



Número: 402/2008

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

JULIANA FINOTO BUENO

GEOQUÍMICA E CRONOLOGIA DE ALOJAMENTO DE GRANITOS
COLISIONAIS NA FAIXA SERGIPANA, NORDESTE DO BRASIL

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências como parte dos
requisitos para obtenção do título
de Doutor em Ciências.

CAMPINAS – SÃO PAULO
Dezembro de 2008

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

Bueno, Juliana Finoto

Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana,
nordeste do Brasil / Juliana Finoto Bueno -- Campinas, SP.: [s.n.], 2008.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira.

Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Granito. 2. Geoquímica. 3. Geocronologia. 4. Isótopos. I.

Oliveira, Elson Paiva de. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências. III Título.

Título em inglês: Geochemistry and emplacement chronology of collisional granites in the Sergipano
belt, NE-Brazil.

Keywords: - Granites;

- Geochemistry;
- Geochronology;
- Isotopes.

Área de concentração: Metalogênese

Titulação: Doutor em Ciências

Banca examinadora: - Elson Paiva de Oliveira,
- Ticiano José Saraiva dos Santos;
- Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron;
- Antenor Zanardo;
- Carlos José Archanjo

Data da defesa: 17/12/2008

Programa: Geociências.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTORA: JULIANA FINOTO BUENO

Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana,
nordeste do Brasil.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aprovada em: 17 / 12 / 2008

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Elson Paiva de Oliveira - Presidente

Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Carlos José Archanjo

Prof. Dr. Antenor Zanardo

Antenor Zanardo

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Ticiano José Saraiva dos Santos

Profa. Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Campinas, 17 de dezembro de 2008.

*“Um raciocínio lógico leva você de A a B.
A imaginação leva você a qualquer lugar que
você quiser (...).”*

Albert Einstein.

*Toda minha família é linda e querida, eu
dedico este trabalho a eles: Santina, Silvana,
José Carlos, Eduardo e Júnior e em especial ao
meu amado e querido pai Silvio que infelizmente
não está mais aqui!
Obrigada por vocês fazerem parte da
minha vida!!!*

Agradecimentos

Gostaria de registrar meus sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira, meu eterno orientador e mestre, por me iniciar nos caminhos da ciência, compartilhando comigo parte da sua vasta experiência como geólogo. Pelos diversos campos, pelas diversas conversas e até mesmo pelas discussões, o meu muito obrigada!

Ao Prof. Dr. Adejardo Francisco Silva Filho, por ter aceitado ser meu co-orientador. Suas contribuições e discussões como co-orientador foram imprescindíveis para a conclusão desse trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da minha bolsa de doutorado (05/60119-5) e ao Projeto Millenium do CNPq (42.0222/2005-7) pelo auxílio financeiro prestado durante as etapas de campo deste projeto.

A todos os professores do Departamento de Geologia e Recursos Naturais que contribuíram para a minha formação acadêmica, em especial aos professores Asit Choudhuri, Lena Virginia Soares Monteiro, Ticiano José Saraiva dos Santos e Saul Barisnik Suslick.

A todos os funcionários do IG-Unicamp, em especial à Ednalva, Lucia, Aparecida, Rosane, Cristiano e Seu Aníbal, por terem facilitado a minha vida durante estes anos. Mais que especial aos meus queridos amigos e companheiros desta jornada: Valdirene e Dailto!

Aos amigos companheiros de campo, de pós-graduação e de salinha Paty, Bairral, Alberto, Creissu, Inácio, Maria Fernanda, Carol, Lobinho, DiCaprio, Alexandre, Bienvenido, Ricardinho, César, Juliano Senna, Sebastião, Veridiana, Rose e Carrera pelos muitos momentos bons vividos e pelas frustrações compartilhadas também. Aos grandes e queridos amigos Carina, Juliano, Irian, Anne, Mariane, Ana Lícia, Thelma, Daniele e Jumbão.

À minha família querida em especial às minhas tias Lúgia e Lucinda, aos meus cunhados Adriana, Peterson, Sandro e Anderson e aos meus sogros adorados Rafael e Gina.

Aos meus amados pais Santina e Silvio (*in memorian*) e meus irmãos Silvana e José Carlos pelo apoio incondicional durante toda minha vida. Aos mais novos componentes da minha família adquiridos durante esta pós-graduação Eduardo Domene e Júnior (o brinde), sem vocês o que seria heim!

A Deus, porque sem ele eu não seria nada. A todos, meu muito obrigado!!!

SUMÁRIO

RESUMO	xv
ABSTRACT	xvi
PREFÁCIO	1
1. INTRODUÇÃO	2
2. OBJETIVOS	4
3. A FAIXA SERGIPANA, NE-BRASIL	5
3.1. O DOMÍNIO MACURURÉ	8
3.2. O DOMÍNIO POÇO REDONDO-MARANCÓ	9
3.3. OS GRANITOS NA FSe	9
4. MATERIAIS, MÉTODOS E ORGANIZAÇÃO DA TESE	11
5. DISCUSSÃO E REVISÃO DOS ARTIGOS ELABORADOS	13
6. CONCLUSÕES	16
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	18
ANEXO 1. “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb Dating of Granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the Timing and Duration of Continental Collision and Extrusion Tectonics in the Borborema Province. <i>Gondwana Research</i> 15:86-97.”	24
ABSTRACT	25
1. INTRODUCTION	26
2. THE SERGIPANO BELT, NE-BRAZIL	26
3. SCTRUCTURAL RELATIONSHIPS	28
4. GRANITE EMPLACEMENT	30
4.1. Granite country rocks	31
4.2. Pre-collisional granites (pré- to early-D ₂ granites)	32
4.3. Syn-collisional granites (syn- to tardi-D ₂ granites)	34
5. U-Pb GEOCHRONOLOGY	36

5.1. U-Pb SHRIMP zircon dating -----	36
5.2. U-Pb isotopic dilution titanite dating -----	38
6. DISCUSSION -----	40
6.1. The syn-tectonic emplacement of MRD granites -----	40
6.2. Duration of collision -----	41
6.3. Comparisons with other granitoids in the Borborema Province -----	42
7. CONCLUSIONS -----	44
ACKNOWLEDGEMENTS -----	45
REFERENCES -----	46

ANEXO 2. “Bueno, J.F., Souza, J.J., Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2008. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, submetido”. -----

RESUMO -----	52
ABSTRACT -----	53
1. INTRODUÇÃO -----	54
2. A FAIXA SERGIPANA -----	56
3. A ESTRUTURA DE INTERFERÊNCIA DE NOSSA SENHORA DE LOURDES -----	57
3.1. Empilhamento estrutural -----	60
3.1.1. Unidade Xistos Inferiores -----	60
3.1.2. Unidade Xistos Intermediários -----	61
3.1.3. Unidade Quartzitos -----	63
3.1.4. Unidade Xistos Superiores -----	64
3.1.5. Rochas Máfico-Ultramáficas -----	65
3.2. Relações estruturais -----	65
3.2.1. Evento de deformação D ₁ -----	65
3.2.2. Evento de deformação D ₂ -----	68
3.2.3. Evento de deformação D ₃ -----	70
3.2.4. Evento de deformação D ₄ -----	71
4. ALOJAMENTO DOS GRANITOS NA ÁREA DA EINSL -----	71
4.1. Granitos pré a cedo-D ₂ -----	73
4.2. Granitos sin- a tardi-D ₂ -----	74
5. GEOCRONOLOGIA U-PB -----	76

6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES -----	76
AGRADECIMENTOS -----	79
REFERÊNCIAS -----	79

ANEXO 3. “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Armstrong, R. 2008. Geochemical, U-Pb dating and Sr-Nd isotope constraints for collision-related and arc-type granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: tectonic implications. *Precambrian Research (to submit)*”. -----

ABSTRACT -----	84
1. INTRODUCTION -----	85
2. THE SERGIPANO BELT, NE-BRAZIL -----	86
3. GRANITES: FIELD OBSERVATION AND PETROGRAPHY -----	89
4. MAJOR- AND TRACE-ELEMENT GEOCHEMISTRY -----	93
5. Nd AND Sr ISOTOPE GEOCHEMISTRY -----	102
6. DISCUSSIONS -----	106
6.1. Source(s) for the ~ 580 Ma Macururé domain syn-collisional granites (MDSCG) --	106
6.2. Source(s) for the ~ 625 Ma granites in the Macururé and Poço Redondo-Marancó domains -----	111
6.2.1. Source(s) for the Macururé domain pre-collisional granites (MDPCG) -----	111
6.2.2. Source(s) for the Poço Redondo-Marancó domain granites (PRMG) -----	112
6.3. Tectonic implications -----	114
6.3.1. A ~ 625 Ma-old Neoproterozoic arc developed in the Sergipano belt -----	114
6.3.2. A ~ 580 Ma-old collisional granites developed in the Sergipano belt -----	116
7. CONCLUSIONS -----	118
ACKNOWLEDGEMENTS -----	120
REFERENCES -----	120

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

1. INTRODUÇÃO

Fig. 1: A. Reconstrução paleogeográfica mostrando a conexão entre a Província Borborema e o Cinturão Trans-Saara durante o Neoproterozóico; B. Localização da Faixa Sergipana (FSe) na Província Borborema; C. Mapa geológico da Faixa Sergipana. Zonas de cisalhamento: ZCM - Macururé, ZCBMJ - Belo Monte-Jeremoabo, ZCSMA - São Miguel do Aleixo e ZCI - Itaporanga. Modificado de Oliveira et al. (2006). Os granitos neoproterozóicos da FSe ocorrem nos domínios Macururé, Poço Redondo-Marancó e Canindé, para maiores detalhes ver Fig.2. -- 4

3. A FAIXA SERGIPANA, NE-BRASIL

Fig. 2: A. Mapa geológico da Faixa Sergipana com destaque para granitos do Domínio Macururé. PEAL - Maciço Pernambuco-Alagoas. Domínios lito-estruturais: DC - Canindé, DPRM - Poço Redondo-Marancó, DMR - Macururé, DVB - Vaza Barris e DE - Estância. Zonas de cisalhamento: ZCM - Macururé, ZCBMJ - Belo Monte-Jeremoabo, ZCSMA - São Miguel do Aleixo e ZI - Itaporanga. B. Zoom da região da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes. ----- 7

Tabela 1: Principais determinações geocronológicas em granitos na FSe e PEAL. Dados extraídos de: (1) Bueno et al. 2008, (2) Long et al. 2005, (3) Araújo & Oliveira 2004, (4) Brito Neves et al. 2003, (5) Silva Filho et al. 1997, (6) Davison & Santos 1989, (7) Brito Neves & Cordani 1973. ----- 10

6. CONCLUSÕES

Fig. 3: Modelo tectônico proposto para evolução dos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó durante a orogênese Brasileira. SFC = Cráton São Francisco, PEAL = Maciço Pernambuco-Alagoas, MRD = domínio Macururé, PRMD = domínio Poço Redondo-Marancó. --- 18

ANEXO 1. “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb Dating of Granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the Timing and Duration of Continental Collision and Extrusion Tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*, 15:86-97”.

Fig. 1: A. Location of the Sergipano Belt. SFC and BP stand, respectively for São Francisco Craton and Borborema Province; B. The Sergipano Belt and its division (modified after Oliveira

et al. 2006). MSZ, BMJSZ, SMASZ and ISZ stand, respectively for Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo and Itaporanga shear zones. W, C and E are subdivisions of Macururé Domain in western, central and eastern sector, respectively. -----	27
Fig. 2: Stereograms of planar and linear structures in sectors of the Macururé Domain. Note that there is no record of D ₁ structures in the western and central sectors of Macururé Domain. --	29
Fig. 3: Structural relationships in the Macururé Domain. A. Open to tight F ₂ fold in muscovite-quartz schist; B. F ₃ kink fold with wave amplitude ca. 2 m. -----	30
Fig. 4. A. Geological map of the Sergipano Belt showing granites of the Macururé domain: 1- Camará, 2- Coronel João Sá, 3- Angico, 4- Areias, 5- Lagoas, 6- Santa Helena, 7- Canudos, 8- Formosa, 9- Itabi, 10- Glória, 11- Capivara, 12- Caraíbas, 13- Pedra Furada. B. Zoom of the Gararú region; C. Transects along the Macururé Domain. PEAL – Pernambuco-Alagoas Massif; CD – Canindé Domain; PRMD – Poço Redondo-Marancó Domain; MRD – Macururé Domain; VBD – Vaza Barris Domain. MSZ, BMJSZ and SMASZ stand, respectively for Macururé, Belo Monte-Jeremoabo and São Miguel do Aleixo shear zones. NSL, NSG, PF stand respectively for Nossa Senhora de Lourdes, Nossa Senhora da Glória and Porto da Folha cities. SFR – São Francisco River. -----	32
Fig 5: A. The Camará tonalite with deformed micaschist xenoliths; B. Boundins in the Coronel João Sá granodiorite. -----	33
Fig. 6: A. Santa Helena granite emplaced and boudinaged parallel to S ₂ foliation of host rock schists; B. and C. Angico granite and Itabi granite, respectively, emplaced along the axial plane of F ₂ fold; D. Pedra Furada granite crosscut the schists S ₂ foliation. Insert shows the structural interpretation indicate by the arrow. -----	35
Fig. 7: Microstructural aspects of collisional granites. A. Santa Helena granite with S ₂ foliation marked by biotite plates; B. Angico granite showing quartz with undulose extinction. -----	35
Fig. 7 (cont): Microstructural aspects of collisional granites. Angico granite showing: C. Migration of subgrain boundary in plagioclase, D. Arrow indicates quartz grains with 120° contact. Bt=biotite, Pl=plagioclase, Qtz=quartz. -----	36
Table 1: Zircon U-Pb data (SHRIMP) for the Camará Tonalite. -----	37
Fig. 8: Camará Tonalite - A. Cathodoluminescence zircon images; B. U-Pb concordia plot. -----	37
Fig. 9: Concordia diagrams for the collisional granites: A. Angico granite; B. Pedra Furada granite. Numbers indicate sample fractions used in age calculation. -----	39

Table 2: Titanite U-Pb data (TIMS) for the Angico and Pedra Furada granites. -----	39
Fig. 10: The Sergipano Belt in the southern part of the Borborema Province showing the main transcurrent Neoproterozoic shear zones. PEsz and PAsz are the Pernambuco and Patos shear zones, respectively. PEAL – Pernambuco-Alagoas massif. See text for comments. -----	44
ANEXO 2. “Bueno, J.F., Souza, J.J., Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2008. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. <i>Revista Brasileira de Geociências</i>, submetido”.	
Fig. 1: A. Localização geográfica da Faixa Sergipana, CSF= Cráton São Francisco e PB= Província Borborema; B. Mapa geológico da Faixa Sergipana (modificado de Oliveira et al. 2006). As siglas ZCM, ZCBMJ, CZSMA e ZCI significam zonas de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga, respectivamente. -----	57
Fig. 2: Mapa geológico da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes. Modificado de Bueno (2003) e Souza (2003). As elipses preenchidas com preto estão relacionadas aos seguintes granitos: 1. Tonalito Camará pré-colisional e aos granitos colisionais: 2. Granito Angico, 3. Granito Areias, 4. Granitos Lagoas e 5. Granito Pedra Furada. As letras A e B significam respectivamente Anel Externo e Anel Interno da estrutura de interferência (Maiores detalhes no texto). -----	59
Fig. 3: Perfis estruturais para a área da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes. À direita, mapa da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes com a localização dos perfis estruturais. As legendas para as unidades litológicas são as mesmas utilizadas na Fig. 2. -----	66
Fig. 4: Estereogramas para as estruturas planares e lineares pertencentes aos eventos de deformação D ₁ . A. Projeções dos pólos das atitudes de S ₁ . B. Projeção de L ₁ ^B . C. Projeção de L ₁ ^X . -----	67
Fig. 5: Aspectos estruturais do evento de deformação D ₁ . A. Lineação de estiramento L ₁ ^X em muscovita quartzito; B. Minidobra F ₁ indicando flanco normal; C. Adelgaçamento do flanco invertido de uma dobra recumbente F ₁ em quartzito e D. Sigmóide em veio de quartzito indicando transporte para SW. -----	68
Fig. 6: Estereogramas para as estruturas planares e lineares pertencentes aos eventos de deformação D ₂ . A. Projeções dos pólos das atitudes de S ₂ . B. Projeção de L ₂ ^B . C. Projeção de L ₂ ^X . -----	69

Fig. 7: Aspectos estruturais do evento de deformação D ₂ . A. Dobra F ₂ assimétrica em muscovita quartzito; B. Padrão de interferência coaxial F ₁ xF ₂ em muscovita-quartzo xisto; C. Lineação de estiramento L ₁ ^x em muscovita quartzito rotacionada em D ₂ ; D. Bloco diagrama ilustrando as relações cronológicas e cinemáticas durante a superposição de D ₁ com D ₂ . -----	69
Fig. 8: Aspectos estruturais do evento de deformação D ₃ . A. Dobras em Kink com amplitude de onda ~ 2 m; B. Foliação S ₃ verticalizada em muscovita quartzito, C. Tonalito Camará com zona de cisalhamento e juntas de Riedel indicando cinemática sinistral. Aspectos estruturais do evento de deformação D ₄ . D. Juntas extensionais em granito. -----	71
Tabela 1: Síntese das correlações entre as estruturas observadas na área estudada e os eventos de deformação. -----	72
Fig 9: Tonalito Camará mostrando: A. Xenólito do xisto encaixante com uma foliação (S ₁) prévia; B. Foliação S ₂ marcada por palhetas de biotita e fitas de quartzo. -----	73
Fig. 10: A. Granito Angico injetado como folhas concordantes à foliação S ₂ do xisto encaixante; B. e C. Granito Angico e Granito Itabi, respectivamente, injetados no plano axial de dobras F ₂ ; D. Granito Itabi sin a tardi-D ₂ truncando a foliação S ₂ do xisto encaixante. -----	74
Fig. 11: Aspectos microestruturais dos granitos colisionais. Granito Angico mostrando: A. Migração de borda de grão em plagioclásio; B. Grãos de quartzo com contatos de 120°. PI = plagioclásio, Qtz = quartzo. -----	75

ANEXO 3. “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Armstrong, R. 2008. Geochemical, U-Pb dating and Sr-Nd isotope constraints for collision-related and arc-type granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: tectonic implications. *Precambrian Research*, (to submit)”.

