

MAGMATISMO GRANÍTICO FERRO-POTÁSSICO PÓS-COLISIONAL NOS DOMÍNIOS NORTE E CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA: PLÚTON PILÕEZINHOS E COMPLEXO SOLÂNEA

Jefferson Valdemiro de Lima¹;
Igneiz de Pinho Guimarães²;
Lucilene dos Santos¹;
Douglas José Silva Farias¹;
José Victor Antunes de Amorim¹

DOI: 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v26n1p17-37

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFPE, jefferson1901@hotmail.com

²Departamento de Geologia – UFPE, Igneiz@ufpe.br

RESUMO

O Plúton Pilõezinhos ($566,2 \pm 2,9$ Ma), com ~ 100 km², é composto por sienogranitos e monzogranitos intrudidos em rochas metassedimentares tardi-neoproterozoicas e ortognaisses tonianos, em terminações extensionais ao longo do contato entre a Zona de Cisalhamento Matinhas, de direção NE-SW e cinemática sinistral, e a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, de direção E-W e cinemática dextral (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos). Os granitoides do Complexo Solânea ($572,5 \pm 7,9$ Ma), com ~ 200 km², por sua vez, compreendem sienogranitos, monzogranitos e dioritos alojados a norte da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos dentro de ortognaisses paleoproterozoicos associados ao Complexo Serrinha-Pedro Velho. Ambos os granitoides apresentam feições de campo e petrográficas que indicam intrusão sintranscorrente. Os dados de elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETR), usados para restringir a origem e evolução dessas rochas, indicam tratar-se de granitoides aluminosos, ferro-potássicos, com afinidade a granitos das séries alcali-cálcica a alcálica, apresentando assinatura química típica de granitos tipo-A₂. A assinatura isotópica (Sm-Nd e Lu-Hf), associada à química de elementos traços sugerem que foram gerados por processos similares, envolvendo a fusão parcial de gnaisses tonalíticos na crosta inferior. Entretanto, um pequeno contraste isotópico com a possível rocha fonte e os altos valores de halogênios evidenciados nos granitoides do Plúton Pilõezinhos sugerem o envolvimento de material juvenil na sua gênese. A evolução magmática dos granitoides do Plúton Pilõezinhos foi controlada principalmente por cristalização fracionada, enquanto que o Complexo Solânea, envolveu, além de cristalização fracionada, processos de misturas de magmas. Ambos os granitoides foram originados após um longo período de tectônica convergente relacionado à Orogênese Brasileira.

Palavras Chave: Plúton Pilõezinhos; Complexo Solânea; magmatismo pós-colisional; Província Borborema; Brasileiro

ABSTRACT

The Pilõezinhos Pluton (566.2 ± 2.9 Ma), ~ 100 km² in area, is composed by syenogranites and monzogranites intruded in tardi-Neoproterozoic, metasedimentary rocks and Tonian orthogneiss in extensional terminations along the contact between the NE-SW-striking dextral Matinhas Shear Zone and the E-W-striking dextral Remigio-Pocinhos Shear Zone (the eastern branch of the Patos Lineament). The Solanea

Complex (572.5 ± 7.9 Ma), ~ 200 km² in area, comprises syenogranites, monzogranites and diorite and occurs North of the Remigio-Pocinhos Shear Zone, intruding Paleoproterozoic gneisses associated with the Serrinha-Pedro Velho Complex. Both granitoids present field and petrographic features that indicate syntranscurrent intrusion. Major, trace and rare earth elements data, used to constrain the origin and evolution of these rocks, indicate that they aluminous, ferro-potassic granitoids, with affinity to granites of the alkali-calcic to alkalic series, presenting typical chemical signature of type-A₂ granites. The isotopic (Sm-Nd and Lu-Hf) and trace elements chemical signatures suggest that both granitoids were generated by similar processes involving partial melting of tonalitic gneiss from the lower crust. However, a small isotopic contrast with the possible source rock and the high halogens values in the granitoids of the Pluton Pilõezinhos, suggest the involvement of juvenile material in its genesis. The magmatic evolution of granitoids of the Pilõezinhos Pluton was mainly controlled by fractional crystallization, while those of the Solânea complex involved fractional crystallization and magma mixing between the monzogranites and diorites. Both granitoids originated after a long period of tectonic convergence related to Brasiliana Orogeny.

Keywords: Pilõezinhos Pluton; Solânea Complex; post-collisional magmatism; Borborema Province; Brasileiro

INTRODUÇÃO

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) (Fig. 1A) consiste numa região de 450.000 km², situada a norte do Cráton São Francisco, e delimitada a leste e norte pelo Oceano Atlântico, e a oeste pela Bacia do Parnaíba, correspondendo a região nordeste do Brasil. Van Schmus *et al.* (2008) dividiram a Província Borborema nos domínios: Médio Coreá, Ceará, Rio Grande do Norte, Transversal (ou Cental) e Sul. As intrusões graníticas estudadas, Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea (Fig. 1B), estão situados, respectivamente, nos domínios Central e Rio Grande do Norte.

A estruturação atual da Província Borborema é resultante da orogênese Brasiliana (Pan-Africana; 650-580 Ma). A Província Borborema é constituída por quatro unidades maiores: Embasamento Paleoproterozoico composto por complexos gnáissicos migmatíticos, contendo pequenos núcleos Arqueanos com idades U-Pb (zircão) na faixa de 3,4-3,1 Ga (Hackspacher *et al.*, 1991; Brito

Neves *et al.*, 1995a, 1995b; Van Schmus *et al.*, 1995; Dantas *et al.*, 1998); faixas de dobramentos neoproterozoicas (toniana e ediacarana), constituídas de sequências supracrustais deformadas e metamorfizadas que circundam os complexos gnáissicos; granitoides Neoproterozoicos (toniano a ediacarano) e extensas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente, com direção predominantemente NE-SW e E-W.

Uma das principais feições associada à Orogênese Brasiliana na Província Borborema é a presença de um intenso magmatismo granítico associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento, incluindo a dos principais lineamentos da Província (Pernambuco e Patos), e suas ramificações, além de metamorfismo em condições de alta temperatura. De acordo com suas relações com as zonas de cisalhamento, este magmatismo pode ser classificado como cedo-, sin-, tardi- e pós-transcorrente, sendo grande parte dos plútons neoproterozoicos do Domínio Central caracterizados como sin-transcorrentes (Neves *et al.*, 2006).

