas do Complexo Bom Jardim segundo Rogers e Greenberg (1981). Símbolos como na fig. 2.

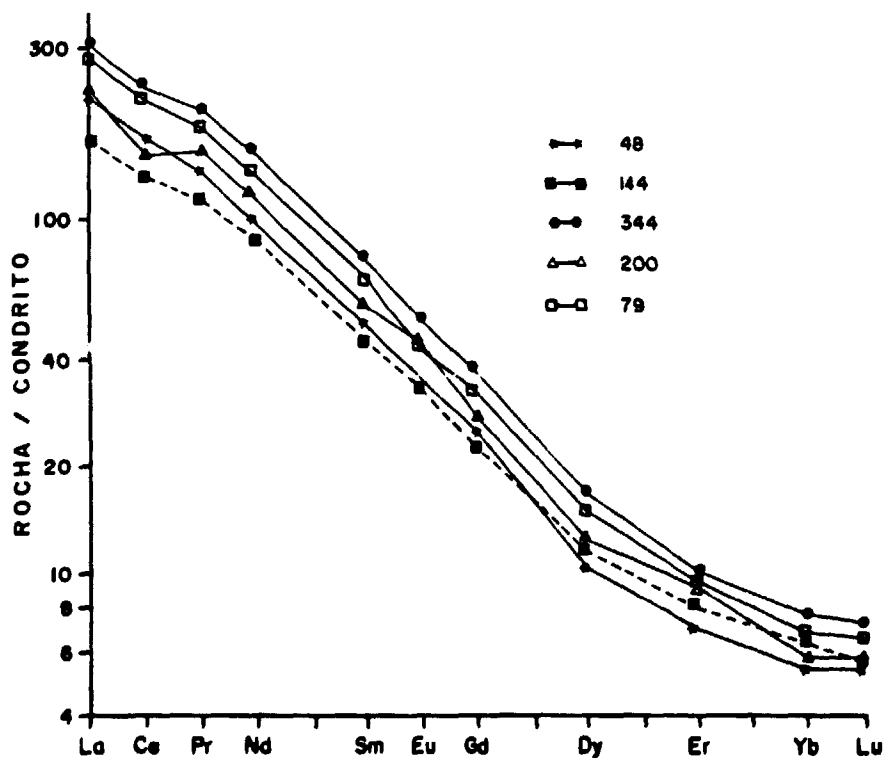


Fig. 7 - Padrões de Terras Raras, normalizados por condrito, para as rochas do Complexo Bom Jardim. Exceto Amostra 48 (SM) todas as outras amostras são do fácies SMG.

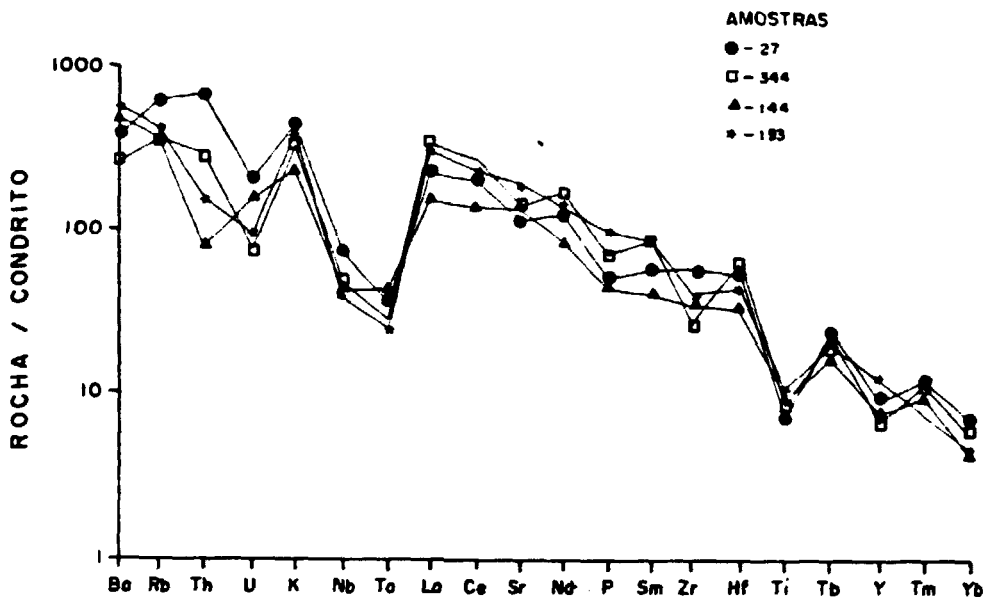


Fig. 8 - Padrões dos elementos incompatíveis, normalizados em relação ao padrão condrito.