Fig. 1: A. Location of the Sergipano Belt. SFC and BP stand, respectively for São Francisco Craton and Borborema Province; B. The Sergipano Belt and its division (modified after Oliveira et al. 2006). MSZ, BMJSZ, SMASZ and ISZ stand, respectively for Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo and Itaporanga shear zones. -----	86
Fig. 2. A. Geological map of the Sergipano Belt showing: collisional granites of the Macururé domain: 1- Angico, 2- Areias, 3- Lagoas, 4- Santa Helena, 5- Canudos, 6- Formosa, 7- Itabi, 8- Glória, 9- Capivara, 10- Caraíbas, 11- Pedra Furada, 12- Monte Alegre, 13- Camará, 14- Coronel João Sá; and the Poço Redondo-Marancó granites: 15- Sítios Novos, 16- Queimada Grande, and 17- Poço Redondo; B. Zoom of the Gararú region. PEAL – Pernambuco-Alagoas	

Massif; CD – Canindé Domain; PRMD – Poço Redondo-Marancó Domain; MRD – Macururé Domain; VBD – Vaza Barris Domain. MSZ, BMJSZ and SMASZ stand, respectively for Macururé, Belo Monte-Jeremoabo and São Miguel do Aleixo shear zones. -----	88
Fig. 3: Tonalito Camará showing mafic enclaves (A) and deformed xenoliths of garnet-biotite (B). -----	90
Fig. 4: A. Santa Helena granite emplaced and parallel to S_2 foliation of host micaschists; B. Angico granite emplaced along the axial plane of F_2 fold; C. Angico granite with rafts of metasedimentary rocks; D. Areias granite with biotite-rich schlieren paralleling the S_2 schist foliation. Insert shows the structural interpretation indicate by the arrow. -----	91
Fig. 5: Queimada Grande granodiorite showing: A. Porphyritic facies and mafic xenoliths; B. Border facies with high-angle S_M foliation; C. Granodiorite emplaced along the Poço Redondo migmatite foliation; and D. Sítios Novos granite with xenoliths of the Queimada Grande granodiorite. -----	92
Table 1: XRF Data for Macururé and Poço Redondo-Marancó domains granites. -----	94
Fig. 6: A. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ molar vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ molar diagram (Shand (1947) modified by Maniar and Piccoli (1989)), dashed line represents the boundary between I- and S-type granites (Chappell and White 1992); B. SiO_2 vs K_2O diagram with subdivisions after Le Maitre et. al (1989) and Rickwood (1989); C. SiO_2 vs $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ diagram (Frost et al. 2001); D. SiO_2 vs Na_2O+K_2O-CaO diagram (Frost et al. 2001). -----	100
Fig. 7: A. Rb-(Y+Nb) tectonic discrimination diagram for granites (Pearce et al. (1984), Pearce (1996)); B. $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs. $(Zr +Nb + Ce +Y)$ classification diagram (Whalen et al., 1987). Symbols as in Fig. 6. -----	101
Fig. 8: Selected major and trace elements variation diagrams for Macururé domain collisional granites. Trends of S- and I-type granites from Chappell and White (1992). Symbols as in Fig. 6. -----	102
Table 2: Sm-Nd isotopic data for Macururé and Poço-Redondo Marancó domains rocks. -----	103
Table 3: Sr isotopic data for Macururé and Poço-Redondo Marancó domains rocks. -----	104
Fig. 9: $\epsilon_{Nd}(t)$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ plot for rocks of Macururé and Poço Redondo-Marancó domains. A. Plot of Macururé domain syn-collisional granites (MDSCG) and Macururé micaschists; B. Plot of Poço Redondo-Marancó domain granites (PRMDG): Queimada Grande granodiorite, Sítios Novos granite and Poço Redondo granite; Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite are plutons of Macururé domain pre-collisional granites (MDPCG). Data for Coronel João Sá	

granite are from Long et al. (2005). ----- 105

Fig. 10: A. Evolution of $\epsilon_{\text{Nd}}(580)$ for the MDSCG and their possible source components. Data for Poço Redondo migmatites and Marancó metasediments are from Carvalho (2005). Data for Pernambuco-Alagoas Massif (PEAL) are from Silva Filho et al. (2002); B. $\epsilon_{\text{Nd}}(580)$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ for MDSCG and Macururé micaschists. ----- 107

Fig. 11: A. $\epsilon_{\text{Nd}}(580)$ vs Nd for the MDSCG, represented by black ellipses. The gray rectangles represents field for Macururé micaschists and Pernambuco-Alagoas massif (PEAL) rocks. A and B represents samples of Macururé micaschist and PEAL migmatite, respectively, used as end-members of compositional modeling. The white square represents the calculated composition for a mixture between the two end-members in a 0, 20, 40, 60, 80 and 100% of each component. Note that the majority of samples for the MDSCG plot between the two compositional calculated lines for mixture. B. $\epsilon_{\text{Nd}}(580)$ vs Nd for MDSCG plotted as individual plutons. The arrow indicates the theoretical trend of fractional crystallization for the granites. ----- 108

Fig. 12: Sm-Nd model ages for: A. Metasedimentary rocks of the Macururé domain; B. Potencial source areas. SFC = São Francisco Craton, PEAL = Pernambuco-Alagoas massif, PRMD = Poço Redondo-Marancó domain (after Oliveira et al. 2005). ----- 110

Fig. 13: A. Evolution of $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ for the MDPCG (Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite), and their possible source components. Data for Coronel João Sá granodiorite, Coronel João Sá tonalitic enclave and Coronel João Sá amphibolite xenolith are from Long et al. (2005). Data for Poço Redondo migmatites and Marancó metasediments are from Carvalho (2005). Data for Pernambuco-Alagoas Massif (PEAL) are from Silva Filho et al. (2002); B. $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ plot for MDPCG, and their possible source components. ----- 112

Fig. 14: A. Evolution of $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ for the PRMG (Queimada Grande granodiorite, Poço Redondo granite and Sítios Novos granite) and their possible source components. Data for Poço Redondo migmatites and Marancó metasediments are from Carvalho (2005). Data for Pernambuco-Alagoas Massif (PEAL) are from Silva Filho et al. (2002); B. $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ plot for PRMG and their possible source components. ----- 114

Fig. 15: Proposed tectonic evolution for the Macururé and Poço Redondo-Marancó domain during the Brasiliano orogeny. SFC = São Francisco Craton, PEAL = Pernambuco-Alagoas Massif, MRD = Macururé domain, PRMD = Poço Redondo-Marancó domain. ----- 118



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana, nordeste do Brasil

RESUMO

Tese de doutorado

Juliana Finoto Bueno

A Faixa Sergipana é uma das mais significantes faixas móveis neoproterozóicas do nordeste do Brasil, porque ela contém diversas estruturas e domínios litológicos que permitem que ela seja comparada a orógenos fanerozóicos como os Himalaias, por exemplo. A Faixa Sergipana foi formada durante a colisão entre o Cráton São Francisco-Congo e o Maciço Pernambuco-Alagoas durante a orogênese Brasiliano/Pan-Africano é formada por cinco domínios litoestruturais (Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância) e é um orógeno chave para a reconstrução de parte da história do Gondwana Oeste. São reconhecidos três eventos de deformação principais (D_1 - D_3) nas rochas supracrustais da Faixa Sergipana, sendo que o evento D_2 é o principal evento colisional na faixa e associado a ele tem-se a geração de grande parte dos granitos presentes nos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó. Os granitos presentes nestes domínios foram divididos em dois grupos principais: (1) os granitos com ~ 625 Ma compostos pelos: (i) granitos com características de arco no Domínio Poço Redondo-Marancó (Granodiorito Queimada Grande) e no Domínio Macururé (Tonalito Camará e Granodiorito Coronel João Sá) e (ii) granitos com características crustais do Domínio Poço Redondo-Marancó (granitos Sítios Novos e Poço Redondo) e (2) os granitos colisionais do Domínio Macururé de ~ 580 Ma. Os granitos Queimada Grande, Camará e Coronel João Sá são plutons de alto potássio, cálcio-alcalinos, metaluminosos, magnesianos, tipo-I de arco vulcânico. Estes granitos foram originados por fusão parcial de rochas derivadas do manto ou de crosta inferior de composição basáltica com proporções variáveis de contaminação com crosta continental. Os granitos Sítios Novos e Poço Redondo foram gerados pela fusão dos migmatitos locais e os granitos colisionais do Domínio Macururé por alta taxa de fusão dos micaxistos encaixantes. A abundância de granitos colisionais no Domínio Macururé indica que este domínio pode ter funcionado como um conduto dúctil, durante o neoproterozóico, limitado por zonas de cisalhamento regionais. Para delimitar a duração da colisão que resultou na formação da Faixa Sergipana foi utilizada a idade obtida para o Tonalito Camará pré- D_2 de 628 ± 12 Ma, que marca a idade máxima para o início do evento D_2 , e a idade do Granito Pedra Furada sin a tardi- D_2 de 571 ± 9 Ma, que marca a idade mínima para o final do evento D_2 ; utilizando estes dados tem-se que o principal evento colisional (D_2) na Faixa Sergipana durou pelo menos 57 Ma. Os granitos Queimada Grande, Camará e Coronel João Sá são o registro de arco continental na Faixa Sergipana formado durante a colisão neoproterozóica e a sua presença indica que o Domínio Macururé estava conectado ao Domínio Poço Redondo-Marancó antes do início da orogênese Brasiliana.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

**Geochemistry and emplacement chronology of collisional granites in the
Sergipano belt, NE-Brazil**

ABSTRACT

PhD Thesis

Juliana Finoto Bueno

The Sergipano Belt is one of the most significant Precambrian orogenic belts of Northeastern Brazil because it contains several structural and lithologic domains that allow it to be compared with Phanerozoic orogens, like Himalayas. The Sergipano Belt was formed through continental collision between the Congo-São Francisco Craton and the Pernambuco-Alagoas Massif during the Brasiliano/Pan-African Orogeny and it comprises five lithostructural domains: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris and Estância and it is a key belt for reconstructing part of the history of West Gondwana. Three main events of regional deformation (D_1 - D_3) are recognized in the supracrustal rocks of the belt and the D_2 event is the main collisional event in the belt, most granites were emplaced during this event in the Macururé and Poço Redondo-Marancó domains. Granites found in these domains can be divided into two groups: (1) ~ 625 Ma-old granites formed by: (i) arc-type granites in the Poço Redondo-Marancó domain (Queimada Grande Granodiorite) and in the Macururé Domain (Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite) and (ii) crustal granites in the Poço Redondo-Marancó domain (Sítios Novos and Poço Redondo granites) and (2) ~ 580 Ma-old collision-related granites in the Macururé domain. The Queimada Grande, Camará and Coronel João Sá granites are plutons of high-K calc-alkaline, metaluminous, magnesian, I-type volcanic arc granites. These granites were originated by partial melting of basic crustal sources derived from mantle or lower crust of basaltic composition with variable ratios of continental crust contamination. The Poço Redondo and Sítios Novos granites were generated by partial melting of local migmatites and the collisional granites of the Macururé domain by high degree of partial melting of the Macururé micaschists. The abundance of collisional granites in the Macururé domain indicates that this domain acted as a ductile channel flow during the Neoproterozoic limited by regional. To delimit the collision duration that results in the formation of Sergipano belt was used the 628 ± 12 Ma age obtained for the pre- D_2 Camará Tonalite, which mark the maximum age for beginning of D_2 event, and the 571 ± 9 Ma age obtained for the syn- to tardi- D_2 Pedra Furada granite that mark the minimum age for end of the D_2 event; using these numbers without the associated errors, we conclude that the main Neoproterozoic collisional (D_2) event in the Sergipano Belt may have lasted at least 57 million years. The Queimada Grande, Camará and Coronel João Sá granites are the record of continental arc in the Sergipano belt formed during the Neoproterozoic collision and its presence indicates that the Macururé domain was connected in the Poço Redondo-Marancó domain before the beginning of the Brasiliano orogeny.

Prefácio

Este projeto de doutorado começou a ser desenvolvido em 2003 durante a etapa de campo do meu trabalho de conclusão de curso em geologia na Unicamp. Nesta época eu fazia parte do grupo de pesquisa sobre evolução crustal na Unicamp coordenado pelo prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira e o procurei para que ele fosse meu orientador também no trabalho de conclusão de curso em geologia. O prof. Elson coordenava um grupo de estudos sobre a Faixa Sergipana e achou que seria uma boa oportunidade para eu desenvolver um trabalho de mapeamento na área da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, no estado de Sergipe. Eu desenvolvi o trabalho de conclusão de curso que, na sua conclusão, gerou uma série de questionamentos que culminaram no desenvolvimento de um projeto de doutorado direto com o título “Petrogênese de granitos colisionais e implicações para a estruturação crustal na Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil”. Este projeto foi submetido à Comissão de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Unicamp que o recusou e sugeriu adequações para que ele se encaixasse em um projeto de mestrado. As adequações foram feitas e eu o submeti novamente à apreciação da comissão, acima mencionada, com o título de “Cronologia de colocação de granitos no domínio Macururé e implicações para a evolução crustal na Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil” e então este projeto foi aceito e eu ingressei no Instituto de Geociências da Unicamp como aluna de mestrado bolsista pela Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP). Durante as duas campanhas de campo, para desenvolvimento do projeto de mestrado, durante julho de 2004 e janeiro de 2005, ficou claro que se este último projeto não fosse expandido para um projeto de doutorado, muitas questões ficariam em aberto. Em outubro de 2005, durante o meu exame de qualificação de mestrado, foi submetida para a banca julgadora uma expansão do projeto de mestrado para um projeto de doutorado cujo foco seria os granitos dos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó na Faixa Sergipana. Este projeto, com o título “Petrogênese de granitos colisionais e implicações para a evolução crustal na Faixa Sergipana, nordeste do Brasil” foi aceito pela comissão julgadora, do Instituto de Geociências da Unicamp, e eu fui promovida para o doutorado direto. Neste momento a FAPESP aceitou a nova proposta e também promoveu a minha bolsa para condição de doutorado direto. Durante o desenvolvimento do doutorado meus orientadores foram os professores doutores Elson Paiva de Oliveira, da Unicamp, e Adejardo Francisco da Silva Filho da Universidade Federal de Pernambuco. O desenvolvimento deste trabalho foi muito instigante para mim e, claro, aumentou enormemente meu conhecimento nas diversas áreas da geologia que culminaram no entendimento de parte da evolução crustal da Faixa Sergipana.

1. Introdução

As rochas graníticas são as mais abundantes na crosta continental e podem se originar a partir de fontes diversas, como manto, crosta, ou mistas, com contribuição em proporções variadas de crosta e manto (Barbarin 1990, 1999, Pitcher 1993, Pearce *et al.* 1984, Pearce 1996, Frost *et al.* 2001, Vigneresse 2004). A extração dos granitos da crosta inferior e seu alojamento em níveis crustais mais rasos é o principal mecanismo de diferenciação da crosta continental (Solar *et al.* 1998). Durante a ascensão na litosfera, os magmas graníticos podem atravessar uma espessura significativa da crosta e por este motivo os seus produtos finais, os granitos, constituem uma ferramenta de grande potencial para a investigação indireta da constituição da própria crosta e das fontes das quais se originaram, cujos vestígios podem estar registrados em xenólitos aprisionados pelo magma durante sua ascensão ou nas assinaturas geoquímicas e isotópicas das rochas.

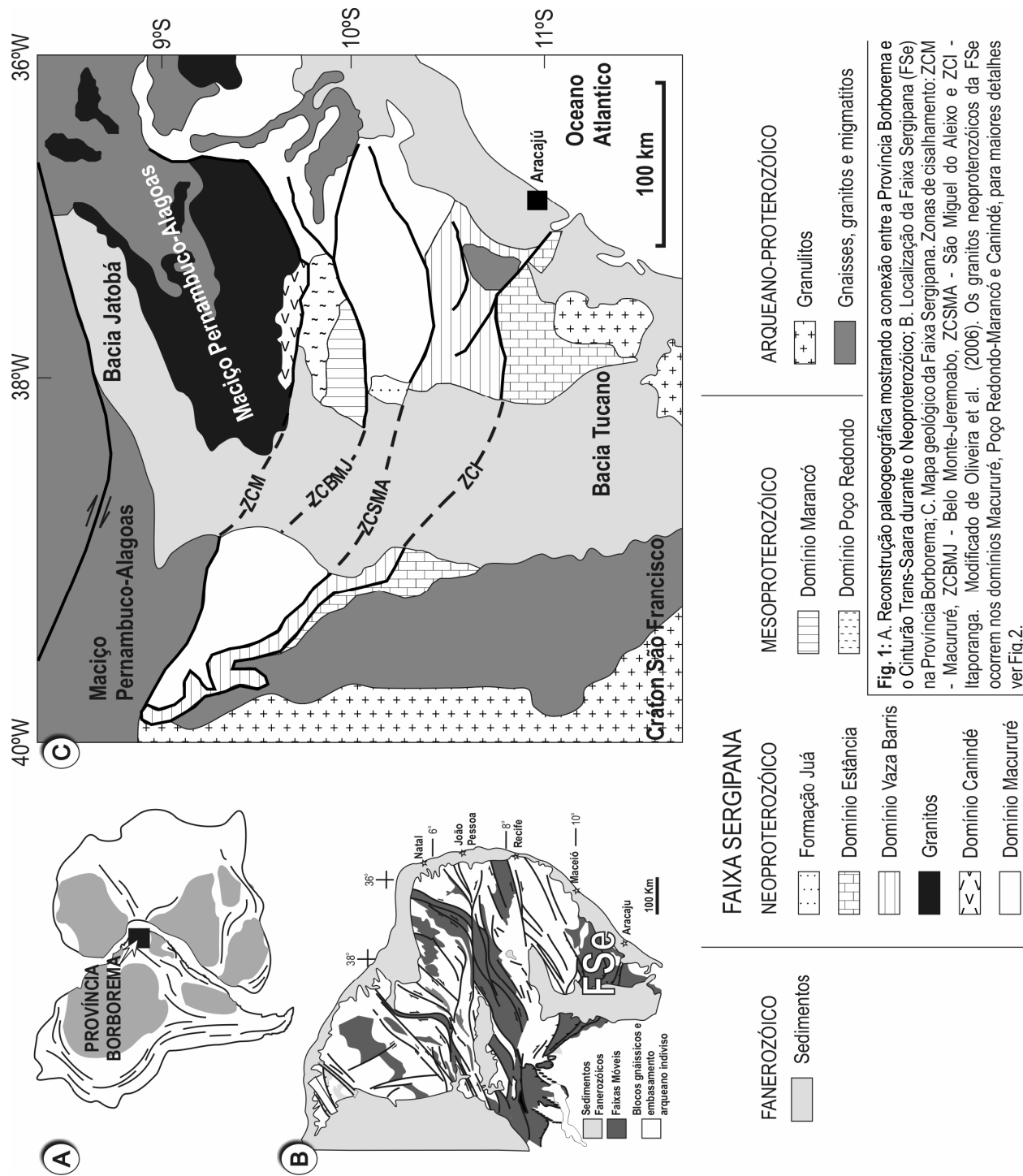
O magmatismo granítico e a orogênese estão freqüentemente associados em tempo e espaço. Esta conexão ocorre em uma variedade de ambientes tectônicos como arcos de margem continental e de ilhas oceânicas, em zonas de colisão intercontinental, ou ainda em regiões afetadas por tectônica extensional, como riftes continentais e complexos de núcleo metamórfico (Pearce *et al.* 1984, Barbarin 1990, 1999, Pitcher 1993). Diversos autores propõem que o alojamento dos granitos pode ser considerado como controlado tectonicamente (sintectonicamente), se a trama deformacional dos granitos for consistente com o padrão de deformação regional, ou controlado pela pressão do magma se a trama for independente do padrão de deformação regional (pós-tectonicamente, Hutton 1988, Vigneresse 1995a e b., Brown & Solar 1999), desta forma ao se estabelecer as relações de alojamento dos granitos com as rochas encaixantes, juntamente com a obtenção da idade de cristalização destes corpos, tem-se, indiretamente, a cronologia da deformação de uma dada área. Vigneresse (1999, 2005) propõe que todos os granitos *sensu lato* são sin-tectônicos porque eles precisam de deformação para serem gerados, desta forma os granitos podem ser considerados como objetos tectônicos como falhas e dobras. Como objetos tectônicos, os granitos refletem as condições sob as quais eles foram alojados; cada regime ou tipo de deformação induz uma morfologia específica em cada pluton. Estudar os granitos significa, então, compreender os processos de evolução da dinâmica crustal.

A conexão entre magmatismo granítico e ambientes tectônicos é bem estabelecida em exemplos fanerozóicos e particularmente em ambientes extensionais onde o problema da geração de espaço para acomodação dos granitos é facilmente explicado (Yenes *et al.* 1999, Searle, 1999, Ferré *et al.* 2002, Searle

et al. 2003). No entanto, esta conexão no Proterozóico, especialmente em regimes compressionais, ou em intrusões graníticas antigas, é mais controversa que os exemplos recentes (Ferré et al. 2002). Apesar da correlação entre o alojamento dos granitos e deformação com eventos tectônicos regionais ser um desafio, tendo em vista que as rochas graníticas nem sempre desenvolvem tramas deformacionais em escala mesoscópica (Mamtani et al. 2005, Bueno et al. 2008, Archanjo et al. 2008), estudar os granitos antigos é particularmente interessante porque eles podem apontar para as diferenças na deformação da litosfera continental, eles podem “mostrar” níveis profundos das faixas orogênicas e são marcadores espaciais e temporais dos eventos deformacionais (Ferré et al. 2002). Por estes diversos motivos, optou-se pelo estudo dos diversos granitos presentes na Faixa Sergipana, nordeste do Brasil.

A Faixa Sergipana (Fig. 1) é uma das mais significantes faixas móveis neoproterozóicas do nordeste do Brasil, porque ela contém diversas estruturas e domínios litológicos que permitem que ela seja comparada a orógenos fanerozóicos como os Himalaias, por exemplo (Oliveira et al., 2006). A Faixa Sergipana foi formada durante a colisão entre o Cráton São Francisco-Congo e o Maciço Pernambuco-Alagoas durante a orogênese Brasileiro/Pan-Africano (Brito Neves et al., 1977), é formada por cinco domínios litoestruturais (Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância) e é um orógeno chave para a reconstrução de parte da história do Gondwana Oeste (Bueno et al. 2008).