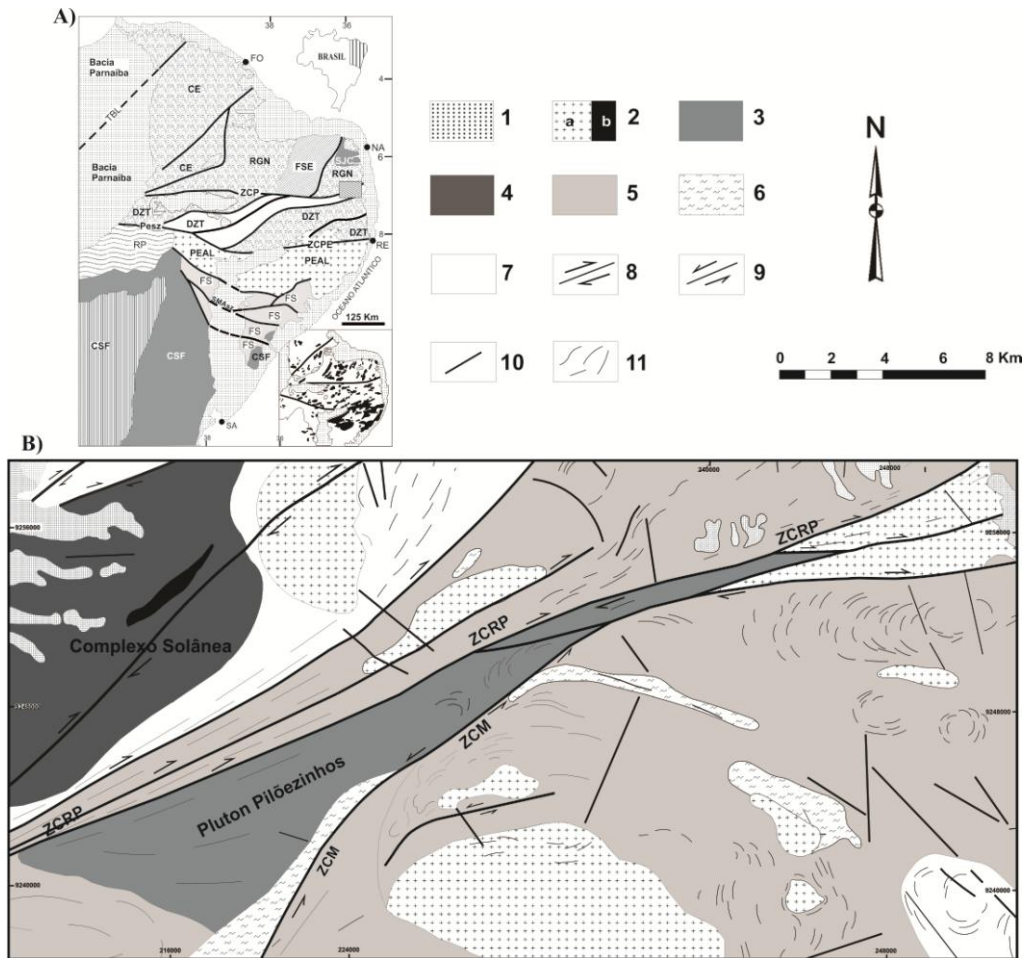


Figura 1. A) Grandes domínios e subdomínios da Província Borborema (Van Schmus et al., 2008). CSF= Cráton São Francisco; FS = Faixa Sergipana; RP = Faixa Riacho do Pontal; PEAL = Subdomínio Pernambuco Alagoas; FSE = Faixa Seridó; SJC = Núcleo arqueano São José do Campestre; CE = Domínio Ceará; RGN = Domínio Rio Grande do Norte; ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCP = Zona de Cisalhamento Patos. Encarte - Distribuição dos granitoides brasileiros da Província Borborema; B) Mapa geológico simplificado da área estudada. 1: Coberturas Fanerozóicas; 2- a: Granitos brasileiros, b: dioritos; 3: Pluton Pilõesinhos; 4: Complexo Solânea; 5 - Rochas metassedimentares; 6: Ortognaisses Tonianos; 7: Ortognaisses Riaccianos; 8: Zonas de Cisalhamento Destrais; 9: Zonas de Cisalhamento Sinistrais; 10: Fraturas; 11: Foto lineamentos; ZCM: Zona de Cisalhamento Matinhas; ZCRP: Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos.

A Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos compreende uma estrutura de grande importância para o estudo em questão. Ela apresenta cinemática destal e corresponde ao ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos, que limita os domínios Norte e Central. Associada a terminações de

zonas de cisalhamento de menor escala e com cinemática, geralmente sinistral, a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos apresenta movimentos extensionais com topo para SW, que gradam progressivamente a movimentos transcorrentes destrais a sul, definindo uma geometria em meia flor negativa

(Nascimento, 1998). Ela deforma metassedimentos do Grupo Seridó e um substrato gnáissico migmatítico mais antigo. Associados a esta estruturação são encontrados diversos plútons graníticos com alojamento sincrônico ao cisalhamento.

O Domínio Central corresponde a um segmento crustal situado entre as Zonas de Cisalhamentos Patos e Pernambuco, ocupando toda a porção sul do Estado da Paraíba e boa parte do Estado de Pernambuco. Este domínio apresenta um trend estrutural ENE-WSW para EW, devido ao movimento dextral das duas Zonas de Cisalhamento. Uma feição típica do Domínio Central é um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção EW a ENE-WSW, e sinistrais, com direção NNE-SSW a NE-SW, o qual Jardim de Sá (1994) atribui o termo megaestrutura em dominó, associadas a abundantes plútons graníticos e sieníticos (Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Guimarães & Da Silva Filho, 1998; Ferreira *et al.*, 1998; Neves & Mariano, 1999; Neves *et al.*, 2000; Silva & Mariano, 2000). Estas zonas de cisalhamento representam limites de um mosaico de faixas ou terrenos tectôno-estratigráficos que retrabalham uma foliação de baixo ângulo presente em ortognaisses e rochas supracrustais.

A norte da Zona de Cisalhamento Patos há o Domínio Rio Grande Do Norte. Este é limitado a oeste pela zona de cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba, a leste e a norte, o domínio está encoberto pelas rochas sedimentares da Província Costeira e da Bacia do Apodi, respectivamente. Seu embasamento é constituído por gnaisses datados do médio Paleoproterozoico (2.2 - 2.0 Ga) e um núcleo arqueano (Terreno São José do Campestre) registrada na porção nordeste da área (Dantas *et al.*, 1998). A unidade metassedimentar na área é datada do

Neoproterozoico (idade de deposição de 640–620 Ma; Van Schmus *et al.*, 2003) e é representada, em grande parte, pelo grupo Seridó. Assim, como outras regiões da Província Borborema, o Domínio Rio Grande do Norte é cortado por vários granitoides ediacaranos. A maioria desses granitoides foi colocado entre 575 e 540 Ma (McMurry *et al.*, 1987; Leterrier *et al.*, 1994; Jardim de Sá, 1994; Trindade *et al.*, 1999; Hollanda *et al.*, 2003; Nascimento *et al.*, 2015). Idades mais recentes (Nascimento *et al.*, 2000; Hollanda *et al.*, 2012; Nascimento *et al.*, 2015) foram encontradas em intrusões no Complexo Serrinha Pedro-Velho, onde o mesmo faz parte do Maciço São José do Campestre. Este maciço foi afetado por metamorfismo de alta temperatura, que atingiu a fácies anfibolito superior a granulito, durante a Orogênese Brasileira (Souza *et al.*, 2006). Datação em leuconoritos e migmatitos relacionados à zonas de cisalhamento extensionais ou transtensionais (Souza *et al.*, 2006), aponta para um pico de metamorfismo de alta temperatura e deformação a cerca de 578 a 574 Ma.

Guimarães *et al.* (1998), a partir de dados de composição mineralógica, afinidade geoquímica, e natureza dos possíveis protólitos, dividiram os granitoides do domínio Central da Província Borborema em cinco tipos principais, os quais foram posteriormente reagrupados (Guimarães *et al.*, 2004) em quatro tipos: 1 - Granitoides cálcio-alcalinos com idade de 610–644 Ma; 2 - Granitoides cálcio-alcalinos de alto-K e shoshonítico com idade U-Pb em zircão de 590 –581 Ma, transicionais entre evento de baixo ângulo e evento de transcorrência; 3 - Granitoides alcalinos pós-colisionais com idade U-Pb de cerca de 570 Ma; e 4 - Granitoides tipo-A pós-orogênicos associados a magmatismo bimodal subvulcânico com idade entre 540 e 512 Ma.

Os granitoides estudados, Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea, localizam-se a S e N da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, respectivamente. Ambos apresentam feições características de granitos tipo-A₂, e são semelhantes aos granitoides pertencentes ao grupo 3 de Guimarães *et al.* (2004). Neste trabalho, apresentamos dados químicos (Tabela 1), isotópicos e geocronológicos desses granitoides, com a finalidade de obter mais informações a respeito do magmatismo granítico pós-colisional da Província Borborema.

ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

O Plúton Pilõezinhos compreende uma intrusão alongada (ENE-WSW) de aproximadamente 100 km² de área, limitada pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos. Os granitoides do Plúton Pilõezinhos intrudem rochas metassedimentares tardi-neoproterozoicas e ortognaisses tonianos, em sítios extensionais gerados pela movimentação sincrônica da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ZCRP) de direção E-W e cinemática destal, e a Zona de Cisalhamento Matinhas de direção NE-SW e cinemática sinistral.

Esses granitoides são classificados em duas fácies petrográficas distintas: fácies 1- sienogranito a monzogranito de granulação média a grossa, e textura porfirítica, contendo raros enclaves dioríticos e xenólitos das encaixantes; e fácies 2- monzogranito equigranular de granulação fina. A forma alongada do Plúton Pilõezinhos associada à presença de foliação paralela à direção da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos e feições de deformação que variam desde o estado magmático até aquelas típicas de deformação no estado sólido

(próximo da Zona de Cisalhamento), sugerem intrusão sin-transcorrente.