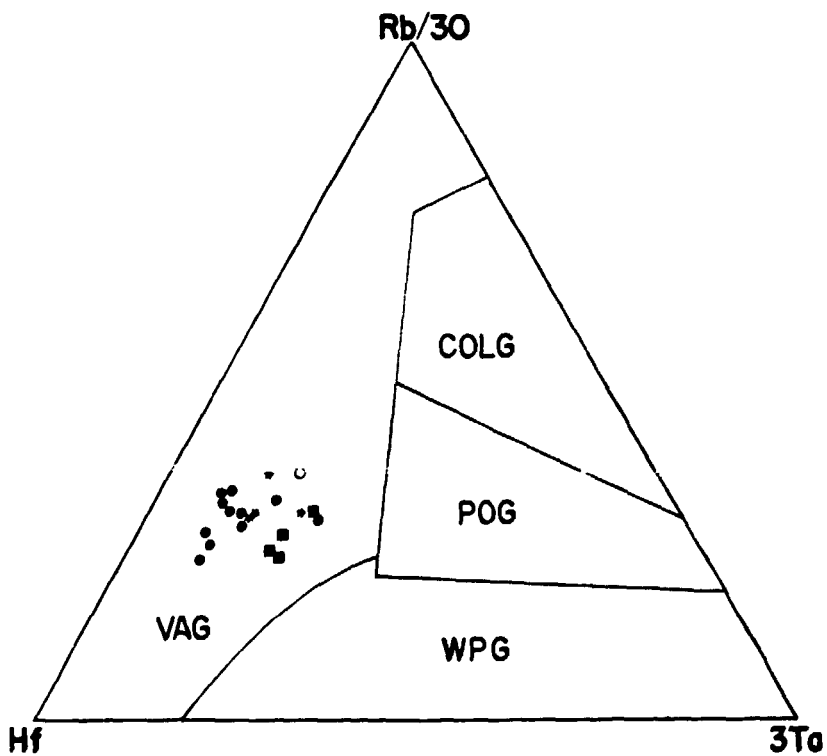


Fig. 9 - Diagrama Rb - Hf - Ta que discrimina ambientes geotectônicos (Harris et al., 1986). VAG - Granitoides de Arco vulcânico; COLG - Granitoides sin-colisão; POG = Granitoides Pós-orogênicos e WPG = Granitoides intra placas. Símbolos como na fig. 2.

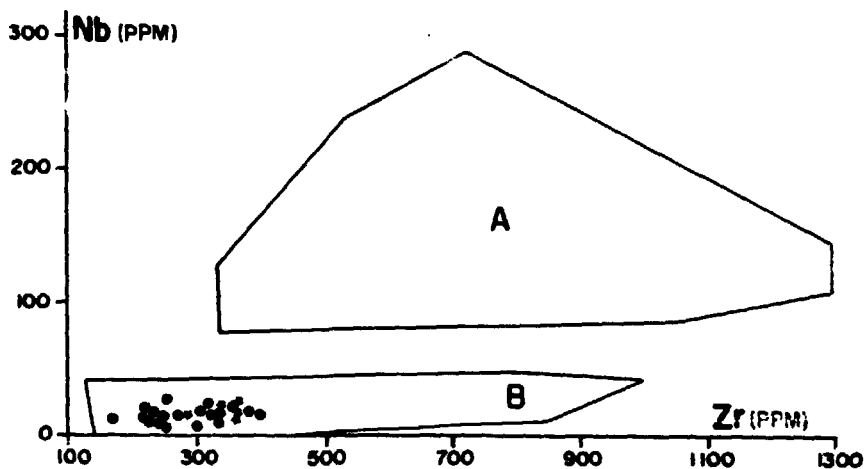


Fig. 10 - Diagrama Nb versus Zr (ppm), para as rochas dos fácies principais do Complexo Bom Jardim com  $\text{SiO}_2 < 60\%$  (peso) A = campo das rochas distantes em tempo e espaço de subducção, B = Rochas relacionadas a subducção em tempo e/ou espaço. Símbolos como na fig. 2.

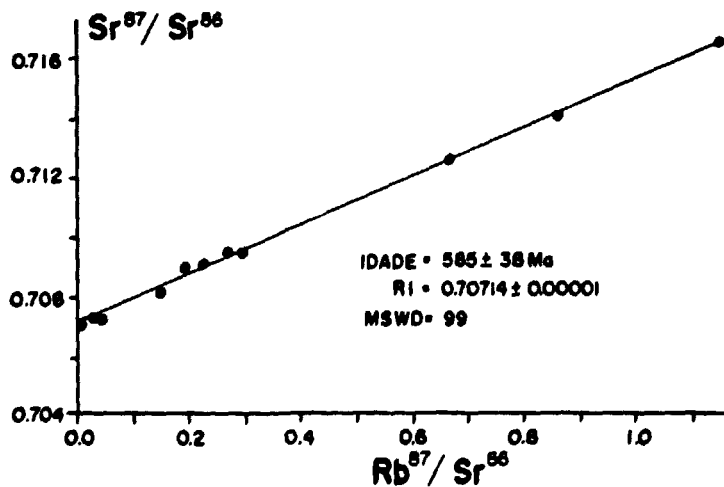


Fig. 11 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO para 8 amostras de rocha total e 3 piroxênios do Complexo Bom Jardim.