Apesar do estudo da Faixa Sergipana ter começado há quase quatro décadas, com os trabalhos pioneiros de Allard & Hurst (1969) e Humprey & Allard (1969), ainda existem muitas questões não resolvidas com respeito a sua evolução tectônica. Uma destas questões, não resolvidas, é se a Faixa Sergipana é um orógeno colisional onde está o arco continental representante desta orogenia? Outra questão é por que se tem uma grande abundância de granitos no domínio Macururé, que é tipicamente um domínio sedimentar, e não se tem granitos alojados nos outros dois domínios sedimentares (Vaza Barris e Estância) que compõem a Faixa Sergipana? Mais uma questão é quais foram as fontes para a geração dos granitos nos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó da Faixa Sergipana? Outro ponto a ser resolvido é qual é a cronologia da deformação na Faixa Sergipana? Será que o desenvolvimento da tectônica colisional em orógenos neoproterozóicos tem uma cronologia semelhante à desenvolvida em orógenos fanerozóicos? Com o desenvolvimento deste trabalho foi possível a elaboração de respostas satisfatórias para todos estes questionamentos mencionados acima e estas respostas serão comentadas a seguir.



2. Objetivos

Os principais objetivos desta tese são: (i) determinação do(s) ambiente(s) geotectônico(s) de geração dos granitos e implicações para a evolução crustal na Faixa Sergipana e (ii) delimitação da

duração aproximada do evento colisional na Faixa Sergipana a partir do estudo dos granitos dos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó.

3. A Faixa Sergipana, NE-Brasil

A Província Borborema (NE do Brasil), compreende a parte central de uma larga faixa orogênica Brasileira-Pan Africana que foi formada em consequência da convergência e colisão dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo, no Neoproterozóico (Almeida et al. 1977, 1981). A Faixa Sergipana (FSe) é uma faixa orogênica triangular de direção WNW-ESE (Fig. 1), situada na parte sul da Província Borborema. Ela se desenvolveu no ciclo Brasileiro pela colisão entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton São Francisco resultando na provável amalgamação de diversos domínios litotectônicos (Brito Neves et al., 1977). Existem diversas associações petroectônicas na FSe, que foram inicialmente interpretadas como características de um ambiente geossinclinal (Allard & Hurst 1969), posteriormente como o produto da colagem neoproterozóica de terrenos tectonoestratigráficos ou microplacas (Davison & Santos 1989) e, recentemente, como um cinturão de dobramentos e cavalgamentos produzido durante a inversão de uma bacia de margem passiva mesoproterozóica (D'el-Rey Silva 1999).

A FSe foi inicialmente separada em cinco domínios tectono-estratigráficos limitados por zonas de cisalhamento, são eles de sul para norte: Vaza Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (Davison & Santos 1989). Segundo estes autores, os domínios Vaza Barris e Macururé são tipicamente metassedimentares, sendo que os metassedimentos do domínio Macururé são intrudidos por diversos granitóides. Os domínios Marancó e Canindé são predominantemente vulcânicos e o domínio Poço Redondo é constituído por para e ortognaisses migmatizados. D'el-Rey Silva (1995) adiciona mais um domínio aos cinco acima mencionados e criados por Davison & Santos (1989), é ele o domínio Estância. Este domínio é tipicamente sedimentar formado por rochas carbonáticas e siliciclásticas e não apresenta registro de deformação. Silva Filho (1998) cria o termo Faixa Sul-Alagoana que se refere à parte sudoeste do domínio Macururé com litotipos característicos de prismas acrescionários, segundo este autor. D'el-Rey Silva (1999) passa a denominar parte da Faixa Sul-Alagoana de Domínio Sul-Alagoas. De acordo com o exposto acima, a Faixa Sergipana passa agora a ser constituída por sete domínios tectono-estratigráficos, domínios: Estância, Vaza Barris, Macururé, Sul-Alagoas, Marancó, Poço Redondo e Canindé.

Com base em relações de campo e dados geoquímicos e geocronológicos, Silva Filho (1998) propõe que os domínios Sul-Alagoas, Canindé, Marancó e Poço Redondo, localizados a norte da zona de

cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (Fig. 2), seriam distintos daqueles situados a sul (Macururé, Vaza Barris e Estância). Segundo este autor, os domínios Canindé e Marancó são arcos vulcânicos de aproximadamente 1,0 Ga aos quais se agrega um complexo de subducção (Faixa Sul-Alagoana), a norte, formado por rochas metassedimentares e metavulcânicas. O domínio Poço Redondo seria um fragmento crustal constituído por migmatitos tonalíticos e paragneisses e o domínio Sul-Alagoas compreende litotipos característicos de prismas acrecionários. Já os domínios metassedimentares Estância, Vaza Barris e Macururé formam uma cunha sedimentar contínua, respectivamente representando fácies cratônica, plataformar e bacia desenvolvida em uma margem continental (D'el-Rey Silva 1995).

Silva Filho & Torres (2002) separam a Faixa Sergipana em dois cinturões: Cinturão Sergipano a sul e Cinturão Sul-Alagoano a norte. O Cinturão Sergipano compreende os domínios já conhecidos Macururé, Vaza Barris e Estância e mais dois novos domínios, o Rio Coruripe e o Viçosa. O Cinturão Sul-Alagoano compreende os domínios Canindé-Marancó e Pernambuco-Alagoas. Recentemente Silva Filho *et al.* (2003) separaram a Faixa Sergipana em Domínio Estância, Cinturão Sergipano (domínios Macururé, Vaza Barris, Rio Coruripe e Viçosa) e Cinturão Sul-Alagoas (domínios Canindé, Marancó, Poço Redondo e Pernambuco-Alagoas).

Para este trabalho adotamos a seguinte compartimentação tectônica para a Faixa Sergipana: domínios: Vaza Barris, Macururé, Canindé (Davison & Santos 1989), Estância (D'el-Rey Silva 1995) e Poço Redondo-Marancó (Carvalho 2005).

São reconhecidos três eventos de deformação principais nas rochas supracrustais da Faixa Sergipana (Jardim de Sá *et al.* 1981, 1986, D'el-Rey Silva 1995, Araújo *et al.* 2003). O primeiro evento D₁ é caracterizado por *nappes* com vergência para sul e zonas de cavalgamento ao longo das quais as rochas metassedimentares dos domínios Macururé, Vaza Barris e Estância foram deslocadas por longas distâncias sobre o Cráton São Francisco (Jardim de Sá *et al.* 1992).

O evento de deformação D₂ é marcado pela reativação do evento compressional D₁ e assume um caráter transpressivo associado com movimentos verticais que afetam a faixa inteira. O evento D₃ encerra a deformação imposta à Faixa Sergipana e é responsável por uma série de soerguimentos que são formados em resposta a uma compressão em um regime de transição dúctil-rúptil. Diversos corpos graníticos foram colocados durante a evolução destas fases de deformação; trabalhos de detalhe de Bueno *et al.* (2005) e Bueno & Oliveira (2007), no domínio Macururé, revelam a existência de dois pulsos magmáticos distintos, relacionados a estas fases.

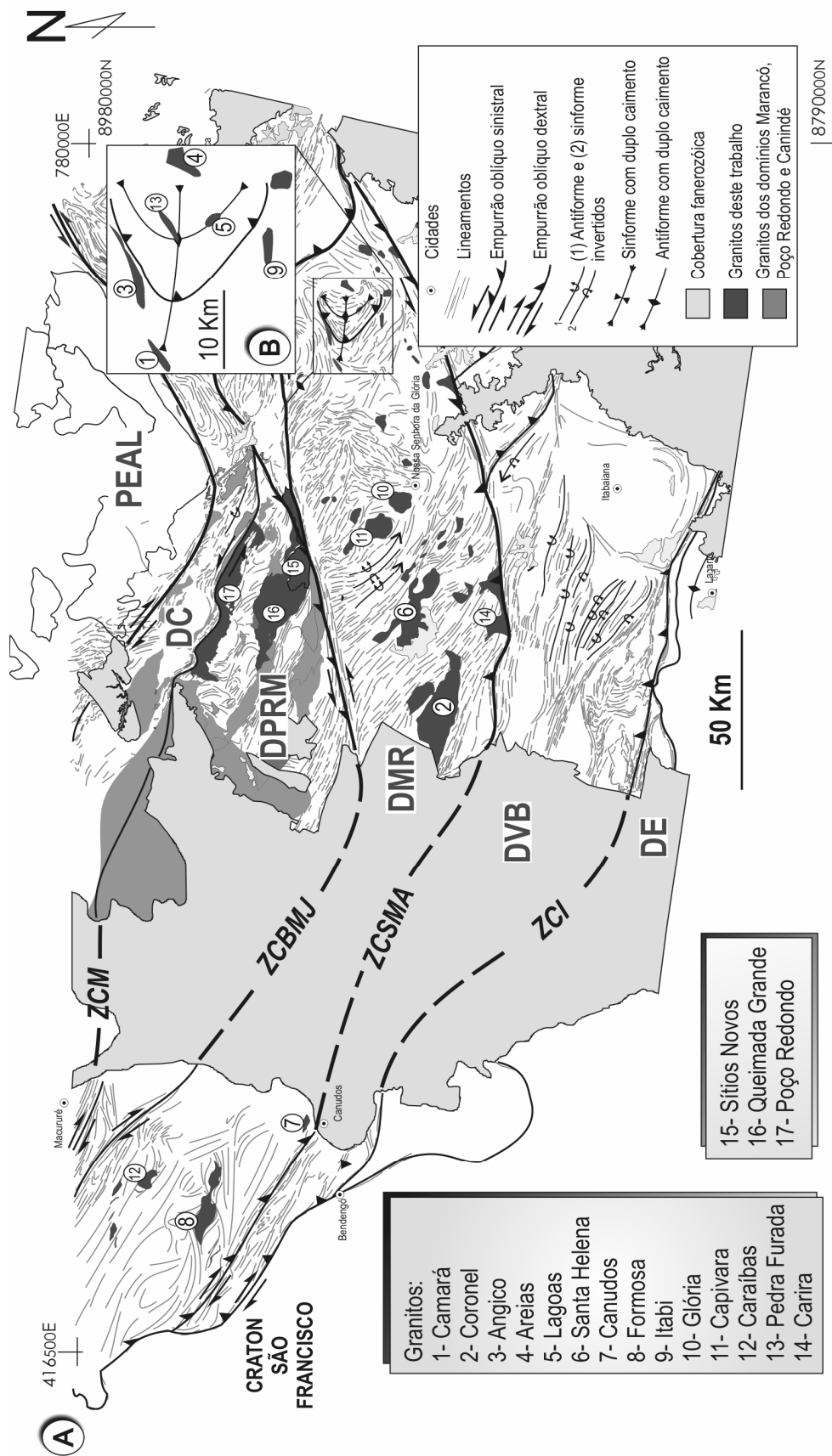


Fig. 2: A. Mapa geológico da Faixa Sergipana com destaque para granitos do Domínio Macururé. PEAL - Maciço Pernambuco-Alagoas. Domínios lito-estruturais: DC - Canindé, DPRM - Poço Redondo-Marancó, DMR - Macururé, DVB - Vaza Barris e DE - Estância. Zonas de cisalhamento: ZCM - Macururé, ZCBMJ - Belo Monte-Jeremoabo, ZCSMA - São Miguel do Aleixo e ZI - Itaporanga. B. Zoom da região de interferência de Nossa Senhora de Lourdes.

3.1. Domínio Macururé

O Domínio Macururé (DMR) é uma cunha com mais de 13 km de espessura compreendendo o Grupo Macururé (metassedimentos carbonáticos e siliciclásticos e metavulcânicas), e uma suíte de granitos cálcio-alcálicos (D'el-Rey Silva 1999). O DMR foi metamorfozado em condições de fácies anfibolito (Silva 1992, Silva et al. 1995) e é formado principalmente por granada-biotita-xistos, mármore, quartzitos subordinados (Davison & Santos 1989, Silva et al. 1995) e uma suíte de granitos colisionais (Bueno & Oliveira 2007). As rochas graníticas ocupam grande parte da área do DMR em superfície, sendo que granitos róseos com enclaves biotíticos predominam e granodioritos com fenocristais de anfibólio e biotita, ricos em enclaves máficos ocorrem subordinados (Bueno et al. 2005).

Em relação ao ambiente de deposição, Davison & Santos (1989) reconhecem seqüências rítmicas centimétricas, com estruturas plano-paralelas e contatos abruptos, indicativas de deposição em ambiente profundo. Brito Neves *et al.* (1977) e Jardim de Sá *et al.* (1981) reportam a ocorrência de uma seqüência *flysch* na região de Gracho Cardoso, com características análogas a um olitostroma, atribuindo uma sedimentação sin-orogênica, pelo menos para parte do DMR. Já Silva (1992) discute, a partir de dados geoquímicos dos metassedimentos do DMR, a possibilidade destes terem sido depositados em uma bacia do tipo *backarc*. Recentemente Carvalho (2005) propõe, com base principalmente em interpretações estruturais, que o DMR atuou como uma bacia de *forearc* durante a orogênese brasileira.

Em um caráter local, Davison & Santos (1989) propõem três fases deformacionais para o DMR; uma primeira fase (D_1) marcada por um intenso dobramento recumbente que afetou toda a área, gerou dobras com amplitudes de 1 a 2 km e produziu uma clivagem plano-axial com desenvolvimento de biotita e granada. A segunda fase (D_2) gerou dobras reclinadas com eixo sub-horizontal com vergência para sudoeste e direção 135-150°; nesta fase também foi gerada uma clivagem plano-axial com crescimento de biotita. A terceira fase (D_3) é fortemente marcada no nordeste do DMR, e é representada por dobras abertas a fechadas com eixo sub-horizontal com direção 060°.

Para Silva *et al.* (1995) as unidades do DMR estão orientadas na maior parte da área numa foliação hierarquizada como S_{1+2} ou principal, que é a evolução final de uma fase de deformação progressiva D_n ; a estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes tem esta foliação como superfície de forma. Existem pelo menos duas fases posteriores à D_n , uma das fases é responsável pelas dobras maiores de *trend* E-W. A estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes foi interpretada

como um padrão de interferência entre uma fase de dobramento intermediária e a fase de *trend* E-W (Silva 1992).

3.2. Domínio Poço Redondo-Marancó

O Domínio Poço Redondo-Marancó (DPRM) é separado do Domínio Macururé pela zona de cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo a sul (Fig. 1). Este domínio é caracterizado por rochas metassedimentares imaturas (metagrauvas e metarritimitos, quartzitos e metaconglomerados) intercalados com lascas de rochas máfico-ultramáficas e diques de andesitos e dacitos, migmatitos e uma suíte de granitos intrusivos (Carvalho 2005). Silva Filho (1998) considera que as rochas metavulcanossedimentares do DPRM foram geradas em um ambiente de arco intraoceânico formado durante a orogênese Cariris Velhos/Greenville há aproximadamente 1,0 Ga. Para Carvalho (2005) as rochas metavulcanossedimentares foram geradas em um ambiente de *forearc* e estão associadas ao desenvolvimento de um arco de margem continental do tipo andino.

Carvalho (2005) reporta a existência de dois ciclos deformacionais no DPRM um primeiro ciclo composto pelos eventos D_n , D_{n+1} e D_{n+2} e um segundo ciclo formado pelos eventos D_{n+3} e D_{n+4} , sendo que estes dois últimos eventos correspondem aos eventos D_2 e D_3 , respectivamente, na Faixa Sergipana e atuam somente nas bordas do DPRM com os demais domínios da Faixa.

3.3. Os granitos na Faixa Sergipana

Na FSe, corpos graníticos ocorrem nos domínios Poço Redondo, Canindé e Macururé e, mais a norte no Maciço Pernambuco-Alagoas. Santos *et al.* (1988) agruparam, inicialmente, os granitos da FSe em tipos Coronel João Sá (domínio Macururé), Sítios Novos (domínios Poço Redondo e Canindé), Serra do Catú (domínios Poço Redondo e Canindé e Maciço Pernambuco-Alagoas) e Xingó (domínios Poço Redondo e Canindé e Maciço Pernambuco-Alagoas).

Silva Filho *et al.* (1997) dividiram os granitos da Faixa Sergipana em quatro tipos: (i) granitóides cálcio-alcalinos normais caracterizados pelos granitos Coronel João Sá, Glória e Macururé, pertencentes ao DMR; (ii) granitóides cálcio-alcalinos de alto K, representados pelo granito Sítios Novos, nos domínios Canindé, Marancó e Poço Redondo; (iii) granitóides de afinidade shoshonítica, localizados no Domínio Canindé-Marancó e Maciço Pernambuco-Alagoas, e representados pelos granitos Curituba e Serra do Catú; e (iv) leucogranitos que ocorrem na parte sudeste do granito Sítios Novos, no Maciço Pernambuco-Alagoas e no DMR (granito Carira).

Alguns granitos da Faixa Sergipana e Maciço Pernambuco-Alagoas foram datados revelando idades Rb-Sr (Tabela 1) variando de 623 ± 21 Ma (tipo Coronel João Sá) até 595 ± 10 Ma (tipo Sítios Novos). Entretanto, os dados U-Pb em zircões indicaram, em geral, idades mais antigas, como 651 ± 6 Ma (Sítios Novos), 625 ± 2 Ma (Coronel João Sá) e 628 ± 12 (Tonalito Camará). As idades modelo (T_{DM}) variam de 2,32 Ga (Xingó) a 1,26 Ga (Sítios Novos) (Silva Filho *et al.* 1997).

Tabela 1: Principais determinações geocronológicas em granitos na FSe e PEAL. Dados extraídos de: (1) Bueno *et al.* 2008, (2) Long *et al.* 2005, (3) Araújo & Oliveira 2004, (4) Brito Neves *et al.* 2003, (5) Silva Filho *et al.* 1997, (6) Davison & Santos 1989, (7) Brito Neves & Cordani 1973.

Granito	Domínio	Idade (Ma)	Método	Referência
Nossa Senhora da Glória	Macururé	580 ± 30	K/Ar (biotita)	7
Canudos	Macururé	585 ± 20	K/Ar (muscovita)	7
Macururé	Macururé	590 ± 20	K/Ar (muscovita)	7
Angico	Macururé	584 ± 10	U-Pb (TIMS)	1
Pedra Furada	Macururé	571 ± 9	U-Pb (TIMS)	1
Coronel João Sá	Macururé	623 ± 21	Rb-Sr	5
Coronel João Sá	Macururé	625 ± 2	U-Pb	2
Tonalito Camará	Macururé	628 ± 12	U-Pb (SHRIMP)	1
Sítios Novos	Poço Red.-Marancó-Canindé	595 ± 10	Rb-Sr	5
Sítios Novos	Poço Red.-Marancó-Canindé	651 ± 6	U-Pb	3
Poço Redondo	Poço Redondo-Marancó	600 ± 23	Rb-Sr	6
Curituba	Poço Redondo-Marancó	617 ± 23	Rb-Sr	5
Propriá	Macururé	600 ± 18	K/Ar (biotita)	7
Serra do Catú	PEAL	613 ± 8	U-Pb	4
Caiçara	PEAL	616 ± 4	U-Pb	4
Água Branca	PEAL	624 ± 5	U-Pb	4
Xingó	Poço Redondo	609 ± 11	Rb-Sr	5

Estudos geoquímicos nos principais representantes dos diversos tipos de granitos encontrados na Faixa Sergipana revelaram aumento da alcalinidade para norte, apoiando a sugestão de que estes granitos foram gerados durante evento de subducção para norte (Silva Filho *et al.* 1992) ou de aumento da espessura da crosta no mesmo sentido (Silva Filho *et al.* 1997). Ainda segundo estes autores, os granitos exibem características de isótopos de Nd (ϵ_{Nd} negativo) sugestivas de que a orogenia neoproterozóica não adicionou material juvenil à crosta, como comumente observado em arcos oceânicos e de margem continental.

Diversos estudos geocronológicos têm sido executados na Faixa Sergipana, especialmente nos granitos que ocorrem nos seus diversos domínios litotectônicos (Silva Filho *et al.* 1997, McReath *et al.*

1998, Brito Neves *et al.* 2003, Long *et al.* 2005, Carvalho 2005, Nascimento 2005). Em geral, os granitos da FSe têm sido descritos como pós-tectônicos (Silva 1992, Silva Filho *et al.*, 1997, McReath *et al.* 1998, D'el-Rey Silva 1999). Trabalhos de mapeamento de detalhe revelaram a existência de várias gerações de granitos alojados em momentos distintos da evolução do orógeno (Bueno *et al.* 2003, 2005).