Esses granitoides contém quartzo como cristais anédricos, às vezes recristalizados e/ou como agregados de subgrãos, geralmente exibindo extinção ondulante, e localmente mostrando textura do tipo *chessboard*, fenocristais de microclínio com composição variando de Or₅₉An₀Ab₄₁ a Or₉₂An₀Ab₀₈, e cristais subédricos de plagioclásio com composição variando de oligoclásio a andesina (An_{17-39%}) e com zoneamento ígneo do tipo normal. As fases máficas principais são biotita, que apresenta valores relativamente elevados de F (1,10-2,20) e Cl (0,01-0,27) e são ricas na molécula de siderofilita (Fe# 0,72 a 0,82), com composição semelhante às de biotitas de granitos alcalinos anorogênicos (Abdel-Rahman *et al.*, 1994), e anfibólios, que apresentam pleocroísmo variando do amarelo ao verde azulado e composição variando de hastingsita a Fe-tchermakita com conteúdo de flúor variando de 0,22 a 0,79 e de cloro variando de 0,25 a 0,45. A composição dos anfibólios e plagioclásio forneceu temperatura de cristalização variando de 745 a 795 °C (Geotermômetro de Blundy & Holland, 1990) e pressões variando de 4,28 a 5,95 kbar (Schmidt, 1992) (Lima *et al.*, no prelo). A temperatura estimada para a líquidus do sistema (872,4 a 1003,7°C) foi calculada com base na saturação de Zr desses granitos segundo os procedimentos de Watson & Harrison (1983) e Watson (1987). Os minerais acessórios são titanitas, que ocorre como cristais primários, geralmente inclusos em biotitas, e tardi-magmáticos, em forma de coroa em volta de minerais opacos, ambas com baixo conteúdo de ETR; allanitas, que ocorre como cristais euédricos zonados com conteúdo de ETR^T variando de 12,7 a 35,5 % em óxido, e três amostras apresentando elevados valores (54,5 a

67%), principalmente, os ETRL; e minerais opacos, em grande parte, representados por cristais idiomórficos de ilmenita. O enriquecimento em ferro dos principais minerais máficos do Plúton Pilõezinhos, e a presença de ilmenita primária sugerem evolução magmática em condições de baixa fO_2 .

O complexo Solânea compreende várias intrusões graníticas, com área total de aproximadamente 200 Km², intrudidas a norte da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos. Esse complexo é caracterizado por três fácies petrográficas (Guimarães *et al.*, 2009): (1) biotita, hornblenda monzogranito porfirítico a quartzo monzonito de granulação grossa, (2) diorito a quartzo diorito, e (3) sienogranito a monzogranito de granulação fina a média. Esses granitoides intrudem ortognaisses paleoproterozoicos migmatizados pertencentes ao Complexo Serrinha-Pedro Velho. A foliação magmática (NE-SW) é caracterizada por cristais euédricos de K-feldspatos orientados paralelamente à foliação milonítica das rochas encaixantes, sugerindo que a Zona de Cisalhamento Remígio Pocinhos controlou a intrusão dos granitoides.

Petrograficamente, a fácies 1 é caracterizada por fenocristais de microclínio e plagioclásio zonado, com núcleo variando em composição entre An₃₂₋₄₀ e bordas variando entre An₁₈₋₂₆. A fase máfica mais abundante é a biotita, cuja composição é enriquecida em ferro. Anfibólio também está presente, classificado quimicamente como hastingsita. O conteúdo de Fet/(Mg+Fet) varia de 0,69 a 0,74, evidenciando condições de fO_2 intermediárias, enquanto os dioritos, mais enriquecidos em Mg, sugerem condições de alta fO_2 (Guimarães *et al.*, 2009). Como minerais acessórios, são encontrados grandes cristais euédricos de allanita, epidoto, e titanita secundária. Além dessas, são

encontradas apatitas e minerais opacos, geralmente inclusos em palhetas de biotita. A fácies 2 ocorre como enclaves máficos microgranulares e apresentam cristais de K-feldspato com textura poikilitica e apatita acicular, cuja feição é geralmente evidenciada em magmas que sofreram processos de mistura.

QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

O Plúton Pilõezinhos compreende granitoides com conteúdo de SiO₂ variando de 64 a 71%, já os granitoides do Complexo Solânea apresentam conteúdo de SiO₂ menor (52 a 70,2 %). Ambos os plútons mostram elevados valores de álcalis, com razão K₂O/Na₂O > 1 e são caracterizados, de acordo com o Índice de Shand, como metaluminosos a fracamente peraluminosos (Fig. 2A).

No diagrama AFM (Fig. 2B), os granitoides estudados são projetados no campo referente à série cálcio-alcálica, inclusive apresentando trends bastante similares. Esses trends se posicionam aproximadamente de forma paralela ao lado AF desse diagrama, mostrando uma leve tendência a cruzar a linha que separa o campo das rochas das séries toleíticas e calcioalcálicas, feições observadas em vários granitoides ferrosos pós-colisionais na Província Borborema (Guimarães *et al.*, 2006).

A projeção das amostras estudadas no diagrama MALI (NaO₂+K₂O-CaO) versus SiO₂ de Frost *et al.* (2001), caracteriza os granitoides do Plúton Pilõezinhos e do Complexo Solânea como álcali-cálcicos a alcálicos (Fig. 2C).

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos apresentam razão (FeO)/(FeO + MgO) próximos a 0,9, sendo caracterizados, de acordo com Frost *et al.* (2001), como granitoides ferrosos (Fig. 2D), que comumente são associados a magmas que evoluíram sob condições redutoras (baixa fO_2),

gerando granitos da série ilmenita e sendo projetados no campo típico de granitos tipo-A. Os granitoides do Complexo Solânea apresentam razão $(\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}))$ inferior (0,73 a

0,80), mas, ainda assim, também pertencentes à série ferrosa, sugerindo origem e/ou evolução similares para os magma progenitores dos dois plútons.

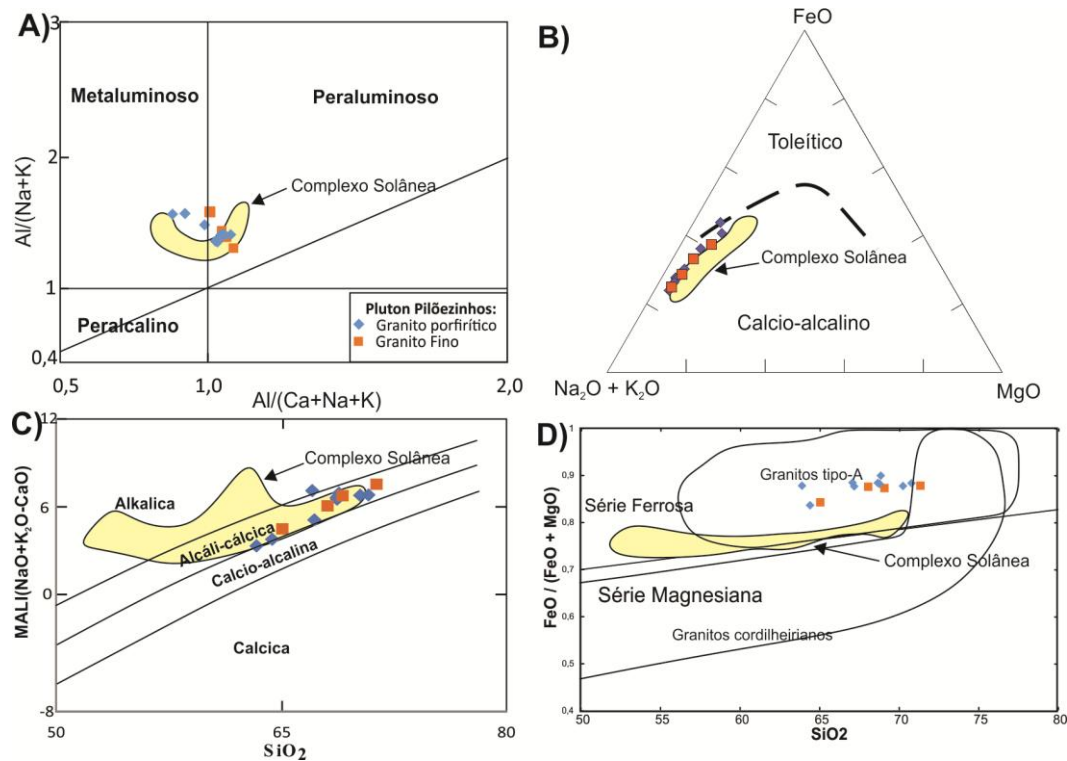


Figura 2. A) Diagrama $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ versus $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ com os campos de Maniar e Piccoli (1989) para os granitoides estudados; B) Diagrama AFM com as séries calcio-alcalina e Toleítica segundo Irvine & Baragar (1971); C) Diagrama SiO_2 versus Mali ($\text{NaO} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) (Frost et al., 2001) para os granitoides estudados; D) Granitoides estudados no diagrama SiO_2 versus $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (Frost et al., 2001). Obs.: Campo com os dados químicos do Complexo Solânea retirados de Guimarães et al., 2009.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) do Plúton Pilõezinhos (Fig. 3), normalizados em relação aos valores do condrito de Nakamura (1974) são fracionados, caracterizados por razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ variando de 15,8 a 68,2 e por fortes anomalias negativas de Eu, com razão Eu/Eu^* variando de 0,21 a 0,77, semelhante aos padrões de ETR de granitoides tipo-A (Nardi, 1989; Dall'Agnol et al., 2005). Essa anomalia negativa de Eu sugere fracionamento de plagioclásio a partir de líquido progenitor. O enriquecimento em ETRL

é associado, de acordo com Buma et al., 1971, a incorporação preferencial dos ETRP na fração líquida, sendo este padrão típico de rochas félsicas crustais. Quando comparados aos granitoides do Plúton Pilõezinhos, os granitoides do Complexo Solânea apresentam padrões similares de ETR (Fig. 3). Ainda assim é evidente o menor conteúdo de ETRL, e padrões menos fracionados, com razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ variando entre 20 a 40. Além disso, eles mostram anomalia negativa de Eu, com Eu/Eu^* variando de 0,48 – 0,62.

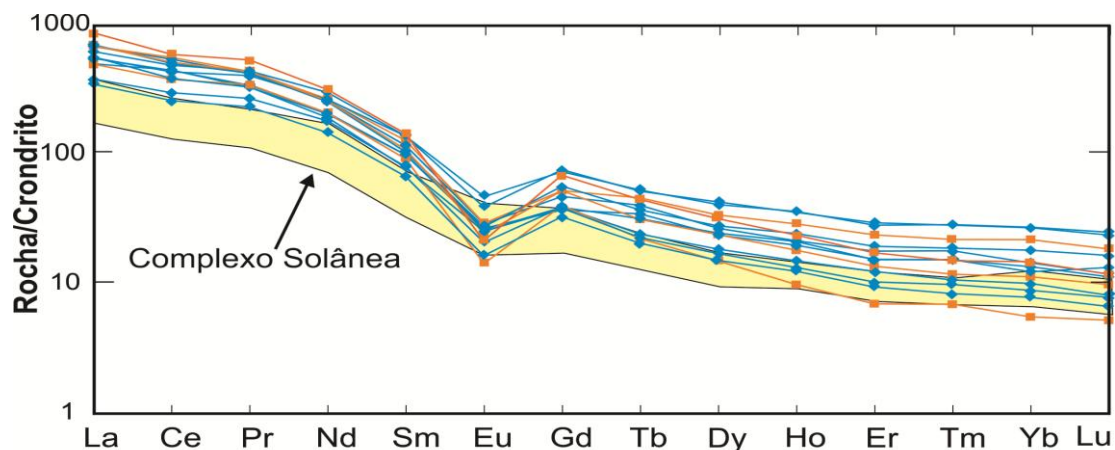


Figura 3. Padrão de ETR para os granitoides estudados normalizados em relação ao condrito de Nakamura (1974). Símbolos como na Figura 2.

Os padrões spidergrams dos granitoides do Plúton Pilõezinhos normalizados em relação ao condrito sugeridos por Thompson (1982) (Fig. 4) são caracterizados por depressões em Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti, semelhante a padrões spidergrams de granitos tipo A.

Os padrões spidergrams e conteúdo de elementos menores dos granitoides do Complexo Solânea são bastante semelhantes aos dos granitoides do Plúton Pilõezinhos, inclusive também apresentam depressões em Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti (Fig. 4).

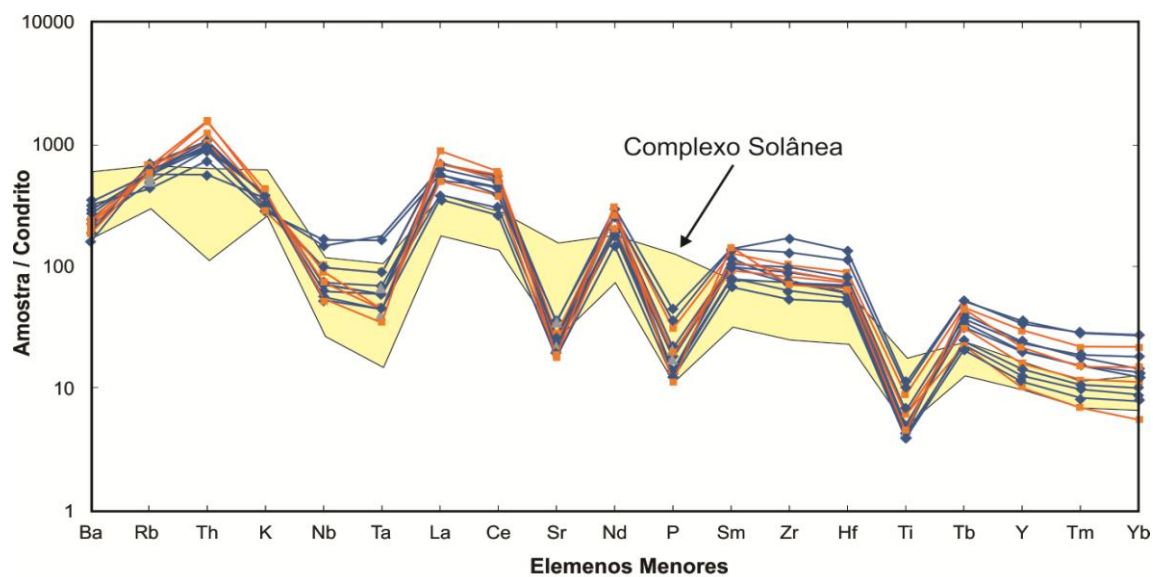


Figura 4. Padrão Spidergram para os granitoides estudados normalizados para os valores de Thompson (1982). Símbolos como na Figura 2.

Quando projetados nos diagramas propostos por Pearce (1996) (Fig. 5A) para a discriminação de ambiente tectônico utilizando os elementos Y, Nb

e Rb, os granitoides do Plúton Pilõezinhos e do Complexo Solânea apresentam composição típica de rochas graníticas de ambiente tectônico

intraplaca a pós-colisional. De acordo com Pearce (1996), granitos pós-colisionais podem ter diferentes fontes, o que leva à dispersão de amostras no diagrama (Y+Nb) vs Rb, onde as amostras se projetam na transição entre ambientes intraplaca e sin-colisional.

Nos diagramas discriminantes de Whalen (1987) ($(Zr+Nb+Ce+Y) \times (Na_2O+K_2O)/CaO$), os granitoides estudados se projetam no campo referente a granitos tipo-A (Fig. 5B), fato já sugerido pelas feições químicas observadas. Os granitoides de ambas as intrusões foram estudados segundo o esquema propostos por Eby (1992) (Fig.

6A), onde ele define os subgrupos A₁ e A₂ vinculando a origem do primeiro à atividade de pluma mantélica ou hotspots em ambiente de rifte intraplaca e o segundo a uma origem infracrustal, em ambientes tectônicos extensionais.

Esses granitoides apresentam alto conteúdo de Zr e são projetados no campo referente a granitos tipo-A₂ e possivelmente derivados de fonte litosférica subcontinental ou da crosta inferior, fato confirmado pela projeção desses granitoides fora dos campos definidos para rochas derivadas de OIB e IAB no diagrama Y/Nb vs. Yb/Ta (Fig. 6B).

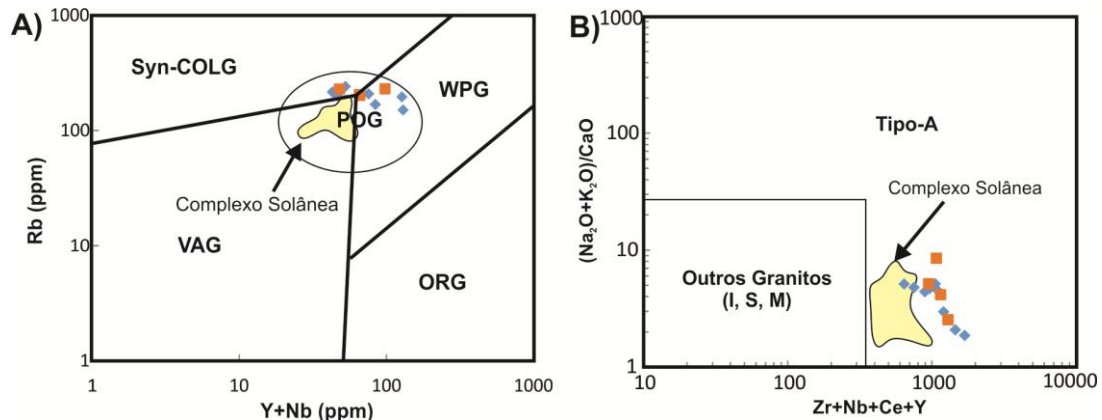


Figura 5. A) Diagrama discriminante de Pearce (1996); B) Diagrama discriminante de Whalen (1987). Símbolos como na Figura 2.