4. Materiais, métodos e organização da tese

Para alcançar os objetivos propostos neste trabalho foram feitas seis etapas de campo totalizando quase cem dias de trabalho e 437 afloramentos descritos. Os afloramentos visitados foram descritos ao longo de perfis transversais à orientação litológico-estrutural regional WNW-ESE. Para a localização dos pontos na área foram utilizadas as cartas topográficas e imagens de satélite disponíveis para a área de estudos. Para maiores detalhes sobre o alojamento dos granitos, consultar os Anexos I e II.

Após as etapas de campo foram selecionadas aproximadamente noventa amostras representativas dos granitos mapeados. Nelas foram feitas observações petrográficas e microestruturais com ênfase na análise microestrutural e cinemática dos granitos. Estas observações foram feitas no laboratório de microscopia do IG-Unicamp.

Foram selecionadas oitenta e cinco amostras de granitos para geoquímica de elementos maiores e traços, com o intuito de caracterizar esses corpos. As análises geoquímicas foram realizadas por fluorescência de raios-X (XRF) no laboratório geoquímico do IG-Unicamp. A descrição da metodologia empregada encontra-se no Anexo III.

Foram obtidas trinta e cinco análises de isótopos de Sr e Nd para os granitos, xistos e migmatitos dos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó visando estudos de cunho petrogenético. Estes dados foram gerados no Laboratório de Geocronologia da UnB. Para maiores detalhes sobre a metodologia empregada consultar o Anexo III.

Foram obtidas duas idades U-Pb TIMS em titanita para os granitos do DMR no Laboratório de Geocronologia da UnB, e uma idade U-Pb SHRIMP em zircão também para um granito do DMR na *University of Western Australia* pelo doutorando Marcelo Juliano de Carvalho, integrante da equipe de pesquisa sobre a Faixa Sergipana no IG-UNICAMP. Para maiores detalhes sobre a metodologia empregada consultar o Anexo I.

Todos os objetivos propostos para o desenvolvimento deste trabalho foram alcançados e os resultados estão apresentados na forma de três artigos originais submetidos a revistas arbitradas e inclusos como anexos neste documento. Juliana Finoto Bueno é primeira autora e autora correspondente para todos os artigos. Sua contribuição para os artigos contidos nos Anexos I e III é de 100% e para o artigo contido no Anexo II é da ordem de 75%. Embora todos os co-autores tenham auxiliado na elaboração dos artigos, Juliana Finoto Bueno como autora correspondente é responsável por todos os possíveis erros contidos nos artigos originais. Os dois últimos artigos, contidos nos Anexos II e III, são passíveis de alterações, uma vez que estão em fase de análise pelo corpo editorial das revistas para os quais eles foram enviados. Além dos artigos completos, o desenvolvimento deste trabalho também resultou em dois resumos expandidos (Bueno et al. 2005, Bueno & Oliveira 2007) apresentados no III Simpósio sobre o Cráton São e Francisco e XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, respectivamente, e um resumo (Bueno & Oliveira 2008) apresentado no 33º. International Geological Congress.

No Anexo I está contida a seguinte referência: “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil, and implications for the timing and duration of continental collision. *Gondwana Research*, **15**:86-97”. Neste artigo são apresentadas as relações estruturais de alojamento dos granitos contidos no DMR, Faixa Sergipana, as idades U-Pb obtidas para estes granitos, as correlações entre estes granitos e os demais alojados na Província Borborema e as implicações tectônicas decorrentes destas observações.

No Anexo II a seguinte referência está contida: “Bueno, J.F., Souza, J.J., Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2008. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, submetido”. A estrutura de interferência mencionada acima é uma das poucas áreas da Faixa Sergipana que contem registros de todos os eventos deformacionais preservados e os granitos relacionados a estes eventos. Está é uma área chave para compreensão da evolução estrutural na Faixa Sergipana e onde os trabalhos de mapeamento foram iniciados. Este artigo foi submetido para *Revista Brasileira de Geociências* e está em avaliação.

O Anexo III contém a seguinte referência: “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Armstrong, R. 2008. Geochemical, U-Pb dating and Sr-Nd isotope constraints for collision-related and arc-type granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: tectonic implications. *Precambrian Research* (a submeter)”. Neste artigo serão apresentados as idades U-Pb SHRIMP em zircão para os granitos do Domínio Poço Redondo-Marancó, os dados geoquímicos para elementos maiores e traço e

geoquímica isotópica Sr-Nd para os granitos dos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó, com intuito de esclarecer a(s) provável(eis) fonte(s) para estes granitos e seus prováveis ambientes tectônicos de formação. Este artigo será submetido para *Precambrian Research* assim que os resultados U-Pb SHRIMP para as amostras dos granitos Poço Redondo e Sítios Novos forem processados.

5. Discussão e revisão dos artigos elaborados

Para compreender as relações de alojamento dos granitos no DMR os trabalhos de mapeamento geológico e estrutural começaram a ser desenvolvidos na parte leste do DMR na área da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes (Fig. 2B) porque, durante a revisão da literatura disponível sobre a Faixa Sergipana, verificou-se que está era uma das únicas áreas que ainda apresentavam os registros do evento deformacional D₁ preservados. Cronologicamente, o artigo do Anexo II, que trata da evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes foi o primeiro a ser elaborado, no entanto, antes de submetê-lo à Revista Brasileira de Geociências, optou-se por ampliar o mapeamento geológico e estrutural para toda área do DMR.

No Anexo I o artigo “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil, and implications for the timing and duration of continental collision. *Gondwana Research*, **15**:86-97” aborda as relações estruturais e cronológicas de alojamento dos granitos colisionais no DMR. Foram identificados três eventos deformacionais no DMR (D₁-D₃) sendo que o evento D₂ é o de maior expressividade no DMR e associados a ele encontram-se alojados a maior parte dos granitos presentes no DMR. Foram identificados dois grupos de granitos no DMR, os granitos pré-colisionais (pré a cedo-D₂) e os granitos sin-colisionais (sin a tardi-D₂). Os granitos pré-colisionais são de ocorrência restrita no DMR enquanto que os granitos sin-colisionais são os mais abundantes e eles marcam uma partição de deformação no DMR entre a porção oeste do domínio (mais deformada) e as porções centrais e leste (menos deformadas), indicando que a colisão que gerou a Faixa Sergipana pode ter ocorrido primeiramente na parte oeste do DMR. Foi obtida uma idade U-Pb SHRIMP em grãos de zircão de 628±12 Ma para um dos granitos pré-colisionais, o Tonalito Camará (Fig. 2), e está idade é considerada como idade máxima para o início da deformação D₂ no DMR. Os granitos sin-colisionais não apresentam zircão em quantidade e qualidade suficiente para obtenção de idades U-Pb, por este motivo, foi escolhida titanita como mineral a ser analisado. Duas idades U-Pb TIMS em titanita foram obtidas, uma de 584±10 Ma para o Granito Angico sin-D₂ e outra de 571±9 Ma para o Granito Pedra

Furada tardi-D₂. A idade obtida para o Granito Pedra Furada é considerada como idade mínima para o encerramento do evento D₂ no DMR. Usando as idades obtidas para o Tonalito Camará e a obtida para o Granito Pedra Furada, sem os erros associados, tem-se que a colisão neoproterozóica que gerou a Faixa Sergipana, durou pelo menos 57 Ma, que é um número considerável se comparado com a duração da colisão nos Himalaias que começou a 57 Ma de anos atrás (Leech et al., 2005) e ainda está ativa (Nelson et al., 1996; Klemperer, 2006). Ainda neste artigo, é feita uma comparação entre as idades obtidas para os granitos que ocorrem mais ao norte na Província Borborema, e são associados a um ambiente extensional, com os granitos colisionais da Faixa Sergipana e verificou-se que ambos os grupos apresentam idades semelhantes (~590-570 Ma). A explicação mais plausível para a geração quase simultânea de granitos colisionais e extensionais na Província Borborema se dá através de uma combinação de tectônica de colisão continente-continente, a sul da Província Borborema, e uma tectônica de extrusão, a norte da Província Borborema.

No Anexo II o artigo “Bueno, J.F., Souza, J.J., Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2008. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. Revista Brasileira de Geociências, submetido” trata do mapeamento da referida estrutura de interferência que é uma área chave para compreensão da evolução da deformação no DMR e, por consequência, da Faixa Sergipana; e onde ocorrem os granitos Angico e Pedra Furada e o Tonalito Camará, que tiveram suas idades U-Pb estabelecidas e as interpretações decorrentes destas idades analisadas no artigo no Anexo I. A estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes (EINSL) está localizada no domínio Macururé, no leste da Faixa Sergipana. Esta estrutura é um padrão de interferência do tipo cogumelo (tipo II de Ramsay 1967) formada pela superposição de três eventos deformacionais dúcteis (D₁-D₃) registrados nas rochas supracrustais da região e um evento rúptil (D₄). A área de ocorrência da EINSL é provavelmente a única onde estão presentes os registros de todos os eventos deformacionais ocorridos durante o Neoproterozóico no domínio Macururé e onde o registro do primeiro evento deformacional não foi totalmente obliterado pelos incrementos deformacionais posteriores. O evento D₁ foi iniciado com a colisão entre o cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas durante a orogenia brasileira. Este evento é caracterizado como uma tectônica de *nappes* que foi responsável pelo empilhamento litológico da EINSL. D₁ desenvolveu superfícies miloníticas de baixo ângulo S₁ com mergulho original para NE e dobras recumbentes, isoclinais a apertadas, e com vergência para SW. D₁ gerou uma significativa aloctonia, com transporte tectônico para SW mostrado por indicadores cinemáticos e pela lineação de estiramento L₁^X. No evento D₂ uma leve rotação de σ_1 gerou dobras assimétricas com

vergência para sul e padrões coaxiais em regiões de pouca obliquidade entre as cinemáticas D₁ e D₂. A idade do Tonalito Camará de 628 ± 12 Ma foi utilizada para determinar a idade máxima para o início do evento D₂ enquanto que a idade do Granito Pedra Furada de 571 ± 9 Ma delimita a idade mínima para o final do evento D₂ e máxima para o início do evento D₃. No evento D₃ ocorreu o retrabalhamento das estruturas de baixo ângulo D₂ pelas zonas de cisalhamento D₃ transpressivas. A deformação produzida pelo evento D₃, gerou uma mega dobra aberta com amplitude de aproximadamente 12 km e eixo E-W que é responsável juntamente com os eventos D₁+D₂ pela configuração da EINSL em cogumelo (tipo-II de Ramsay 1967), que é, desta forma, produto dos eventos D₁+D₂ e D₃. As últimas manifestações do evento D₃ ocorreram até 551 Ma que é a idade ⁴⁰Ar-³⁹Ar obtida em biotita de rochas a norte da EINSL por Brito et al. (2008a e b) que interpretam esta idade como marcadora do último evento termal correspondente à deformação dúctil registrada nos lineamentos transcorrentes da Faixa Sergipana como a Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo. O evento D₄ encerra a orogenia neoproterozóica na EINSL e é caracterizado pela ocorrência de estruturas rúpteis indicando transição de domínios dúctil-rúptil, já em um nível crustal raso. Os eventos D₃ e D₄ foram responsáveis pela exumação da EINSL para níveis crustais rasos e responsáveis, portanto, pela atual arquitetura crustal desta área da Faixa Sergipana.

No Anexo III o artigo “Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Armstrong, R. 2008. Geochemical, U-Pb dating and Sr-Nd isotope constraints for collision-related and arc-type granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: tectonic implications. *Precambrian Research* (a submeter)” trata da modelagem para as possíveis fontes para geração dos granitos nos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó e as implicações tectônicas decorrentes destas modelagens (Fig. 3). Foram identificados dois grupos de granitos nos domínios acima mencionados: (1) os granitos com ~ 625 Ma compostos pelos: (i) granitos com características de arco no DPRM (Granodiorito Queimada Grande) e no DMR (Tonalito Camará e Granodiorito Coronel João Sá) e (ii) granitos com características crustais do DPRM (granitos Sítios Novos e Poço Redondo); (2) os granitos colisionais do DMR de ~ 580 Ma. Os granitos de arco são plutons de alto potássio, cálcio-alcálicos, metaluminosos, magnesianos e de arco vulcânico. O Granodiorito Queimada Grande é o pluton que possui o maior valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ variando de -1.15 a -2.55 e sua provável fonte é a mistura de magma crustal básico derivado do manto que experimentou depleção relacionada à subducção e uma fonte crustal que poderia ser representada pelos micaxistos do DMR. Já o Tonalito Camará e o Granodiorito Coronel João Sá apresentam $\epsilon_{Nd}(t)$ mais negativos (-7,45 a -4,8) do que os observados para o Granodiorito Queimada Grande e a provável fonte para estes granitos é inferida como sendo uma mistura da fusão parcial de uma crosta inferior basáltica e uma crosta superior

que poderia estar alojado na infraestrutura do Cráton São Francisco ou Maciço Pernambuco-Alagoas. Para os granitos Sítios Novos e Poço Redondo foi detectado que a provável fonte para a gênese destes granitos é a fusão parcial dos migmatitos Poço Redondo. Os granitos colisionais do DMR são, na sua maioria, de alto potássio, metaluminosos, tipo-I, $\epsilon_{Nd}(t)$ variando de -1.63 to -11.79 e T_{DM} variando de 1.26-1.78 Ma. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$, T_{DM} e razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ encontrados para os granitos colisionais são muito próximos aos apresentados para os micaxistos do DMR e, apesar dos granitos não apresentarem as feições típicas definidas para granitos do tipo-S, eles são produto de alta taxa de fusão parcial dos micaxistos com base nos critérios acima mencionados. Como principais implicações tectônicas decorrentes destas observações têm-se que: (i) a Faixa Sergipana é um orógeno colisional neoproterozóico e possui o Granodiorito Queimada Grande como representante de um arco continental e (ii) que o DMR esteve conectado com o domínio Poço Redondo-Marancó antes do início da orogênese Brasileira e atuou como um conduto dúctil, limitado pelas zonas de cisalhamento Belo Monte Jeremoabo e São Miguel do Aleixo, por onde o magma migrou e/ou cristalizou.

6. Conclusões

As seguintes principais conclusões podem ser traçadas a partir deste estudo:

1. Os granitos da Faixa Sergipana podem ser divididos em dois grandes grupos: (1) Granitos de ~ 625 Ma do Domínio Poço Redondo-Marancó: compostos de (i) granitos de arco e granitos crustais e (ii) os granitos pré-colisionais do Domínio Macururé; (2) Granitos colisionais do Domínio Macururé de ~ 580 Ma.
2. Os granitos com afinidade de arco continental são representados pelos Granodiorito Queimada Grande, no domínio Poço Redondo-Marancó, o Tonalito Camará e o Granodiorito Coronel João Sá no domínio Macururé. Estes plutons são granitos de alto potássio, cálcio-alcalinos, metaluminosos, magnesianos, tipo-I. Eles são granitos deformados em intensidades diferentes, mas todos os corpos apresentam estruturas relacionadas ao evento de deformação D_2 que é o principal evento colisional na Faixa Sergipana. A presença destes granitos na Faixa Sergipana implica na existência de uma tectônica colisional neoproterozóica entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas que resultou na formação da referida faixa móvel. O Domínio Macururé estava conectado com o Domínio Poço Redondo-Marancó antes do início da

orogênese Brasileira pois esta é a única explicação para a geração de granitos com afinidade de arco continental em dois domínios distintos da Faixa Sergipana.

3. Os granitos colisionais de ~ 580 Ma ocorrem em abundância no Domínio Macururé. Estes granitos foram deformados em diferentes graus de acordo com a sua posição no Domínio Macururé. Enquanto os granitos do setor oeste do domínio apresentam uma foliação tectônica penetrativa, os granitos dos setores central e leste apresentam uma foliação magmática e uma deformação em estado sólido menos pronunciada. Esta partição da deformação marcada pelos granitos sugere que a colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas começou primeiro no setor oeste do Domínio Macururé. A abundância dos granitos colisionais no Domínio Macururé sugere que este domínio atuou como um conduto dúctil durante a orogênese Brasileira similarmente ao que ocorreu nos Himalaias.
4. A idade U-Pb SHRIMP em zircão de 628 ± 12 Ma para o Tonalito Camará pré-D₂ juntamente com a idade U-Pb TIMS em titanita de 571 ± 9 Ma obtida para o Granito Pedra Furada sin a tardi-D₂ marcam a idade máxima para o início e a idade mínima para o final do evento D₂ no Domínio Macururé. Utilizando estes números, sem os erros associados, conclui-se que o evento colisional D₂ operou na Faixa Sergipana por pelo menos 57 milhões de anos.
5. Correlações entre os granitóides na parte norte da Província Borborema com os granitos da Faixa Sergipana, ambos com cerca de 590-570 Ma, mostram que enquanto na Faixa Sergipana neste período estavam sendo gerados granitos colisionais, no norte da Província Borborema estavam sendo gerados granitos extensionais. O contraste entre a geração de granitos simultaneamente em ambientes colisionais e extensionais na Província Borborema pode ser explicado por uma combinação de tectônica colisional continente-continente e uma tectônica de extrusão à norte.

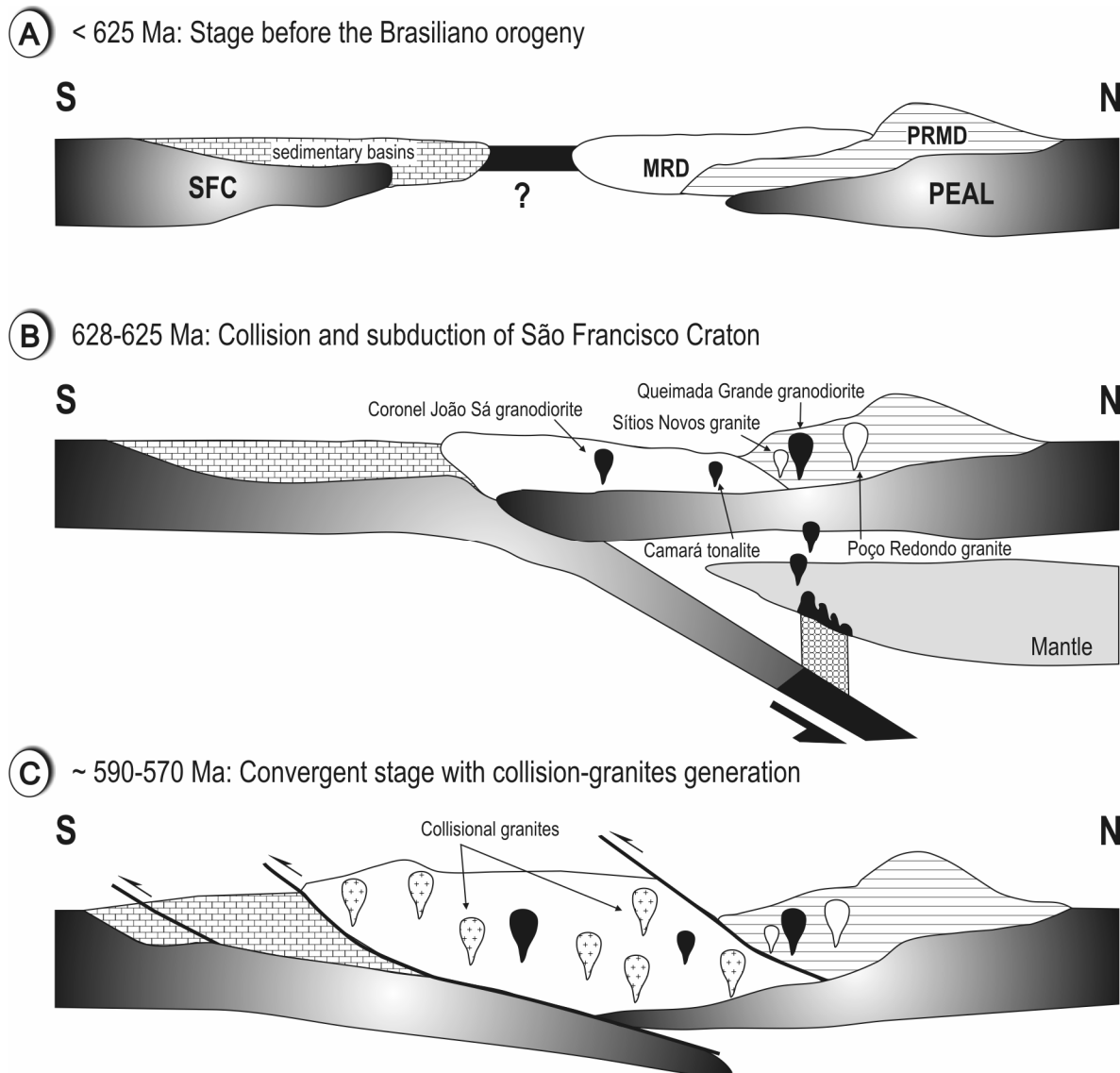


Fig. 3: Modelo tectônico proposto para evolução dos domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó durante a orogênese Brasiliana. SFC = Cráton São Francisco, PEAL = Maciço Pernambuco-Alagoas, MRD = domínio Macururé, PRMD = domínio Poço Redondo-Marancó.