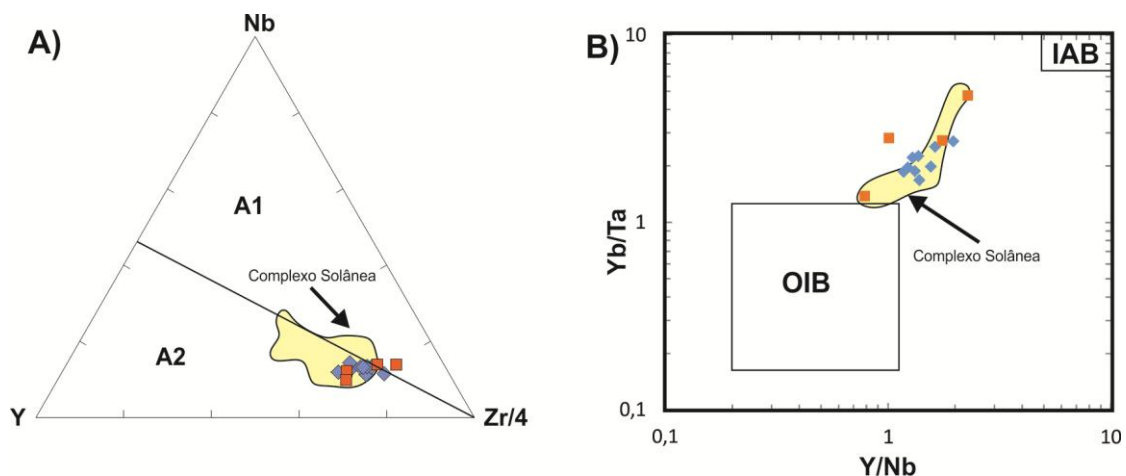


Figura 6. A) Granitoides projetados no diagrama ternário para a classificação de granitos tipo-A (Eby, 1992); B) Diagrama Y/Nb versus Yb/Ta para os granitoides estudados. Símbolos como na Figura 2.

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Datação do Plúton Pilõezinhos por meio do método U-Pb em zircões pela técnica LA-ICP-MS foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). As análises foram feitas em torno de dezoito grãos de zircão extraídos de uma amostra da fácies porfirítica (Lima *et al.*, no prelo). Esses grãos são subédricos a euédricos, apresentam o típico zoneamento ígneo, e, geralmente, não mostram inclusões nem grãos herdados. O diagrama concórdia U-Pb mostra a linha concórdia calibrada em milhões de anos (Ma). A maioria dos pontos analisados se projetaram próximos a curva concórdia (Fig. 7A), definindo dessa forma uma idade concordia de $566,2 \pm 2,9$ Ma (MSWD: 0,88), interpretada como a idade de cristalização desses granitoides.

Os granitoides do Complexo Solânea foram datados por U-Pb em zircão via TIMS a partir de três frações de multicristais (Guimarães *et al.*, 2009). A população de zircão estudada

é composta por grãos euédricos e livres de inclusões ou grãos herdados. As análises forneceram idade de $572,5 \pm 7,9$ Ma (MSWD: 1.17) (Fig. 7B)

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos foram estudados isotopicamente a partir dos métodos Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total (Lima *et al.*, no prelo). As análises isotópicas de Hf foram realizadas por LA-MC-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Essas análises foram realizadas nos mesmos cristais datados pelo método U-Pb. As análises forneceram, razão inicial de Hf ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i relativamente uniforme (0,281898 – 0,281976) (Fig. 8A) e valores de ϵHf variando de -16,0 a -18,6 (Fig. 8B) evidenciando que o magma progenitor dos granitoides estudados foi originado a partir de material crustal (razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ menor que a do condrito). A idade modelo T_{DM} calculada para esses granitoides varia de 1,74 a 1,86 Ga, um pouco mais baixa que as idades modelos típicas da região ($T_{\text{DM}} > 2.0$ Ga) (Dantas, 1997).

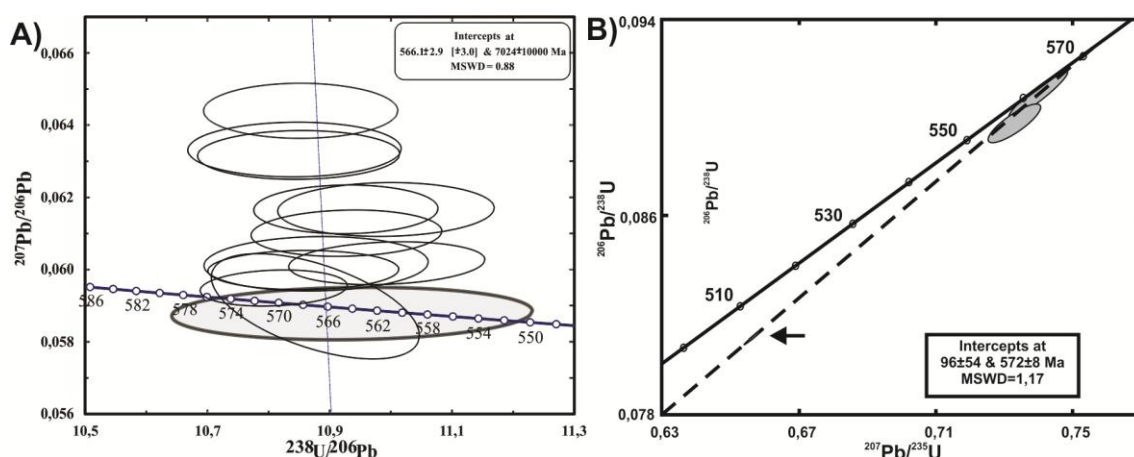


Figura 7. A) Diagrama concordia U-Pb (LA-ICP-MS) para amostra de granitoide do Pluton Pilõezinhos; B) Diagrama concordia (TIMS) para amostra de granitoide do Complexo Solânea, retirado de Guimarães *et al.* 2009.

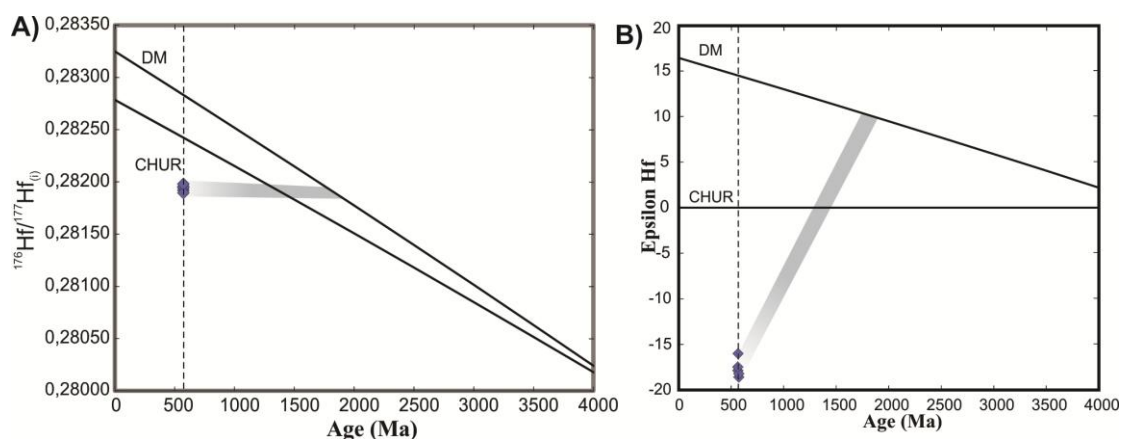


Figura 8. A) Diagrama de evolução isotópica de Hf para os granitoides do Pluton Pilõezinhos; B) Diagramas dos valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ para os granitoides do Pluton Pilõezinhos versus tempo. Símbolos como na figura 2.

O estudo isotópico do Plúton Pilõezinhos pelo método Sm-Nd foi realizado em três amostras, seguindo a metodologia sugerida por Gioia & Pimentel (2000). Os dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Solânea foram reportados por Guimarães *et al.* (2009). Além desses, foram também utilizados dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Serrinha-Pedro Velho (Dantas, 1997), unidade que constitui o embasamento da região, com a finalidade de se inferir as possíveis fontes e contribuições para a origem dos plútons estudados.

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos apresentam valores de ϵNd variando de -15,47 a -15,81 (Fig. 9A), que corrobora com a ideia de que o magma que gerou esses granitoides tem origem crustal. As idades modelos T_{DM} calculadas é de cerca de 2,0 Ga. Em relação ao Complexo Solânea, os monzogranitos apresentam ϵNd variando de -19,9 a -18,1, e T_{DM} entre 2,16 a 2,22 Ga. A fácies diorítica apresenta ϵNd de -17,2 e idade modelo T_{DM} de 2,17 Ga.

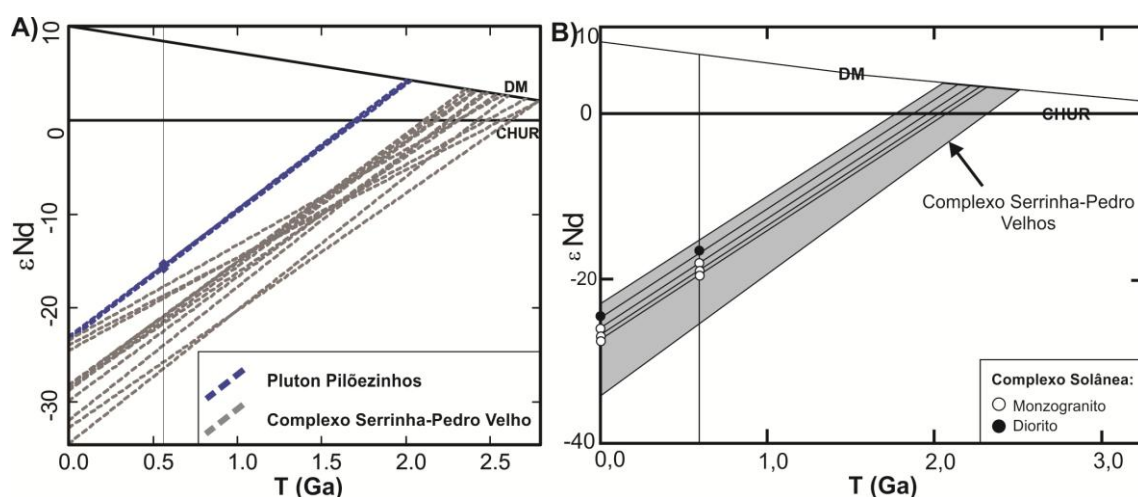


Figura 9. A) Diagrama com os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ para o Pluton Pilõezinhos e Complexo Serrinha-Pedro Velho; B) Diagramas dos valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ para os granitoides do Complexo Solânea e tonalitos do Complexo Serrinha-Pedro Velho retirado de Guimarães *et al.* 2009.

DISCUSSÃO

Ambos os granitoides estudados (Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea) são originados em um estágio orogênico pós-colisional e têm suas evoluções relacionadas a um contexto tectônico associado a zonas de cisalhamento transcorrentes, em especial a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos). O primeiro está alojado em um sítio extensional no contato entre a Zona de Cisalhamento Matinhas e a Zona de Cisalhamento Remígio Pocinhos, e o segundo está localizado a norte da mesma. As similaridades nas feições estruturais, químicas, isotópicas e geocronológicas evidenciadas sugerem um contexto semelhante para a origem e/ou evolução magmática desses plútons, e caracterizam o magmatismo como sin-transcorrente.

Tanto os granitoides do Plúton Pilõezinhos (ϵHf : -16,0 a -18,6 e ϵNd : -15,47 a -15,81), quanto os granitoides

do Complexo Solânea (ϵNd : -17,2 a -19,9) apresentam valores de ϵHf e ϵNd bastante negativos. Essas assinaturas isotópicas sugerem que ambos foram originados a partir de fonte crustal (Lima *et al.*, no prelo), ou apresentam um componente crustal bastante significativo associado as suas origens, fato corroborado pela projeção, em grande parte dos granitoides estudados, no campo referente a material infracrustal no diagrama La/Nb x Th/Nb (Plank, 2005) (Fig. 10).

Nardi & Bitencourt (2009), a partir de uma revisão da literatura, sugerem alguns parâmetros importantes a serem levados em consideração para a classificação de granitos tipo-A: elevadas concentrações de sílica, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}>9\%$, razões Ga/Al superiores a 2,6, $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})>0,9$, e soma de $\text{Ce}+\text{Y}+\text{Nb}+\text{Zr}$ superiores a 340. Segundo os autores, para ser considerado granito tipo-A, os resultados geoquímicos de um dado corpo devem obedecer a pelo menos um dos critérios mencionados.

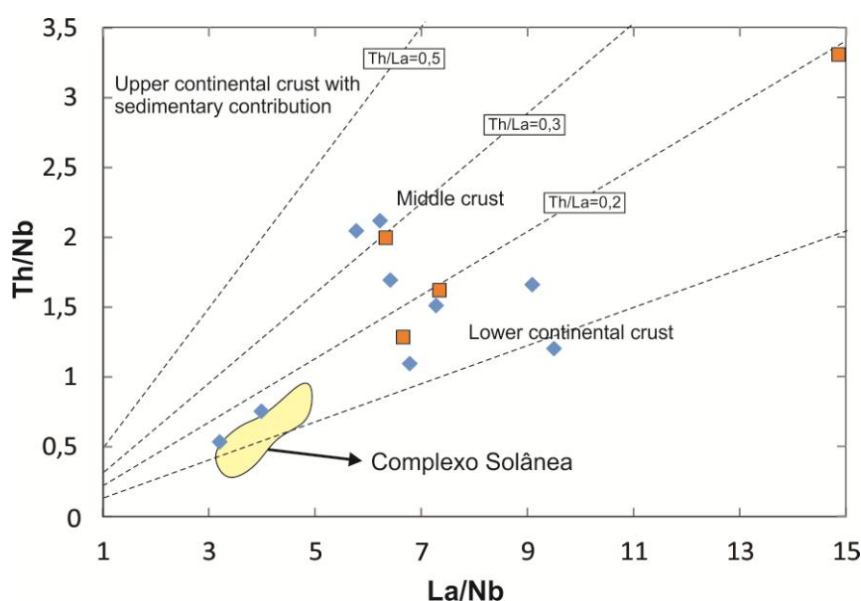


Figura 10. Diagrama La/Nb versus Th/Nb para a discriminação do tipo de material crustal envolvido na gênese dos granitoides dos Plutons estudados. Símbolos como na Figura 2.

Com exceção de poucas amostras, os granitoides estudados atendem a quase todos esses requisitos. Além disso, há uma série de feições mineralógicas, químicas e estruturais que implicam em suas classificações como granitos tipo-A₂ (Eby, 1992), entre elas: composição aluminosa (granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos), elevada razão FeO/(FeO+MgO), grande quantidade de álcalis totais (NaO + K₂O), baixo conteúdo de CaO, alto conteúdo de halogênios nas biotitas e anfibólios, minerais máficos ricos em ferro e alto conteúdo de ETR, com exceção do Eu (anomalia negativa), como evidenciado em outros plútons graníticos tipo-A do Domínio Central da Província Borborema (Nascimento, 1998; Lages *et al.*, 2011; Lima, 2014).

Vários mecanismos (Clemens *et al.*, 1986) têm sido propostos para a geração de granitos tipo-A₂ (Eby, 1992) ou granitos “tipo-A aluminosos” (King *et al.*, 1997). O mais popular é aquele que considera granitos tipo-A₂ como sendo derivados de fusão parcial de uma fonte residual (granulitos da base da crosta) (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987; Barker *et al.*, 1975). Entretanto, essa ideia tem sido questionada por Creaser *et al.* (1991); Landenberger & Collins (1996) e Patiño Douce (1997), que sugerem que fundidos de rochas crustais produzem resíduos granulíticos empobrecidos em álcalis e em TiO₂, o que dificulta a origem de granitos tipo-A, a partir da refusão de material com essas características.

Considerando o Complexo Trondjemítico Serrinha-Pedro Velho (Dantas, 1997) como a principal fonte que originou essas intrusões, fato sugerido pelas similaridades isotópicas evidenciadas entre os granitoides estudados e os gnaisses tonalíticos

paleoproterozoicos deste complexo (Fig 9), e o fato de que o processo de fusão tenha ocorrido na faixa da crosta inferior a média (Fig. 10), um possível modelo que se aplicaria a esses granitoides seria o que associa a origem de granitos tipo-A a fusão de rochas crustais de composição tonalítica a granodiorítica (Creaser *et al.*, 1991; Landenberg & Collins, 1996).

Em relação ao Plúton Pilõezinhos, os elevados conteúdos de halogênios em biotitas e anfibólios corroboram para o modelo proposto por Skjerlie e Johnston, (1992), que sugerem a fusão por desidratação de gnaisses tonalíticos ricos em flúor, à alta temperatura, para explicar determinadas feições e condições evidenciadas em granitos tipo A₂. No entanto, outras intrusões graníticas derivadas a partir da fusão dos gnaisses tonalíticos do Complexo Serrinha Pedro Velho não apresentam alto conteúdo de halogênios (Guimarães *et al.*, 2009), sugerindo que as rochas desse complexo não apresentam mineralogia máfica enriquecida em halogênios, contrariando a aplicação deste modelo para a origem do Plúton Pilõezinhos. O enriquecimento em F notado em algumas suítes tipo-A tem sido explicado (Bailey, 1980) pela ação de fluidos ricos em halogênios provenientes do manto durante a entrada de material quente na base da crosta provocada pela chegada de um *underplating*. A interação entre material tipicamente crustal (Complexo Serrinha-Pedro Velho) e material juvenil, explicaria também os valores de εNd levemente mais negativos e T_{DM} um pouco mais elevado no caso dos gnaisses tonalíticos Paleoproterozoicos em relação aos granitoides do Plúton Pilõezinhos. Além disso, o alto conteúdo de F, explica várias feições químicas observadas neste plúton, entre

las: o alto teor de Al_2O_3 , o enriquecimento em ETR e HFSE (efeito de complexação sugerido por Collins *et al.*, 1982) e os altos valores para a razão Ga/Al.