Referências

- Allard, G.O. & Hurst, V.J., 1969. Brazil-Gabon geologic link supports continental drift. *Science*, **163**:528–532.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Atas, p.363–391.

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**:1-29.
- Araújo, M.N.C. & Oliveira, E.P. 2004. Zonas de cisalhamento da Faixa Sergipana: uma história de soerguimento ao longo de limites de terrenos denunciada pela geocronologia ^{40}Ar - ^{39}Ar . In: SBG, Simpósio 40 anos de Geocronologia no Brasil. IGc-USP, *Boletim de Resumos*, p.72.
- Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J. 2003. Endentação na Faixa Sergipana, NE do Brasil: compatibilização entre os elementos estruturais e cinemática. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, *Anais*, p.115-117.
- Archango, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Neves, B.B.B., Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **30**:310-326.
- Barbarin B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Lithos*, **25**:227-238.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605-626.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1973. Problemas geocronológicos da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, *Anais*, Vol. 2: 67-77.
- Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Santos, E.J. 2003. U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, *Anais*, Vol. I: 158-159.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Beurlen, H., 1977. O sistema de dobramento Sergipana - Análise do conhecimento. In: SBG, *Anais rev. prep. Simp. Craton São Francisco e Faixas Marginais*. SBG, Bahia, p.369-391. Esp. 3.
- Brito, R.S.C., Dantas, E., Pimentel, M.M., Macambira, M.J.B, Armstrong, R. 2008b. U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd dating for the Southern Alagoas zone- Sergipano belt- basis for the Brazil-Cameroon neoproterozoic correlation. In: South American Symposium on Isotope Geology, 6, 1 CD-Rom.

- Brito, R.S.C., Vasconcelos, P.M., Dantas, E. J., Pimentel, M.M, Macambira, M.J.B.2008a. Ar-Ar dating for the Brazilian orogeny in the Southern Alagoas zone- Sergipano belt. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 6, *Anais*, 1 CD-Rom.
- Brown, M. & Solar, G.S. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, **312**:1-33.
- Bueno, J.F. & Oliveira, E.P. 2008. Constraining the timing of collision in the Sergipano Belt, NE-Brazil: U-Pb titanite and zircon ages of collisional granites. *In: 33º. International Geological Congress*. CD-ROOM.
- Bueno, J.F. & Oliveira, E.P. 2007. Age and structure of syn-collisional granites in the Sergipano Belt and implications for the channel flow model. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 11, *Anais*, p.136-138.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., McNaughton, N. 2005. Granitos e a deformação na Faixa Sergipana: o início da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas. *In: SBG, Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, 3, *Anais*, p.192-195.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil, and implications for the timing and duration of continental collision. *Gondwana Research*, **15**:86-97.
- Bueno, J.F., Souza, J.J, Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2008. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, submetido.
- Carvalho, M.J. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:315-332.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Segipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**:453-470.

- Davison, I. & Santos, R.A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, **45**:319-342.
- Ferre, E., Gleizes, G., Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, **114**:199-219.
- Humphrey, F.L. & Allard, G.O. 1969. Geologia do Domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geosinclinal de Propriá, um elemento tectônico recém conhecido no Escudo Brasileiro. Petrobrás, CENPES, Rio de Janeiro, 104p.
- Jardim de Sá, E.F., Legrand, J.M., Hackspacher, P.C. 1981. Contraste de estilos estruturais e metamórficos na Faixa Dobrada Sergipana. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**:128-137.
- Jardim de Sá, E.F., Moraes, J.A.C., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Abstracts*, p.1246-1259.
- Klemperer, S.L. 2006. Crustal flow in Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow. In: Law, R.D., Searle, M.P. & Godin, L. (eds) Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. *Geological Society, London, Special Publications*, **268**:39-70.
- Leech, M.L., Singh, S., Jain, A.K., Klemperer, S.L., Manickavasagam, R.M. 2005. The onset of India-Asia collision: Early, steep subduction required by timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, **234**:83-97.
- Long, L.E., Castellana, C.H., Sial, A.N. 2005. Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, **46**:255-273.
- Mantami, M.A. & Greiling, R.O. 2005. Granite emplacement and its relation with regional deformation in the Aravalli Mountain Belt (India) — inferences from magnetic fabric. *Journal of Structural Geology*, **27**:2008-2029.
- McReath, I., Lafon, J.M., Davison, I., Chaves, J.M., Conceição, H. 1998. Brasiliano-age granitoids in the Sergipana Fold Belt, NE Brazil: the Coronel João Sá Pluton. *Journal of South American Earth Science*, **11**:51-66.

- Nascimento, R.S. 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental neoproterozóica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 140p.
- Nelson, K.D., Zhao, W., Brow, D.L., et al. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet, synthesis of Project INDEPTH results. *Science*, **274**:1684-1688.
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N. Basilici, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Science*, **44**:470-478.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Pitcher, W.S. 1993. The nature and origin of granite. Chapman & Hall, 321p.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, 568 p.
- Santos, R.A., Menezes Filho, N.R., Souza, J.D. 1988. Programa Levantamentos Básicos; carta geológica, carta metalogenética e previsional, 1:100.000, Projeto Carira. DNPM/CPRM, 4 vols.
- Searle, M. P. 1999. Emplacement of Himalayan leucogranites by magma injection along giant sill complexes: examples from the ChoOyu, Gyachung Kang and Everest leucogranites (Nepal Himalaya). *Journal of Asian Earth Sciences*, **17**:773-783.
- Searle, M. P., Simpson, R. L., Law, R. D., Parrish, R. R. & Waters, D.J. 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal–South Tibet. *Journal of the Geological Society, London*, **160**: 345-366.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Lyra de Brito, M.F., Pimentel, M.M. 1997. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano Belt, Brazil: significance for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*, **39**:639-659.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Silva, M.M.R. 1992. Utilização de granitóides na definição de domínios tectônicos; aplicação no lado oriental do Sistema de Dobramento Sergipano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Anais*, p.358-359.

- Silva Filho, M.A. & Torres, H.F. 2002. A new interpretation on the Sergipano belt domain. *Anais da Acadêmica Brasileira de Ciências*, **74**:556-557.
- Silva Filho, M.A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: seqüências orogênicas mesoproterozóicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Anais*, p.16.
- Silva Filho, M.A., Accioly, A.C.A., Torres, H.F., Araujo, R.V. 2003. O Complexo Jaramataia no contexto do Sistema Sergipano. *Revista de Geologia*, **16**:99-110.
- Silva, J.M.R. 1992. Evolução Tectono-Metamórfica de uma parte da Faixa Sul-Alagoana, Sistema de Dobramentos Sergipano – Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 130 p.
- Silva, J.M.R., Campos Neto, M.C., Brito Neves, B.B. 1995. Deformação e metamorfismo principais de uma parte da Faixa Sul-Alagoana (Complexo Macururé), sistema de dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:343-350.
- Solar, G.S., Pressley, R.A., Brow, M., Tucker, R.D. 1998. Granite ascent in convergent orogenic belts: testing a model. *Geology*, **26**:711-714.
- Vigneresse, J.L. 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, **249**:173-186.
- Vigneresse, J.L. 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, **249**:187-202.
- Vigneresse, J.L. 1999. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds? *Journal of Structural Geology*, **21**:1125-1130.
- Vigneresse, J.L., 2004. A new paradigm for granite generation. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, **95**:11–22.

ANEXO 01

“Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil, and implications for the timing and duration of continental collision. *Gondwana Research*, **15**:86-97”.

U-Pb Dating of Granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the Timing and Duration of Continental Collision and Extrusion Tectonics in the Borborema Province

Juliana Finoto Bueno^{1,*}, Elson Paiva Oliveira¹, Neal J. McNaughton² and Jorge Henrique Laux³

¹ *Institute of Geosciences, P.O.Box 6152, University of Campinas – UNICAMP, 13083-970, Campinas, SP, Brazil*

² *John de Laeter Centre of Mass Spectrometry, School of Applied Physics, Curtin University of Technology, Perth WA 6845, Australia*

³ *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, DGM Sureg-Pa. Banco da Província 105 Santa Tereza 90840-030 - Porto Alegre, RS - Brazil*

Abstract

The Sergipano Belt is the outcome of collision between the Pernambuco-Alagoas Massif and the São Francisco Craton during Neoproterozoic assembly of West Gondwana. Field relationships and U-Pb geochronology of granites intruded in garnet-micaschists of the Macururé Domain are used to constrain the main collisional event (D₂) in the belt. The granites are divided into two groups, the pre-collisional granites (pre- to early- D₂) and the syn-collisional granites (syn- to tardi-D₂), the latter were emplaced as sheets along the S₂ axial plane foliation or they were collected at the hinge zones of F₂ folds. A U-Pb SHRIMP zircon age of 628±12 Ma was obtained for the pre-collisional Camará tonalite. Two U-Pb TIMS titanite ages were obtained for the syn-collisional granites, 584±10 Ma for the Angico granite and 571±9 Ma for the Pedra Furada granite, and these ages are close to the garnet-whole rock Sm-Nd isochron of 570 Ma found for the peak of metamorphism in the Sergipano Belt. The ages of the Camará tonalite (628 Ma) and the Pedra Furada granite (571 Ma) mark respectively the maximum age for beginning of the D₂ event and minimum age for the end in the Macururé Domain. Using these ages, the main Neoproterozoic D₂ collisional event has been in operation in the Sergipano Belt for at least 57 million years. Correlation with coeval granitoids farther north in the Borborema Province indicate that while in the Sergipano Belt the syn-D₂ granites (ca. 590-570 Ma) were emplaced under compression, in the Borborema Province they emplaced under extensional conditions related to regional strike-slip shear zones. These contrasting emplacement

settings for contemporaneous Neoproterozoic granitoids are explained by a combination of continent-continent collision and extrusion tectonics.

Keywords: Sergipano Belt; Brasiliano-Pan-African; Collisional granites; U-Pb geochronology; West Gondwana.

1. Introduction

Granites are of prime importance in studies of orogenic belts because they are related in space and time with the orogen evolution, isolating snapshots of the superimposed deformations as they freeze part of their structural evolution. Collisional granites in orogenic belts are also important because the minimum length of time that an orogeny last can be estimated from their age (Johnson et al., 2006; Mendes et al., 2006; Heilbron and Machado, 2003; Ferré et al., 2002; Harrison et al., 1999; Pimentel et al., 1999; Witt and Davy, 1997).

The Sergipano Belt is one of the most significant Precambrian orogenic belts of Northeastern Brazil, not only because it was considered as evidence for continental drift (e.g. Allard and Hurst, 1969), but also because it contains several structural and lithologic domains that allow it to be compared with Phanerozoic orogens (Oliveira et al., 2006). The Sergipano Belt was formed through continental collision between the Congo-São Francisco Craton and the Pernambuco-Alagoas Massif/domain (PEAL) during the Brasiliano/Pan-African Orogeny (e.g. Brito Neves et al., 1977), and it is a key belt for reconstructing part of the history of West Gondwana. Three major deformation episodes have been recognized in the Sergipano Belt (Jardim de Sá et al., 1986; D'el-Rey Silva, 1995; Araújo et al., 2003): D₁, D₂ and D₃ events. D₂ is the main collisional event in the belt and it was responsible for the generation of major ductile structures, during which several granitic plutons were emplaced.

In this paper we present field relationships and geochronological data on granites of the Macururé Domain of the Sergipano Belt in order to estimate the timing and duration of continental collision in the belt, and to drawn comparisons with coeval granites in the Borborema Province.

2. The Sergipano Belt, NE-Brazil

The Sergipano Belt is a triangular shape orogenic belt with WNW-ESE direction (Fig. 1), located in the southern part of Borborema Province, NE-Brazil. It comprises five lithostructural domains: Canindé,

Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris and Estância (Davison and Santos, 1989; D'el-Rey Silva, 1995; Oliveira et al., 2006) limited each from the other by the following major shear zones from north to south: Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo and Itaporanga (Fig. 1).

Three main events of regional deformation are recognized in the supracrustal rocks of the belt (Jardim de Sá et al., 1986; D'el-Rey Silva, 1995; Araújo et al., 2003). The first event is characterized by south-verging D_1 nappes and thrust zones which probably displaced the metasedimentary rocks of the Macururé and Vaza Barris domains for large distances over the edge of the São Francisco Craton; a few granitic bodies have emplaced in the Macururé Domain (MRD) during or shortly after D_1 . The D_2 event is marked by reactivation of D_1 and has a transpressive character associated with significant vertical movements; most granites were emplaced during this event. The D_3 event is the last ductile deformation event in the Sergipano Belt and it took place when the belt experienced a high amount of uplift in response to compression in a brittle to ductile-brittle regime.

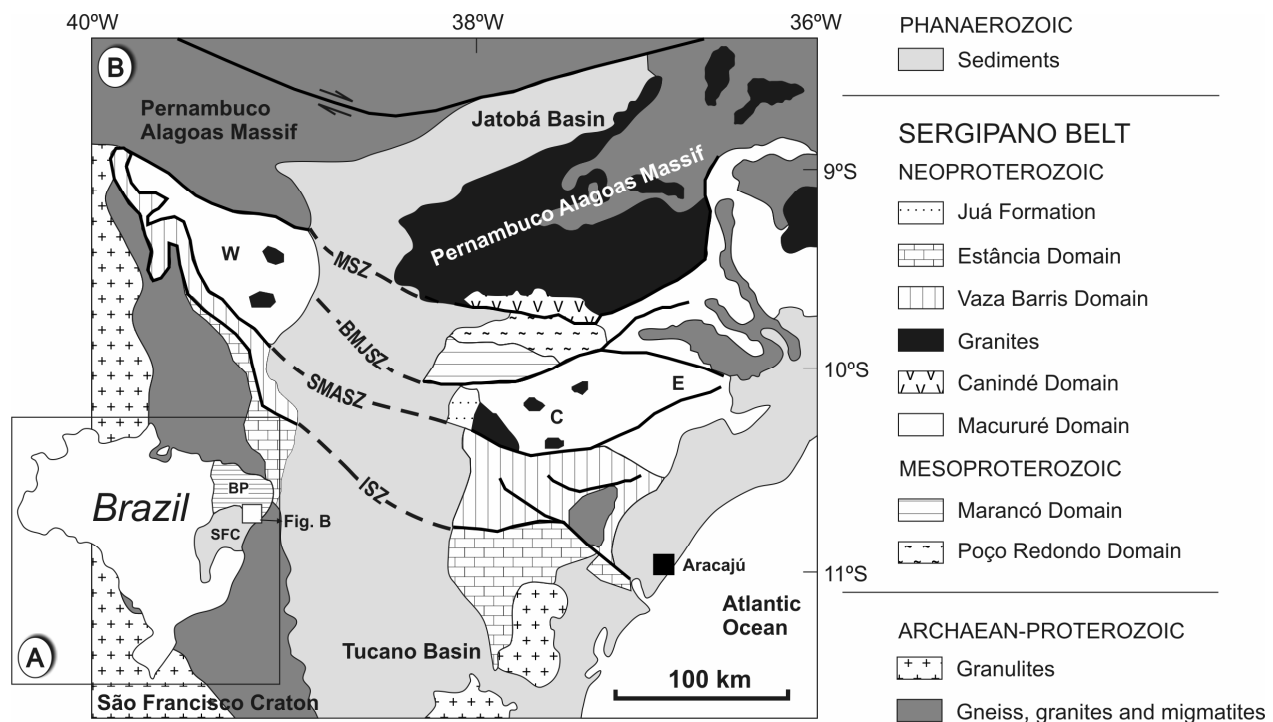


Fig. 1: A. Location of the Sergipano Belt. SFC and BP stand, respectively for São Francisco Craton and Borborema Province; B. The Sergipano Belt and its division (modified after Oliveira et al. 2006). MSZ, BMJSZ, SMASZ and ISZ stand, respectively for Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo and Itaporanga shear zones. W, C and E are subdivisions of Macururé Domain in western, central and eastern sector, respectively.

The studied granites occur in the MRD which is built up mostly by garnet micaschists with minor marble and quartzites. The MRD was metamorphosed under amphibolite facies conditions and is separated

from the Vaza Barris Domain, in the south, by the São Miguel do Aleixo shear zone, and from the Poço Redondo-Marancó Domain in the north by the Belo Monte-Jeremoabo shear zone. The granitic rocks occupy large portion of the MRD and are of two types: dominant pink granites with occasional biotite enclaves, and subordinate enclave-rich granodiorites with biotite and amphibole (Bueno et al., 2005).

3. Structural relationships

Partition of strain in orogenic belts is common and for the sake of description of deformation events we have divided the MRD into three sectors, namely western, central and eastern (Fig. 1).

In the eastern sector, the MRD is strongly deformed by the first deformation event (D_1) which formed tight to isoclinal folds with recumbent limbs, axis (L_1^B) with NW-SE and NE-SW direction and plunges varying from 5 to 10° to NW and NE. This phase produced a 10° to 40°, NE-dipping axial plane foliation in amphibolite facies conditions with development of biotite, garnet and kyanite. The S_1 foliation contains a NE-SW-trending L_1^X stretching lineation with plunges 10° to NE that is evidenced by stretching of quartz ribbons and quartz boudins. This lineation is down dip mainly in the southeastern part of the sector, where the Nossa Senhora de Lourdes structural interference pattern is located, and it is arranged obliquely to F_1 minifolds axis. Owing to later deformation events, this stretching lineation is sometimes rotated. Southwesterly directed transport along D_1 shear zones is demonstrated by asymmetric F_1 folds and sigmoidal quartz veins in quartzites. In the western and central sectors there is no record of structures related to the D_1 event as illustrated in stereograms in Figure 2.

The D_2 event is coaxial to D_1 and may have occurred in kinematic continuity with D_1 in some sectors of the Sergipano Belt. D_2 was the most penetrative event in the belt and has reworked the D_1 structures at different magnitude, generating coaxial interference patterns and boomerang (Type II and III of Ramsay, 1967), and rotation of L_1^X stretching lineations and of the L_1^B fold axis. The F_2 folds are open to tight (Fig. 3A), with centimeter- to kilometer-scale amplitude, and vergence mostly towards the São Francisco Craton (S, SE and SW). The L_2^B fold axis has a NE-SW to NW-SE preferential orientation with plunges varying from 5 to 10° to NW or SE. The L_2^X stretching lineation is evidenced by NE-SW-trending quartz ribbons with plunges varying from 5 to 10° towards NE.

The D_3 event is the last ductile deformation that affected the entire belt. D_3 reworks and uprights the low-angle shear zones formed during the previous deformation events, quite often along the D_1 and D_2 high-strain structures. The D_3 event formed open to tight folds (Fig. 3B) with vergence towards SE, S and SW,

respectively in the western, central and eastern sectors of the MRD. The axial plane foliation of these folds trends mostly E-W with high-angle to vertical dips. The L_3^x stretching lineation is marked by quartz ribbons, stretching of quartz and feldspar with dips varying with location in sectors of the MRD. Kinematic indicators like pull-apart structures in feldspar, type- σ porphyroclasts, rotated boudins and asymmetric boudins also vary with location in the belt. In the eastern part of the MRD the dominant movement is sinistral whereas in the western one it is dextral.

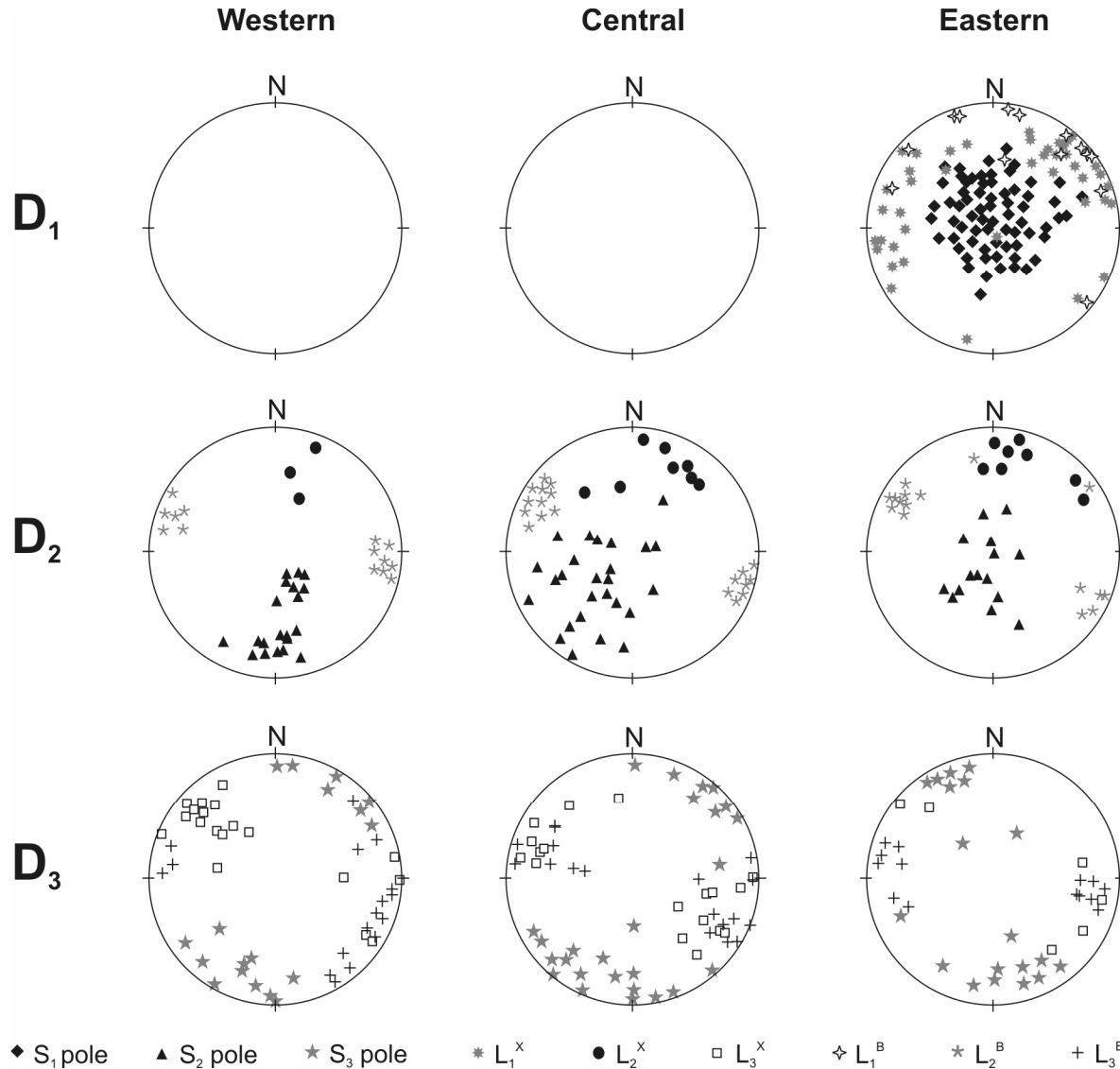


Fig. 2: Stereograms of planar and linear structures in sectors of the Macururé Domain. Note that there is no record of D₁ structures in the western and central sectors of Macururé Domain.

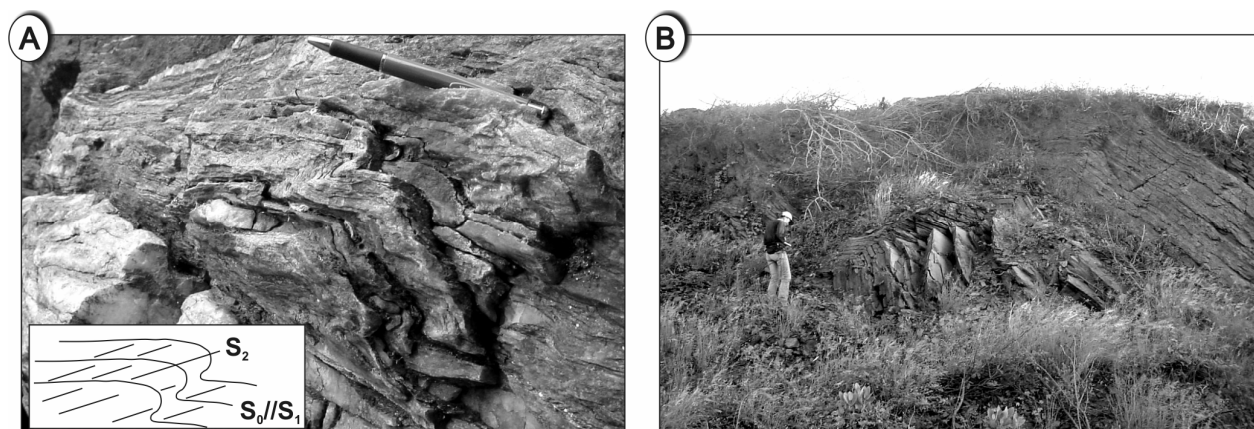


Fig. 3: Structural relationships in the Macururé Domain. A. Open to tight F_2 fold in muscovite-quartz schist; B. F_3 kink fold with wave amplitude ca. 2 m.

4. Granite emplacement

The Macururé garnet micaschists are intruded by numerous granitic bodies for which the tectonic setting and correlation with the kinematic history of the Sergipano Belt are not fully resolved. Many granitic plutons in the MRD are considered late- to post-tectonic because they don't show clear evidences of mesoscopic deformation (Silva Filho et al., 1978; 1992; 1997; McReath et al., 1998; Araújo and Oliveira, 2004; Long et al., 2005). The Coronel João Sá granodiorite is one of these granites (Fig. 4). This pluton is the most studied intrusion in the MRD and it is considered tardi- to post-tectonic (McReath et al., 1998; Long et al., 2005); nevertheless, it shows microstructures compatible with a syn-collision emplacement.

The correlation of granites with deformation events, coupled with radiometric dating of the plutons is the best way to understand time relations between orogenesis and granite in polydeformed regions. As far as granite emplacement and deformation are concerned, two types of granites can be identified in the MRD: (i) pre- to early- D_2 granites and (ii) syn- to tardi- D_2 granites (Bueno and Oliveira, 2007). The U-Pb age dating of MRD granites can give information on the timing and duration of the main continental collisional event in the belt, the D_2 event.

Here, we define a collisional granite as a granitoid body that is associated with the climax of the event of maximum crustal shortening in the Sergipano Belt, namely the D_2 event (Jardim de Sá et al., 1986; Araújo et al., 2003). Therefore the syn-collisional granites are those that have emplaced syn- to tardi- D_2 , whereas the pre- to early- D_2 granites are referred to as pre-collisional granites.

In relation to the deformation events, the MRD granites were characterized according to the following criteria: (i) the pre- to early-D₂ granite is a granitoid emplaced before to early deformation event D₂; it shows solid-state deformation structures (foliation or lineation) of the D₂ event, (ii) the syn-D₂ granite is a body that absorbs part or all of the D₂ deformation and preserves magmatic structures that parallel D₂ structures in the country rocks, (iii) the post-D₂ granite is a granitoid that crosscuts D₂ structures in the country-rocks and does not present planar or linear structures related to D₂.

4.1. Granite country rocks

The MRD is represented by metamorphosed sedimentary rocks of the Macururé complex, which include garnet-biotite schists, quartzites, chlorite-quartz schists, marble, phyllites, metasilites, metagreywackes and less often intermediate metavolcanics (Santos et al., 1988; Davison and Santos, 1989; Santos et al., 1998). The metasedimentary rocks are intruded by granite-granodiorite plutons.

The original sedimentary basin and its depositional settings are no longer easy to reconstruct owing to deformation. However, in less metamorphic or deformed portions of the MRD Davison and Santos (1989) recognized centimeter-thick rhythmic layers of micaschists, with plane-parallel structures and abrupt contact indicative of deposition in deep water settings such as turbidites. At the Gracho Cardoso water dam, Brito Neves et al. (1977) and Jardim de Sá et al. (1981) report a sequence of chaotic blocks in a quartzite matrix, and suggested they are similar to olistostrome or a flysch sequence. These authors have suggested that at least in some parts of the MRD sedimentation was syn-orogenic. Silva (1992) discusses geochemical data on metasediments of the MRD and suggests the possibility that these rocks were deposited in a back-arc type basin.

Davison and Santos (1989) and Silva et al. (1995) suggested that the regional metamorphism reached amphibolite facies grade under intermediate pressure and high temperatures. These authors based their conclusions on kyanite in muscovite quartzites and local occurrences of diatexites after metapelitic protoliths in the eastern sector of the MRD, as well as on high temperature metamorphic assemblages defined by garnet-biotite-estaurolite-muscovite aligned along the schists S₂ foliation. Oliveira et al. (2005a) obtained a 570 Ma Sm-Nd isochron for a garnet micaschist of the MRD (near the city of Gararú, Fig. 4).

epidote core. Representatives of the group are the Camará tonalite and the Coronel João Sá granodiorite (Fig. 4).

The Camará tonalite occurs in the eastern sector of MRD (Fig. 4) as a lensoid body intruded into garnet micaschists. The tonalite contains D₁-deformed xenoliths of garnet-biotite schists (Fig. 5A), and both tonalite and xenoliths were deformed by D₂ as concluded from the solid-state foliation of the tonalite paralleling the regional micaschist S₂ foliation. This body does not show magmatic microstructures. The Camará tonalite contains quartz with undulose extinction and subgrain boundaries, and quartz ribbons along the S₂ foliation. The plagioclase shows mechanical twinning, strong undulose extinction and subgrain boundaries; sometimes it is more deformed and has recrystallized tail and pressure shadows with quartz. To some extent the Camará tonalite was also affected by the D₃ event. On its northern exposure area the tonalite shows mylonitic texture related to a minor D₃ transcurrent shear zone; on the basis of S-C relationships, Riedel joints and quartz c-axis fabrics this shear zone shows sinistral kinematics compatible with it being a splay of the Belo Monte-Jeremoabo sinistral shear zone farther north.

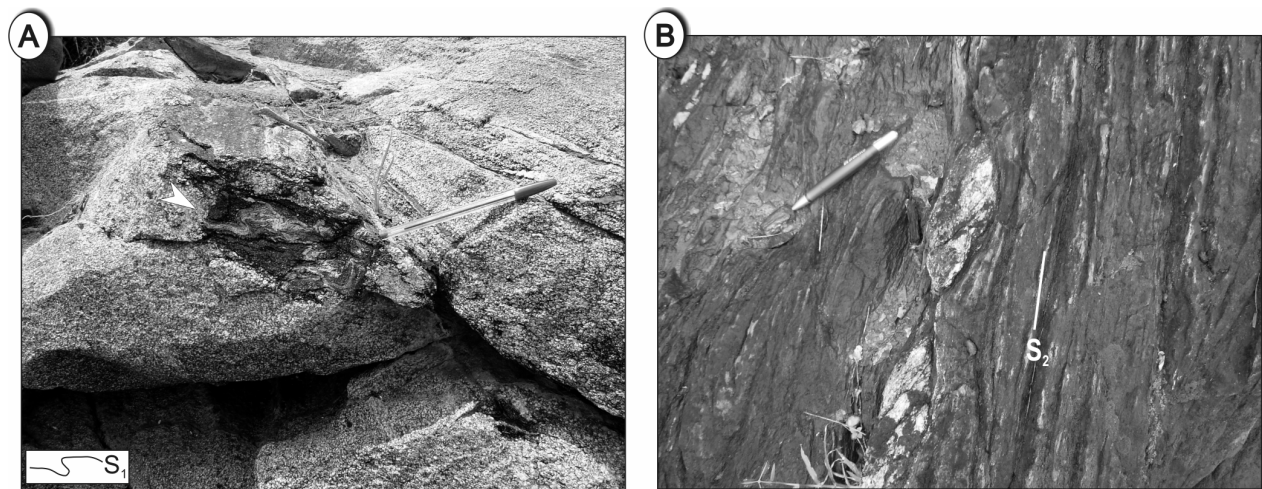


Fig 5: A. The Camará tonalite with deformed micaschist xenoliths; B. Boundins in the Coronel João Sá granodiorite.

The Coronel João Sá granodiorite is another example of pre- to early-D₂ intrusion in the Macururé micaschists. This body occurs in the central area of the MRD (Fig. 4) as a 30 km long, NE-SW-oriented batolith. At the southeastern boundary with micaschists, granite apophyses are injected into the country rocks. The apophyses are slightly folded and boudined with pinch-and-swell structures paralleling the micaschist foliation (Fig. 5B). In the centre of the body there are no records of penetrative deformation; the granite only shows igneous foliation marked by flattened mafic enclaves and schlieren of elongated hornblende. The Coronel João Sá granodiorite shows quartz and biotite with undulose extinction and

plagioclase with mechanical twinning. The granodiorite contains several micaschist xenoliths similar to those described previously in the Camará tonalite; the features allow us to assign a pre- to early-D₂ emplacement for the Coronel João Sá Granite.

4.3. Syn-collisional granites (syn- to tardi-D₂ granites)

The syn-collisional, or syn- to tardi-D₂ granites (e.g. Angico, Areias, Santa Helena, Lagoas, Canudos, Formosa, Itabi, Glória, Capivara, Caraíbas and Pedra Furada) occur in all sectors of the MRD and form E-W to NE-SW-elongated bodies (Fig. 4).

These bodies are comprised mostly by pink granites and less often by grey granodiorites. These granitoids are fine- to medium grained, with equigranular texture and interlobate grain contacts. They are composed mostly of quartz (30 to 40%), microcline (20 to 30%), plagioclase (15 to 20%), biotite (5 to 10%), muscovite (1 to 5%) and epidote (0 to 5%). The accessory minerals are allanite, zircon, apatite and titanite.

The syn-collisional granites are tabular bodies that preserve magmatic structures such as mineral banding, abundant schlieren and mafic enclaves paralleling the host rocks S₂ foliation. These granites are injected as sheets along F₂ fold hinges and axial plane foliation in micaschists (Figs. 6A and B), ultimately forming plutons of large size, such as the Itabi granite (Fig. 6C). Sometimes, the granites crosscut the schists S₂ foliation (Fig. 6D). Mesoscopic kinematic indicators are absent in these rocks.

Field observations indicate that the granites were variably deformed depending on the sector of MRD where they occur. In the central and eastern sectors the granites generally present a magmatic S_M foliation at their margin given by planar alignment of biotite plates parallel to the country rocks S₂ foliation. In the intrusion's core there is no penetrative deformation. Because these granites were emplaced during the main regional compression D₂, and are devoid of solid-state deformation, the planar alignment of biotite plates and mafic enclaves are interpreted as igneous structures. In the western sector of MRD, on the other hand, the granites show a penetrative S₂ foliation (Fig. 6A) marked by the alignment of biotite (Fig. 7A) and stretched quartz grains; some granite sheets show open folds indicating that they were continuously deformed during D₂ and D₃. The D₃ event affected only some granites in the Macururé Domain, especially those in the western sector of this domain. The D₃ event is responsible for generating open folds in the granites. In summary, while the granites of the central and eastern sectors of MRD have absorbed part of the D₂ and D₃ deformations, those of the western sector were almost fully deformed by these two events.

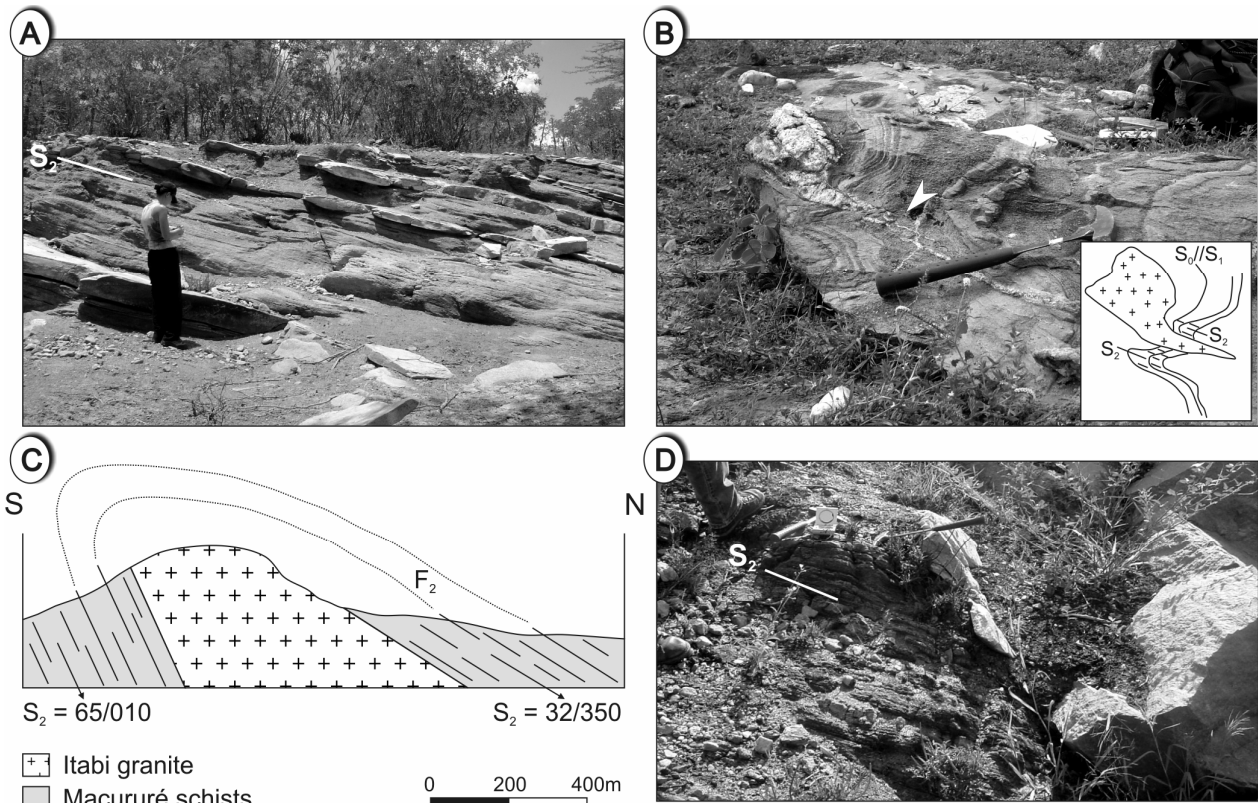


Fig. 6: A. Santa Helena granite emplaced and boudinaged parallel to S_2 foliation of host rock schists; B. and C. Angico granite and Itabi granite, respectively, emplaced along the axial plane of F_2 fold; D. Pedra Furada granite crosscut the schists S_2 foliation. Insert shows the structural interpretation indicate by the arrow.

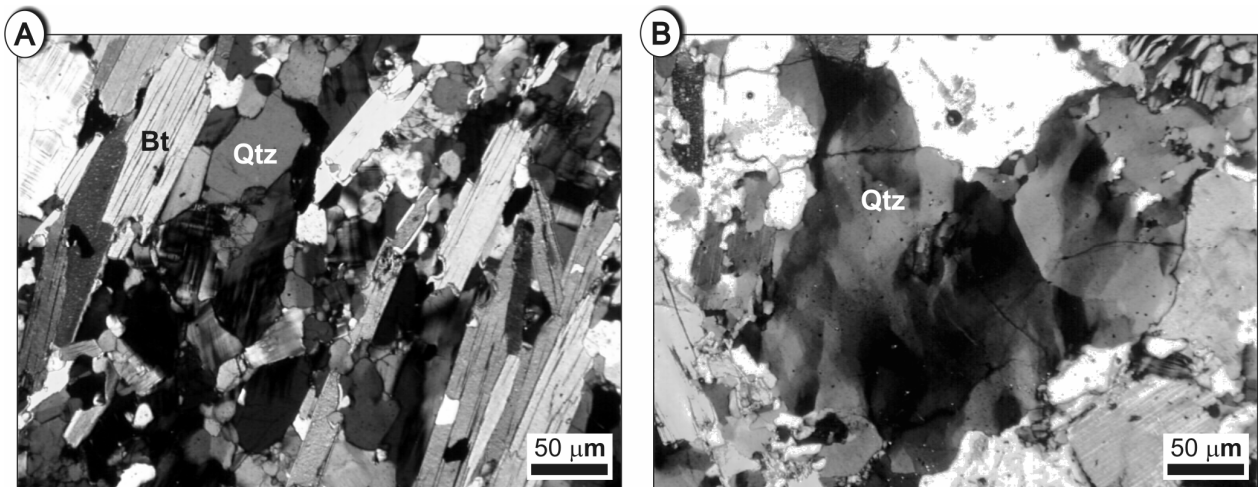


Fig. 7: Microstructural aspects of collisional granites. A. Santa Helena granite with S_2 foliation marked by biotite plates; B. Angico granite showing quartz with undulose extinction.