Os granitoides do Complexo Solânea não apresentam mineralogia máfica enriquecida em halogênios. Nesse sentido, concordamos com Guimarães *et al.* (2009) que sugere que eles resultam de forma similar ao processo proposto por Landenberg & Collins (1996): fusão parcial de crosta inferior, desidratada durante processos térmicos anteriores que possivelmente geraram magmas tipo-I.

O estudo de elementos maiores e traços (Fig. 11), associado a feições petrográficas como zoneamento em K-feldspato, plagioclásio e allanita sugerem que cristalização fracionada foi

um processo importante durante a evolução magmática dos granitoides estudados. No diagrama de variação Sr x Rb/Sr (Fig. 12) é observada uma correlação negativa o que corrobora para o fracionamento de plagioclásio, como já sugerido pelas expressivas anomalias negativas de Eu e depressão em Sr. A partir de observações de campo, Guimarães *et al.* (2009) sugerem que além de cristalização fracionada, os monzogranitos do Complexo Solânea, envolveram também processos de mistura com magmas dioríticos ao longo de sua evolução. Esses dioritos, segundo os autores, teriam sido originados a partir de fusão parcial de um manto litosférico enriquecido.

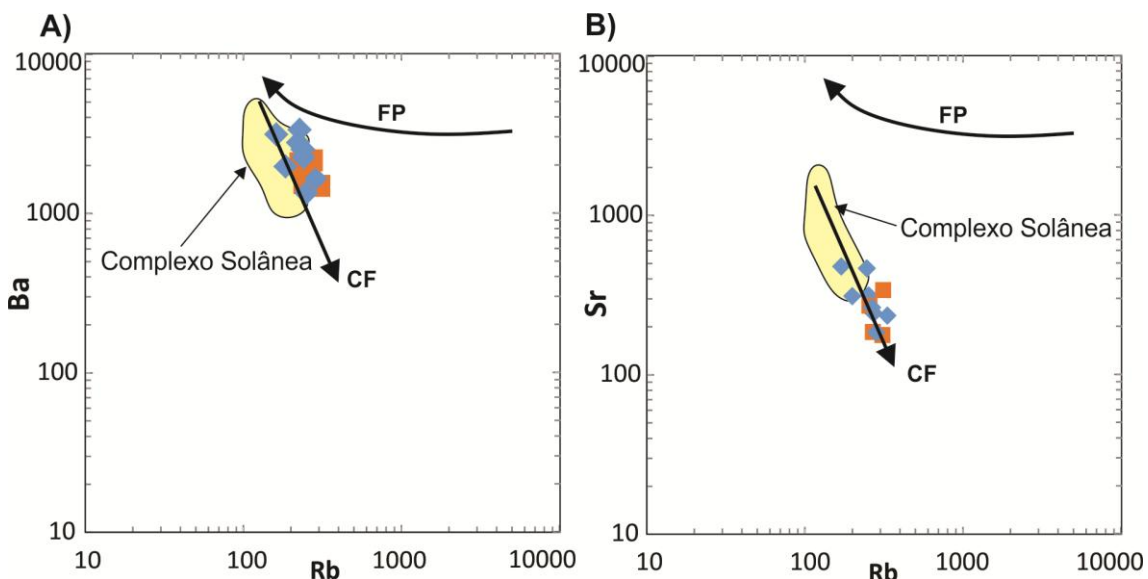


Figura 11. Diagramas Rb x Ba (A) e Rb x Sr (B), com os trends sugestivos de cristalização fracionada (CF) e fusão parcial (FP), segundo Cocherie (1986). Símbolos como na figura 2.

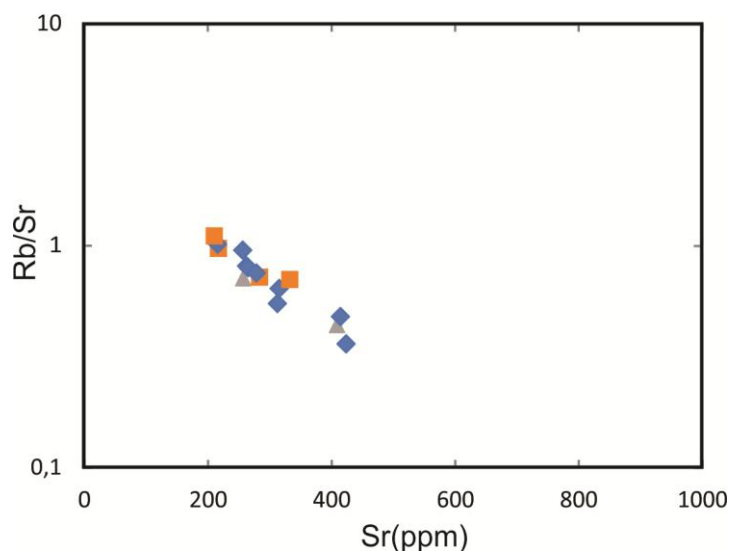


Figura 12. Granitoides estudados projetados nos diagrama Sr x Rb/Sr. Símbolos como na figura 2.

CONCLUSÕES

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea representam magmatismo ferro-potássico, colocados, respectivamente, a 566 ± 3 Ma e 572 ± 8 Ma seguinte ao metamorfismo de alta temperatura associado à deformação transtensional (pico entre 578 e 574 Ma) que afetou o Maciço São José do Campestre. Ambos têm seu alojamento associado à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos) e foram originados em um estágio orogênico pós-colisional, posterior a um longo período de tectônica convergente relacionada à Orogênese Brasileira.

O Plúton Pilõezinhos é caracterizado por monzogranitos a sienogranitos alcali-cálcicos e com assinatura química típica de granitos tipo-A aluminosos (granito tipo-A₂). Suas feições químicas e isotópicas apontam para derivação a partir de fusão parcial de crosta inferior de composição tonalítica (Complexo Serrinha Pedro-Velho), com o envolvimento de pequena quantidade de material juvenil. O enriquecimento em flúor observado em biotita e anfibólios pode ter sido causado por fluidos ricos

em halogênios provenientes do manto durante o processo de fusão parcial da porção inferior da crosta. A evolução magmática foi controlada principalmente por cristalização fracionada. Os dados termobarométricos mostram que esses granitoides foram cristalizados em temperatura variando de 745 a 1003°C, e pressão variando de 4,28 a 5,95 kbar, que corresponde a profundidades de cerca de 15 a 20 km. A presença significativa de F e Cl, associada à transcorrência da zona de cisalhamento deve ter facilitado a ascensão do magma granítico do local de origem até esse nível crustal mais raso.

O Complexo Solânea, por sua vez, é constituído por sienogranitos, monzogranitos e dioritos, alcali-cálcicos a alcálicos, e assim como o Plúton Pilõezinhos apresenta assinatura química e isotópica típica de granitos tipo A₂. Apesar das similaridades químicas, isotópicas e geocronológicas desses com os granitoides do Plúton Pilõezinhos, eles não apresentam conteúdo significativo de halogênios em sua mineralogia. É sugerido que esses granitoides foram derivados a partir da fusão parcial de gnaisses tonalíticos Paleoproterozoicos, de forma similar ao Plúton Pilõezinhos. Em relação à

evolução magmática, esta parece ter sido controlada por cristalização fracionada e processos de mistura com magmas dioríticos.

Os dados químicos, isotópicos e geocronológicos dos granitoides evidenciam magmatismo semelhante em domínios distintos. Este fato parece sugerir que não há fortes diferenças entre esses dois domínios, ou são domínios distintos com a mesma assinatura isotópica, e que evoluíram juntos durante o Ediacarano.

REFERÊNCIAS

- Abdel Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and Peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525-541.
- Almeida, F. M., Hasuy, H., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8., 1977, *Campina Grande. Atas, SBG*, 1977, p: 363-391.
- Bailey, D.K. 1980. Volcanism, Earth degassing and replenished lithospheric mantle. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 297: 309 – 322.
- Barker F, Wones D R, Sharp W N, Desborough G A. 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro–anorthosite–syenite–potassic granite suite. *Precambrian Research*, 2: 97-160.
- Blundy, J. & Holland, T. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos neto, M.C., Kozuch, M. O. 1995a. Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectiva. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 279-296.
- Brito Neves, B.B. Crátons e faixas móveis. São Paulo: *Boletim de Geociências da USP*, 1995b, 1: 1-187.
- Buma, G.; Frey, F.A.; Wones, D.R. 1971. New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 31: 300-320.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Cheppell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution on Mineralogy Petrology*, 80: 189–200.
- Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual source model. *Geology*, 19: 163–166.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71: 317–324.
- Cocherie, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2517-2522.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. e Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.
- Dantas, E.L., 1997. *Geocronologia U–Pb e Sm–Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de São Paulo, 208p.

- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 221-228.
- Eby, G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115-134.
- Eby, G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and Isotopic Signatures of Proterozoic Granitoids in Terranes of the Borborema Structural Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5): 439-455.
- Frost, B.R.; Barnes, C.; Collins, W.; Arculus, R.; Ellis, D.; Frost, C. 2001. A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Frost, B. R. & Frost, C. D. 2008. Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(1): 1955-1969.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras.*, 72: 220-245.
- Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *Geology Review*, 40: 500-527.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granite magmatism in the Pajeu-Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precam. Research*, 135(1-2): 23-53.
- Guimarães, I. P.; Silva Filho, A. F.; Brito Neves, B. B. 2006. Magmatismo neoproterozóico no domínio da zona transversal da Província Borborema. In: *43º Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracajú. Resumos: 2006. p.22*
- Guimarães et al. 2009. Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research*. 15: 98-110.
- Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: *36º Congresso Brasileiro de Geologia, 1990, v. 6: p.2683-2696*.
- Hollanda, M.H.B., Pimentel, M.M., Jardim de Sá, E.F., 2003. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 885-900.
- Hollanda, M.H.B.M., Souza Neto, J.A., Archanjo, C.J., Stein, H., Sartorato, A.C., 2012. Relação temporal entre mineralizações de W-Mo e magmatismo granítico neoproterozoico-cambriano na Faixa Serido. In: *46º Congresso Brasileiro de Geologia, Resumo (Cd-Rom)*.

- Irvine, T.N., Baragar, W.P.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523–548.
- Jardim de Sá, E.F., 1994. *A Faixa Seridó (Província da Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana*. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geologia, UnB. 803 p.
- King, P.L., White, A.J.R., Chapell, B.W., Allen, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38: 371–391.
- Lages, G. A., Marinho, M. S., Brasilino, R. G. 2011. Plúton bravo: granito trans-alcalino pós-colisional, sin a tardi-transcorrência, província Borborema. In: *XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica. 2011: 725 – 728*.
- Landenberg, B., Collins, W.J., 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37: 145–170.
- Leterrier, J., Jardim de Sá, E.F., Bertrand, J.M., Pin, C., 1994. Ages U/Pb sur zircon de granitóides de la ceinture du Seridó (Província Borborema, NE Brèsil). *Comites Rendu Acadmie Sciences Paris*, 318: 1505–1511.
- Lima, J. V. 2014. *Mapeamento geológico, caracterização petrográfica e geoquímica de rochas graníticas e encaixantes entre a faixa alto moxotó e faixa pernambuco leste*. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia – UFPE. 61p
- Lima, J. V., Guimarães, I. P., Santos, L., Amorim, J. V. A., Farias, D. F. Plútons contrastantes ao longo da Zona de Cisalhamento Remígio Poçinhos, Província Borborema/NE – Brasil: dados químicos, geocronológicos e isotópicos dos Plútons Pilõezinhos e Curral de Cima. *J. of South Amer. Earth Sciences*. No prelo 2016
- McMurry, J., Long, L.E., Sial, A.N., 1987. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, northeastern Brazil. *Journal of Geology* 95, 107–117.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757–775.
- Nardi, L.V.S. 1989. Geoquímica dos Elementos Terras Raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: Formoso, M.L.L., Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. (Eds.). *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. CPRM/DNPM/SBGq. Rio de Janeiro-Brasil. 152 p
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. In: (Eds.) Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. *Contribuições*. 125–141.
- Nascimento, R.S.C. 1998. *Petrologia dos granitóides brasileiros associados à zona de cisalhamento remígio-pocinhos (PB)*. Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em geodinâmica e geofísica – UFRN. 174p.
- Nascimento, M.A.L., Antunes, A.F., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F., Souza, Z.S., 2000. Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 161–164.

- Nascimento, M.A.L., Galindo, A. C., Medeiros, V.C. 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58 (2015): 281 e 299
- Neves, S.P., & Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large- Scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *J. Struct. Geol.*, 21: 1369 - 1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A. & Feraud, G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 99: 1 - 32.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R. & Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.*, 149:197-216.
- Patiño Douce, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743-746.
- Pearce, J., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4): 120–125.
- Plank. T. 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *Journal of petrology*, 56 (5): 921-944
- Skjerlie, K.P., Johnston, A.D., 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, 34: 785–815.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Souza, Z.S., Montel, J.-M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Sá, E.F., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.-M., Veschambre, M., 2006. Electromicroprobe dating monazite from high-T shear zones in the São José do Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9: 441–455.
- Silva, J.M.R. & MARIANO, G. 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. *International Geology Review*, 42: 86 – 95.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 50–107.
- Trindade, R.I.F., Dantas, E.L., Babinski, M., Van Schmus, W.R., 1999. Short-lived granitic magmatism along shear zones: evidence from U–Pb zircon and sphene ages of Carnaúbas and Tourão granites. In: *II South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina*. Actas, p. 143–144.
- Van Schmus, W.R., BritoNeves, B.B., Hachspacher, P. & Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil, initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 267 – 288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., Fetter, A., Dantas, E.L., Babinski,

- M., 2003. The Seridó group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syncollisional basin in western Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127: 287–327.
- Van Schmus, W.R, Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J. & Guimarães, I.P. 2008. *Proterozoic Society of London, Special Publication*, 294: 69 – 99
- Vauchez, A. & Egydio-Silva, M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, 20: 1007 - 1010.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W. 1987. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.

Tabela 1. Composições representativas de química de rocha total do PP						
Amostra:	SO-444	JM7	JM12A	JM21	JM18B	GB171
SiO ₂	65,08	63,36	68,09	70,81	71,35	64,41
Al ₂ O ₃	15,14	14,43	14,24	14,09	13,39	14,59
MnO	0,07	0,11	0,07	0,05	0,04	0,09
MgO	1,04	0,98	0,68	0,44	0,46	1,25
CaO	2,91	3,85	1,92	1,64	1	3,49
Na ₂ O	3,27	3,06	2,79	2,87	2,4	3,02
K ₂ O	4,1	4,09	5,16	5,55	6,11	4,22
TiO ₂	0,93	1,16	0,64	0,41	0,46	1,07
P ₂ O ₅	0,33	0,38	0,2	0,13	0,12	0,47
Fe ₂ O ₃	5,57	7,04	4,76	3,29	3,31	6,45
Total:	99,64	98,46	98,55	99,28	98,64	99,06
Elementos Traços (ppm)						
Ba	1632,7	2226	1578	1109	1293	2016
Cs	2,7	3,1	1,8	2,1	1,4	4,9
Ga	25,5	23,2	22,8	20,7	19,1	28,3
Hf	18,2	27,1	15,2	10,3	13,3	22,7
Nb	34,7	58,3	32,1	18,8	19,3	52,2
Rb	232,3	151,8	202,6	217,3	209,3	197,1
Sr	332,3	423,6	283,3	215,7	216,9	414,3
Ta	1,8	3,3	0,9	0,9	0,7	3,6
Th	44,6	31,2	52	39,8	64,6	39,3
U	2,4	3,9	2	2,9	3,1	4,2
V	34	44	27	19	18	52
W	861,2	4,6	3,3	4,2	3,3	571,9
Zr	706,2	1183	630,4	371,6	489,1	903,7
Y	60,9	68,5	32,4	23,1	44	72,2
La	228	186,7	230,9	116,9	292,1	208
Ce	491,9	380,5	452,2	229,4	523,2	429,1
Pr	49,61	46,08	49,8	26,6	61,38	50,11
Nd	170,9	169,5	165,4	94,3	203,5	192,2
Sm	26,3	28,53	22,4	13,95	29,8	28,53
Eu	2,29	3,69	1,92	1,29	1,68	3,05
Gd	14,67	20,54	14,71	9,25	19,37	21,35
Tb	2,43	2,79	1,66	1,09	2,37	2,74
Dy	11,84	14,26	8,36	5,29	11,14	14,93
Ho	2,06	2,57	1,29	0,89	1,7	2,53
Er	5,46	6,49	3,12	2,16	3,97	6,76
Tm	0,76	0,99	0,41	0,29	0,52	0,98
Yb	4,9	6,12	2,53	1,76	3,32	6,04
Lu	0,64	0,86	0,34	0,23	0,41	0,82