Despite the absence of mesoscopic tectonic foliation, the syn-collisional granites of the central and eastern sectors show microstructures indicative of solid-state deformation such as undulose extinction of quartz (Fig. 7B) and biotite, quartz and feldspar recrystallization by subgrain rotation and boundary

migration (Fig. 7C), and static recrystallization of quartz grains (Fig. 7D); these deformation features are compatible with metamorphic temperatures between 400-550°C (Passchier and Trouw, 2005), at amphibolite facies conditions. Later deformation at shallow depths is inferred from fractures in quartz and plagioclase.

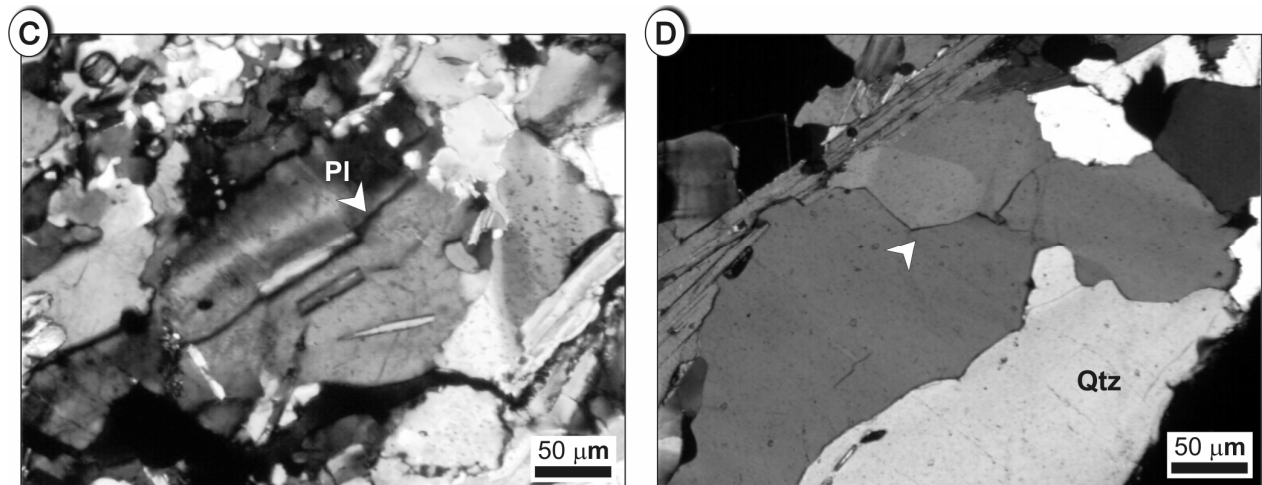


Fig. 7 (cont): Microstructural aspects of collisional granites. Angico granite showing: C. Migration of subgrain boundary in plagioclase, D. Arrow indicates quartz grains with 120° contact. Bt=biotite, Pl=plagioclase, Qtz=quartz.

5. U-Pb geochronology

5.1. U-Pb SHRIMP zircon dating

Zircons from the pre-collisional Camará tonalite were dated with the Sensitive High Resolution Ion Microprobe using the Perth Consortium SHRIMP II at the Curtin University of Technology, Western Australia. After separation with conventional gravimetry and magnetic techniques, the zircon grains were mounted with epoxy resin along with chips of CZ3 standard ($U=550$ ppm; $^{206}Pb/^{238}U=0.0914$). After optical observations selected grains were imaged on the Scanning Electron Microscope (SEM) for qualitatively analysis of morphology and internal structure. The U-Pb SHRIMP analysis followed the operational procedures described by Compston et al. (1984) with cycles of 7-scan for granite, incident O_2^- ray of 2 nA and mass resolution of 5000 ca. The data were reduced using the SQUID software (Ludwig, 1999a) and ISOPLOT (Ludwig, 1999b); for age calculations only the points with $\leq 5\%$ discordance were considered. The age uncertainties in relation to the concordia intercept are around 1σ .

The Camará tonalite is a pre- to early- D_2 intrusion in the Macururé micaschists. It shows the regional penetrative S_2 foliation and contains micaschists xenoliths. Zircons from this tonalite give the age of

628±12 Ma (Table 1, Fig. 8) which is interpreted as the tonalite crystallization age and as a maximum age estimate for beginning of the D₂ event.

Table 1: Zircon U-Pb data (SHRIMP) for the Camará Tonalite.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	204-corrected isotope ratios					Age (Ma) ± 1σ		Discor- dance (%)
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	Age (Ma) ± 1σ			
								²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
04-116-d4	255	167	0.68	0.1033±0.6	0.85±2.4	0.0598±2.3	0.0294±1.9	633.9±3.6	598±50	-6	
04-116-d5	117	79	0.69	0.1006±1.6	0.82±3.6	0.0592±3.3	0.0286±3.0	617.9±9.2	578±71	-7	
04-116-d6	230	266	1.20	0.1026±0.6	0.88±2.8	0.0625±2.8	0.0314±1.2	630.0±3.7	694±59	10	
04-116-d7	113	87	0.80	0.1013±0.9	0.82±2.9	0.0591±2.8	0.0297±2.1	622.5±5.2	571±61	-8	
04-116-d12	186	118	0.66	0.0996±0.7	0.82±3.0	0.0599±2.9	0.0305±2.3	612.3±4.0	604±63	-1	
04-116-d13	149	140	0.97	0.0997±0.8	0.81±2.5	0.0593±2.4	0.0295±1.7	612.8±4.5	581±52	-5	
04-116-d14	104	68	0.67	0.1045±0.9	0.89±2.4	0.0621±2.2	0.0303±2.0	640.9±5.5	679±47	6	
04-116-D-17	172	133	0.80	0.0961±0.8	0.79±3.6	0.0600±3.5	0.0293±2.4	592.0±4.4	607±76	3	
04-116-D-20	485	303	0.65	0.1016±0.4	0.84±1.2	0.0604±1.1	0.0305±1.3	623.8±2.4	620±25	-1	
04-116-D-21	287	158	0.57	0.1018±0.5	0.85±1.8	0.0611±1.8	0.0301±1.7	625.2±3.3	643±38	3	
04-116-D-22	116	82	0.73	0.0940±1.0	0.76±6.1	0.0593±6.0	0.0284±4.2	579.4±5.8	579±131	0	
04-116-D23	267	248	0.96	0.1010±0.5	0.82±1.8	0.0588±1.7	0.0301±1.2	620.5±3.2	562±38	-9	
04-116-D26	181	113	0.64	0.1031±0.6	0.85±1.8	0.0598±1.7	0.0306±1.5	632.7±3.9	599±36	-5	
04-116-D27	204	215	1.09	0.1084±1.5	0.93±2.7	0.0626±2.3	0.0329±3.3	663.4±9.2	696±48	5	

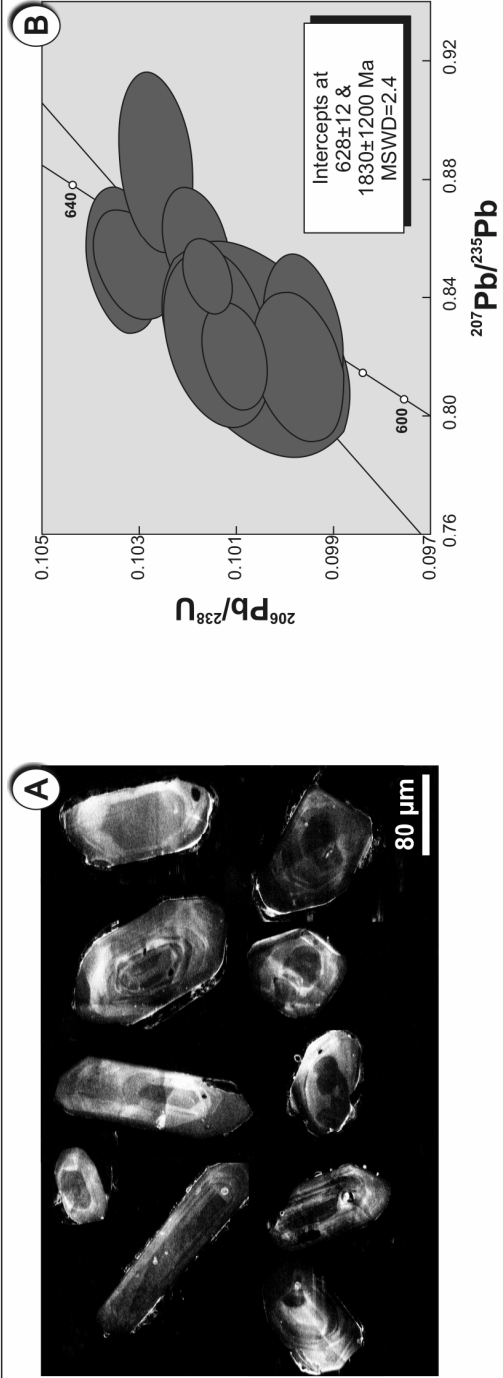


Fig. 8: Camará Tonalite - A. Cathodoluminescence zircon images; B. U-Pb concordia plot.

5.2. U-Pb isotopic dilution titanite dating

Because all of the studied syn-collisional granites contain very few zircon grains and the majority of which are metamictic or inherited (we have checked it with the SHRIMP), we have chosen titanite as the most suitable mineral to estimate the crystallization age of granites. Although titanite has a closure temperature below that of zircon for the U-Pb isotope system (Scott and St. Onge, 1995; Corfu, 1996; Verts et al., 1996; Zhang and Schärer, 1996; Frost et al., 2000), it can provide a minimum crystallization age estimate that may be very close to the zircon age. For instance, in the Coronel João Sá granite (Fig. 4), Long et al. (2005) found zircons with a mean age of 625 ± 2 Ma. Titanite grains from the same body gave slightly younger ages, between 620.9 ± 1.4 Ma and 622.7 ± 2 Ma. Moreover, Aleinikoff et al. (2002) have also found a small age difference between zircon (448.2 ± 2.7 Ma) and titanite (443 ± 6 Ma) from a deformed granodiorite. In other words, the maximum age difference between zircon and titanite from these granites is 4 million years, an order of magnitude quite reasonable to consider titanite as a reliable mineral for dating igneous crystallization.

The granites selected for age dating are the Angico granite and the Pedra Furada granite, both from the eastern sector of MRD. The former is one of the pink syn-D₂ granites emplaced along the F₂ folds axial plane foliation (Fig. 6B), whereas the latter is a syn- to tardi-D₂ body that locally intercepts the host micaschists S₂ foliation (Fig. 6D).

The titanite concentrates were extracted from approximately 10kg of granite using the same separation techniques used for zircons; only the non-magnetic fraction at 1.5 A was considered for age dating. The best titanite grains were hand-picked under a binocular microscope. All selected titanite grains were free of inclusions and fractures. For isotope dilution U-Pb analysis, multigrain fractions were dissolved in microcapsules with concentrated HF and HNO₃ (HF:HNO₃=4:1) and spiked with a ²⁰⁵Pb-²³⁵U mixture. The chemical extraction was done by ion exchange element separation following a modified procedure after Krogh (1973). Pb and U were measured in a single Re filament with H₃PO₄ and silica gel in a Finnigan MAT 262 multicollector mass spectrometer at the University of Brasilia fitted with a secondary electron counting multiplier; corrections for common Pb are done using the average measurements on the SRM 981 standard.

Table 2: Titanite U-Pb data (TIMS) for the Angico and Pedra Furada granites.

Sample	Size	U	Pb	Th	Th/U	Pb ²⁰⁶ / _U	Pb ²⁰⁷ / _U	Pb ²⁰⁶ / _U	Pb ²⁰⁷ / _U	Correl.	Pb ²⁰⁷ / _U	Pb ²⁰⁶ / _U	Pb ²⁰⁷ / _U	Pb ²⁰⁶ / _U
Fraction	mg	ppm	ppm	ppm				±2σ	±2σ	(rho)	±2σ	±2σ	Age	±2σ (Ma)
Angico granite - sample P-13														
1	0.141	63.615	9.2229	7.718	0.1213	143.1803	0.789347	0.886	0.0961603	0.825	0.939553	0.0595348	0.304	591.87
2	0.106	92.139	17.659	10.27	0.1114	108.2873	0.902793	0.763	0.102111	0.631	0.84956	0.0641229	0.403	626.77
3	0.281	94.163	18.581	3.873	0.04113	101.5969	0.80833	0.957	0.099344	0.769	0.82696	0.0590127	0.539	610.56
4	0.191	70.858	16.887	5.697	0.0804	86.08885	0.950533	0.687	0.107141	0.46	0.72531	0.0643442	0.474	565.12
6	0.075	50.313	9.941	14.51	0.2884	105.2679	0.916359	2.43	0.111098	1.52	0.67808	0.0598218	1.79	679.12
7	0.106	65.732	12.395	10.27	0.1562	107.18	0.770699	1.06	0.107073	0.854	0.81758	0.052204	0.613	655.73
8	0.103	158.95	58.169	10.56	0.06647	84.82934	1.33972	1.19	0.15812	0.906	0.79636	0.0614507	0.72	946.32
10	0.088	54.53	9.2242	12.37	0.2268	116.6157	0.863385	1.94	0.104259	1.36	0.72497	0.0600609	1.34	639.32
Pedra Furada granite - sample JUMS-14B														
3	0.11	198.29	47.664	9.893	0.04989	73.16022	0.761251	0.54	0.0745569	0.393	0.75678	0.0740523	0.353	563.55
4	0.156	168.39	35.691	6.976	0.04143	76.69434	0.631663	0.602	0.0680082	0.323	0.6325	0.0673633	0.47	424.14
5	0.219	84.146	39.079	4.969	0.05905	69.40211	1.08981	1.79	0.140767	0.3	0.53104	0.0561498	1.65	849
6	0.077	1027.4	49.493	14.13	0.01376	74.06703	0.126967	1.08	0.015018	0.647	0.66375	0.0613166	0.813	96.092
7	0.255	362.2	38.049	4.267	0.01178	72.69635	0.279672	2.03	0.0330754	0.94	0.57724	0.0613259	1.67	209.77
8	0.106	90.1027	36.871	10.27	0.1138	68.13776	1.03804	0.798	0.128043	0.45	0.62317	0.0587973	0.626	776.69
9	0.215	93.785	43.127	5.061	0.05397	66.87844	1.1155	1	0.137968	0.768	0.79458	0.0586395	0.61	833.16
10	0.097	791.29	42.535	11.22	0.01418	71.06324	0.129253	0.608	0.0162107	0.485	0.82285	0.057828	0.346	103.66

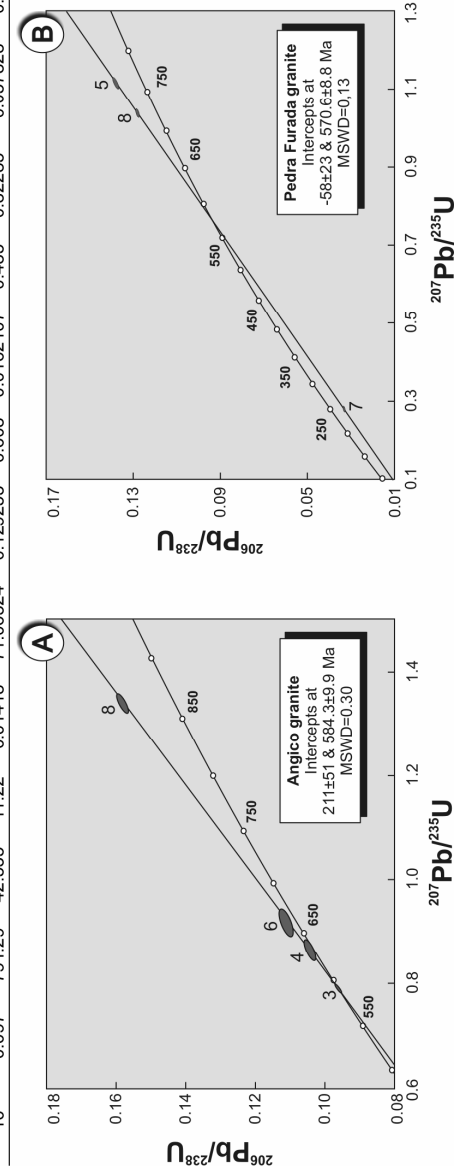


Fig. 9: Concordia diagrams for the collisional granites: A. Angico granite; B. Pedra Furada granite. Numbers indicate sample fractions used in age calculation.

The uranium fractionation is monitored by analyses of the SM 500 standard. Uncertainties in the U/Pb ratio arising from mass spectrometry and fractionation are at the 0.5% level. Data reduction and age calculation were done using ISOPLOT (Ludwig, 1999b); age uncertainties in relation to the concordia intercept are at 2σ. The laboratory Pb blank is better than 20pg.

The Angico granite titanites have given the age of 584 ± 10 Ma and those from the Pedra Furada granite 571 ± 9 Ma (Table 2, Fig. 9). On the basis of the titanite data, the age interval for emplacement of the syn-collisional granites in the Sergipano Belt can be bracketed between approximately 590 and 570 Ma.

6. Discussion

The Macururé domain is a typical sedimentary domain of the Sergipano Belt bounded by two regional-scale shear zones, namely the Belo Monte-Jeremoabo to the north and the São Miguel do Aleixo to the south (Fig. 1). This domain has undergone a substantial crustal thickening during the main deformation event (D_2) that probably facilitated partial melting of the metasedimentary pile to form the parental magmas of the syn-collisional granites. The syn-tectonic emplacement of the granite, duration of collision and the regional implications are discussed in the following sections.

6.1. The syn-tectonic emplacement of MRD granites

The planar and linear igneous structures at the margins of syn- D_2 granites in the MRD are parallel to the S_2 foliation of host micaschists, which in turn is related to the regional fold structure in the belt. The evidence of solid-state deformation in granites, such as recrystallization of quartz and feldspar by subgrain rotation and boundary migration, and static recrystallization of quartz grains, when combined with the magmatic banding and schlieren structures shown by the granites leave no doubt as to their syn- D_2 emplacement.

Although no field aspect of *in situ* partial melting of the metasedimentary rocks has been observed so far, pressure-temperature estimates of magma crystallization (Silva Filho et al., 1997; Long et al., 2005) indicate that the granites emplaced at high temperatures in the middle to lower crust.

Field observations support the suggestion that the granitic magmas migrated/crystallized along the S_2 -related axial plane foliation and were collected at the hinge zones of F_2 folds (Fig. 6). In this situation, the axial plane foliation probably acted as a channel for magma migration and collection to form large scale batholiths. The space necessary for granite emplacement along the country rocks axial plane foliation may have been generated by hydraulic fracturing, in a scenario similar to that suggested for leucogranites in the Himalayas (Searle et al., 2003).

As pointed out in section 4.3 the syn- D_2 granites and host micaschists on the western sector of MRD show a penetrative solid-state deformation assigned to D_2 whereas the granites on the eastern sector

show a discrete magmatic foliation and weak solid-state deformation. These contrasting deformation features in distinct sectors of MRD can raise the possibility that collision in the Sergipano Belt was diachronic and that the D₂ event might have started earlier in the western sector than in the others.

6.2. Duration of collision

The ages found in granites of the MRD show that collision between the Pernambuco-Alagoas Massif and the São Francisco Craton may have lasted many millions of years during the Neoproterozoic.

The D₂ event marks the peak of regional metamorphism in the Sergipano Belt, for which Oliveira et al. (2005a) constrained an age of 570 Ma (garnet-whole rock Sm-Nd isochron). Within error limits this age is very close to the ages presented here for the syn-D₂ granites (584 to 571 Ma), thus corroborating granite emplacement during the peak of regional metamorphism.

The granites emplaced during D₂ can be used to estimate the minimum duration of collision between the São Francisco Craton and the Pernambuco-Alagoas Massif during the Brasiliano orogeny. In the MRD there are two pulses of granitic magmas, namely the pre- to early-D₂ granites and the syn- to tardi-D₂ granites.

The Camará tonalite is representative of the pre- to early-D₂ granitoids. It shows the D₂ structures, contains micaschist xenoliths and does not preserve any magmatic flow structures. Its crystallization age (628±12 Ma) can be used as the maximum age for the D₂ event because it has emplaced any time between D₁ and D₂. This age is very close to the 625±2 Ma-old Coronel João Sá granodiorite (Long et. al., 2005) which is another pre- to early-D₂ intrusion in the central area of the MRD.

The syn-D₂ Angico granite and the syn to tardi-D₂ Pedra Furada granite can be considered to set more precise time constraints on the collisional magmatism, and hence on the climax of collision between the São Francisco Craton and the Pernambuco-Alagoas Massif. These granites show titanite U-Pb ages of 584±10 Ma (Angico granite) and 571±9 Ma (Pedra Furada granite). Therefore, the climax of collision and probably of magma production in the Sergipano Belt can be bracketed between approximately 590-570 Ma.

During collision of two or more plates there should be an interval of time between the first contact of the colliding blocks and the onset of granitic magmas. This period of time is required for the crust to be sufficiently thickened and its lowest levels reach the pressure-temperature conditions for granitic magma generation. For the Himalayas, which is the most recent example and still active continent-continent

collision (Nelson et al., 1996; Klemperer, 2006), the incubation period between the beginning of continental collision and the production of S-type granites is approximately 25 million years, a number derived from the initial contact between India and Asia at 57 Ma and the oldest leucogranite at 32 Ma (Leech et al., 2005). In ancient orogenic belts the beginning of collision is more difficult to infer. Nevertheless, Ferré et al. (2002) estimated in 60 million years the span of time between collision and S-type granite generation in the Proterozoic Thans-Sahara Belt. In the Sergipano Belt, if the pre- to early-D₂, 628±12 Ma-old Camará tonalite is taken as the maximum age for onset of the main collisional event (D₂) in the belt and the age of the Angico granite (584±10 Ma) as the first syn-D₂ granites, we then have a maximum time span of about 44 million years since the beginning of collision and the generation of the first syn-collisional granites. Moreover, if we consider the age of the Pedra Furada granite (571±9 Ma) as the waning stage of D₂ then the main collision might have lasted at least 57 million years. However, according to Oliveira et al. (2005b), collision could have prolonged until at least 540 Ma which is the age of the youngest detrital zircon grain in sandstone of the Lagarto Formation in the Estância Domain. The Lagarto Formation is interpreted as a foreland basin by these authors, with deposition of sediments occurring during uplift and deformation of the orogen. In summary, the main Neoproterozoic collision in the Sergipano Belt may have lasted 88 million years approximately, i.e. maximum onset constrained by the 628 Ma-old, Camará tonalite; end constrained by 540 Ma-old detrital zircon in foreland basin sandstone. The duration of the major D₂ crustal shortening event in the Sergipano Belt is suggested to be no longer than 57 million years (maximum onset with the 628 Ma Camará tonalite; end with the 571 Ma-old Pedra Furada granite).

6.3. Comparisons with other granitoids in the Borborema Province

The ages found on syn-D₂ collisional granites of the Sergipano Belt are similar to the ages of several granites in the Borborema Province, though emplaced into different tectonic settings. For instance, Guimarães et al. (2004) have investigated fourteen granite intrusions in the Pajeú-Paraíba Belt, Central Domain of Borborema Province, and proposed to divide granite emplacement into four events. The oldest granitoids (between 620 and 600 Ma) are medium- to high-K calc-alkaline granites, intruded into gneisses and metasedimentary rocks during the peak of metamorphism and concurrent development of a flat-lying foliation. The youngest intrusions (540-520 Ma) are A-type, post-orogenic, extension-related granites. Between these two extremes, the authors recognized (i) a high-K calc-alkaline suite of granitoids associated with shoshonitic granitoids, mafic syenites and diorites (590-581 Ma) intruded during a transcurrent event, and (ii) alkaline post-collisional granitoids with ages about 570 Ma.

Similarly, Neves et al. (2004, 2006, 2008) have presented ages for granitic rocks from the eastern part of the Central Domain of Borborema Province. Accordingly, the oldest plutons are exemplified by the Timbaúba biotite granodiorite (645 Ma) and the Caruarú-Arcoverde granite-diorite batholith (629 Ma) both displaying a moderately-dipping subsolidus foliation. The Jupi biotite granite (606 Ma) is an orthogneiss which was also deformed by the regional flat-lying foliation and high-grade metamorphism. Two other granitoids, the Cachoeirinha Syenite (587 Ma) and the Cabanas two mica granite (573 Ma) have respectively been weakly or intensely affected by deformation related to the East Pernambuco transcurrent shear zone. Neves et al. (2006) concluded that the 590-580 Ma-old high-K calc-alkaline and syenite plutons were emplaced before or at the very early stage of movement along large transcurrent shear zones, whereas the younger granitoids emplaced during motion of the same set of shear zones.

Farther north, close to the Patos transcurrent shear zone (Fig. 10), Archanjo et al. (2008) reported on granite emplacement associated with strike-slip shear zones. These authors observed that the syenogranite to leucogranite Teixeira batholith (591 Ma) was deformed and had its magmatic fabric reoriented during evolution of the Patos shear zone, whereas the emplacement of the 576 Ma-old Serra Redonda granite-diorite pluton was entirely controlled by satellite transcurrent shear zones. They concluded that development of major shear zones of the eastern Borborema Province are assigned to the Brasiliano collisional stage and their fabric imprints must be younger than about 590 Ma.

In summary, granites at north in the Pernambuco-Alagoas massif and in the Central domain of Borborema Province intruded the crust under distinct tectonic conditions. While a group of old granites (645-600 Ma) were emplaced during the Brasiliano high-grade metamorphism (compression) another group (590-520 Ma) had their emplacement controlled by regional strike-slip shear zone (extension). On a regional scale, what geological scenario could explain the simultaneous emplacement of syn-collisional granites in the Sergipano Belt (approximately between 590-570 Ma) and strike-slip-related granitoids (590-520 Ma) in domains at north in the Borborema Province? The answer probably comes from comparisons with Phanerozoic orogens like the Himalayas. The collision between the Indian plate and Asia started at about 57 Ma (Leech et al., 2005) and is still going on today. Since the beginning of collision, underthrusting of the Indian continental lithosphere beneath the Eurasian plate has thickened the Tibet plateau and displaced Indochina southeastwards (Tapponnier et al., 1990). The lateral displacement of terranes/blocks far from a collision zone at the same time convergence of plates takes place is a common feature of modern orogens, and the phenomenon is known as lateral extrusion of crustal blocks or extrusion tectonics (e.g. Tapponnier et

al 1986). Granites, or their volcanic equivalent, can be emplaced in the two contrasting tectonic settings at the same time (e.g. Treloar and Izatt, 1993; Crawford and Searle, 1993; Pognante and Benna, 1993; Guillot et al., 1993, Vigneresse and Burg, 2003).

In Figure 10 we show the Borborema Province and its main strike-slip shear zones to illustrate that a similar geological scenario may account for the coeval intrusion of collisional granites in the Sergipano Belt and strike-slip-related granites farther north in the Borborema Province.

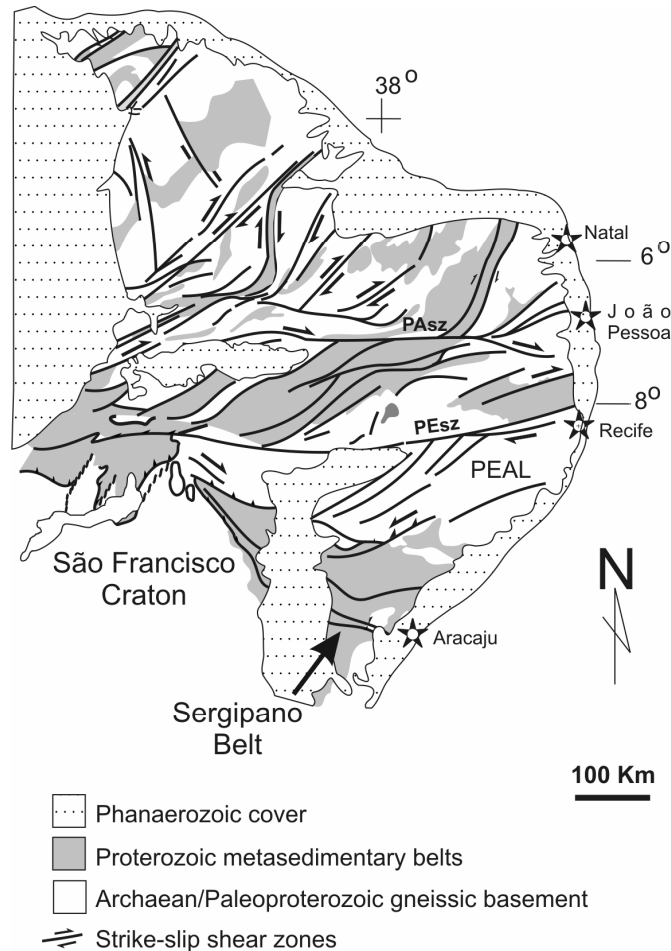


Fig. 10: The Sergipano Belt in the southern part of the Borborema Province showing the main transcurrent Neoproterozoic shear zones. PEsz and PAsz are the Pernambuco and Patos shear zones, respectively. PEAL – Pernambuco-Alagoas massif. See text for comments.

7. Conclusions

The following conclusions can be drawn from this study:

1. Granites in MRD of the Sergipano Belt are grouped into pre-collisional (pre to early-D₂) and syn-collisional (syn- to tardi-D₂) granites in relation to the main D₂ collisional event.

2. The pre-collisional granites are bodies of restricted occurrence in MRD. They present numerous micaschist xenoliths of the regional rocks with a penetrative D_1 –related foliation; these granites were later deformed during D_2 and D_3 .
3. The syn-collisional granites are the most abundant granites in MRD and form sheets and circular to elongated bodies. This granite type marks strain partitioning between the central-eastern and western sectors of MRD. Granites from the western sector of MRD present a penetrative solid-state deformation, whereas those from the central and eastern sectors show magmatic state deformation and less pronounced solid-state deformation. The syn-collisional granites were injected either as sheets along the axial planes of F_2 folds, or as stocks and batholiths in hinges of these folds.
4. The strain partitioning marked on granites of different sectors of MRD suggest that collision could have begun first in the western sector and later in the central and eastern sectors.
5. The U-Pb age (zircon, SHRIMP) obtained for the pre- to early- D_2 Camará tonalite (628 ± 12 Ma) together with the U-Pb age (titanite, TIMS) for the syn- to tardi- D_2 Pedra Furada granite (571 ± 9 Ma) mark the maximum age for beginning and the minimum age for end of the D_2 event in MRD, respectively. Using these numbers without the associated errors, we conclude that the main Neoproterozoic collisional (D_2) event in the Sergipano Belt may have lasted at least 57 million years.
6. Correlation with coeval granitoids farther north in the Borborema Province indicate that while in the Sergipano Belt the syn- D_2 granites (ca. 590-570 Ma) were emplaced under compression, in the Borborema Province they emplaced under extensional conditions related to regional strike-slip shear zones. These contrasting emplacement settings for contemporaneous Neoproterozoic granitoids are explained by a combination of continent-continent collision and extrusion tectonics.

Acknowledgements

The authors acknowledge the financial support of the Brazilian agencies FAPESP (05/60119-5, 04/05054-2; 02/03085-2; 02/07536-9), CNPq (301025/2005-3) and Millenium Project of CNPq (42.0222/2005-7). Elton Dantas is thanked for titanite U-Pb TIMS laboratory facilities. Marcelo Carvalho is

greatly acknowledged for zircon U-Pb SHRIMP data collection using the Perth Consortium SHRIMP II at the Curtin University of Technology, Western Australia. We also thank Adejardo Francisco Silva Filho for valuable discussion in the field. The detailed comments of Sergio Pacheco Neves and Carlos Archanjo have improved considerably the original manuscript, and we thank them very much.

References

- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Neves, B.B.B., Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310-326.
- Allard, G.O., Hurst, V.J., 1969. Brazil-Gabon geologic link supports continental drift. *Science* 163, 528-532.
- Aleinikoff, J.N., Wintsch, R.P., Fanning, C.M., Dorais, M.J. 2002. U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology* 188, 125-147.
- Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J. 2003. Endentação na Faixa Sergipana, NE do Brasil: compatibilização entre os elementos estruturais e cinemática. *Anais IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, Rio de Janeiro*, p. 115-117.
- Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2004. Zonas de cisalhamento da Faixa Sergipana: uma história de soerguimento ao longo de limites de terrenos denunciada pela geocronologia ^{40}Ar - ^{39}Ar . *Simpósio 40 anos de Geocronologia no Brasil. IGc-USP, Boletim de Resumos*, p. 72.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Beurlen, H. 1977. O sistema de dobramento Sergipana – Análise do conhecimento. In: *Anais rev. prep. Simp. Craton São Francisco e Faixas Marginais. SBG. Bahia. Esp.* 3:369-391.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P. 2007. Age and structure of syn-collisional granites in the Sergipano Belt and implications for the channel flow model. *Anais XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Natal, Rio Grande do Norte*, p. 136-138.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., McNaughton, N. 2005. Granitos e a deformação na Faixa Sergipana: o início da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas. *Anais do III Simpósio sobre o Cráton São Francisco, Salvador, Bahia*, p.192-195.

- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research* 89, 252-534.
- Corfu F. 1996. Multistage zircon and titanite growth and inheritance in an Archean gneiss complex, Winnipeg River Subprovince, Ontario. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 175-186.
- Crawford, M.B., Searle, M.P. 1993. Collision-related granitoid magmatism and crustal structure of the Hunza Karakoram, North Pakistan. In: Treloar, P.J. and Searle, M.P. (eds), *Himalayan Tectonics*. Geological Society Special Publication 74, 53-68.
- Davison, I., Santos, R.A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research* 45, 319-342.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 315-332.
- Ferré, E., Gleizes, G., Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114, 199-219.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schumus W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research* 135, 23-53.
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Schumacher, J.C. 2000. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology* 172, 131-148.
- Guillot, S., Pêcher, A., Rochette, P. Le Fort, P. 1993. The emplacement of the Manaslu granite of Central Nepal: field and magnetic susceptibility constraints. In: Treloar, P.J. and Searle, M.P. (eds), *Himalayan Tectonics*. Geological Society Special Publication 74, 413-428.
- Harrison, T. M., Grove, M., McKeegan, K. D., Coath, C. D., Lovera, O. M., Le Fort, P. 1999. Origin and Episodic Emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalaya. *Journal of Petrology* 40, 3-19.
- Heilbron, M., Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt SE Brazil. *Precambrian Research* 125, 87-112.

- Jardim de Sá, E.F., Moraes, J.A.C., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. Abstracts, 34º Congresso Brasileiro de Geologia 3, 1246-1259.
- Jardim de Sá, M.F., Legrand, J., Hackspacher, P.C. 1981. Contraste de estilos estruturais e metamórficos na Faixa de dobramento Sergipana. *Revista Brasileira de Geociências* 11, 128-137.
- Johnson, S., Poujol, M., Kisters, A. F. M. 2006. Constraining the timing and migration of collisional tectonics in the Damara Belt, Namibia: U-Pb zircon ages for the syntectonic Salem-type Stinkbank granite. *South African Journal of Geology* 109, 611-624.
- Klemperer, S.L. 2006. Crustal flow in Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow. *In*: Law, R.D., Searle, M.P. & Godin, L. (eds) *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications 268, 39-70.
- Krogh, T. E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic ages determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 485-494.
- Leech, M.L., Singh, S., Jain, A.K., Klemperer, S.L., Manickavasagam, R.M. 2005. The onset of India-Asia collision: Early, steep subduction required by timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 234, 83-97.
- Long, L.E., Castellana, C.H., Sial, A.N. 2005. Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology* 46, 255-273.
- Ludwig, K.R., 1999a. Squid, version 1.02. Berkeley Geochron. Center Spec. Pub. No. 2, 16 pp.
- Ludwig, K.R., 1999b. Isoplot/Ex version 2.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochron. Center Spec. Pub. No. 2, 46 pp.
- McReath I, Lafon JM, Davison I, Chaves JM, Conceição H. 1998. Brasiliano-age granitoids in the Sergipana Fold Belt, NE Brazil: the Coronel João Sá Pluton. *Journal of South American Earth Science* 11: 51-66.
- Mendes, J.C., Ávila, C.A., Pereira, R.M., Heilbron, M.P.L., Moura, C.A.V. 2006. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of zircons from syn-collisional I-type granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. *Gondwana Research* 9, 326-336.
- Nelson, K.D., Zhao, W., Brow, D.L., et al. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet, synthesis of Project INDEPTH results. *Science* 274, 1684-1688.

- Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 285-297.
- Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G. and Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review* 46, 52-63.
- Neves, S.P., Mariano, G., Correia, P.B., Silva, J.M.R., 2006. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. *Geodinamica Acta* 19, 213-236.
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Science* 44, 470-478.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Araújo, M.N.C., Dantas, E., Basilici, G., Bueno, J.F., McNaughton, N. 2005a. Evidence from detrital zircon geochronology and whole-rock Sm-Nd isotopes for off-craton provenance of clastic metasedimentary units of the Sergipano belt, NE Brazil. *X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, Paraná, Boletim de Resumos Expandidos*, p. 308-311.
- Oliveira, E.P., Araújo, M.N.C., Bueno, J.F., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., McNaughton, N., Teixeira, W., Basilici, G. 2005b. Timing and duration of collision in the Neoproterozoic Sergipano belt, NE Brazil: age constraints from major shear zones, orogenic granites and foreland basin filling. *XXI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, Resumos Expandidos Boletim*, 19, 95-98.
- Passchier CW, Trouw RAJ. 2005. *Microtectonics*. Springer, 289p.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, central Brazil: a review. *Lithos* 46, 463–483.
- Pognante U., Benna, P. 1993. Metamorphic zonation, migmatization and leucogranites along the Everest transect of Eastern Nepal and Tibet: record of an exhumation history. In: Treloar, P.J. and Searle, M.P. (eds), *Himalayan Tectonics*. Geological Society Special Publication 74, 323-340..
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, 568p.

- Santos, R.A., Martins, A.A.M., Neves, J.P., Leal, R.A., 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. CPRM/Codise, 107.
- Santos, R.A., Menezes Filho, N.R., Souza, J.D. 1988. Programa Levantamentos Básicos; carta geológica, carta metalogenética e previsional, 1:100.000, Projeto Carira. DNPM/CPRM, 4 vols.
- Scott, D.J., St-Onge, M.R. 1995. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from Ungava orogen, Canada: Implications for U-Pb geochronology and P-T-t path determinations. *Geology* 23, 1123-1126.
- Searle, M.P., Simpson, R.L., Law, R.D., Parrish, R.R., Waters, D.J. 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. *Journal of Geological Society* 160, 345-366.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., da Silva, M.R. 1992. Utilização de granitóides na definição de domínios tectônicos; aplicação no lado oriental do sistema de dobramentos sergipano. *Boletim de Resumos Expandidos 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, São Paulo, p.358-359.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Lyra de Brito, M.F., Pimentel, M.M. 1997. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano Belt, Brazil: significance for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review* 39, 639-659.
- Silva Filho, M. A., Bomfim, L. C. F., Santos, R. A. 1978. A geossinclinal sergipana estratigrafia, estrutura e evolução. *Anais do 30º Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, Pernambuco, p. 2464-2477.
- Silva, J.M.R. 1992. Evolução Tectono-Metamórfica de uma parte da Faixa Sul-Alagoana, Sistema de Dobramentos Sergipano – Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 130 p.
- Silva, J.M.R., Campos Neto, M.C., Brito Neves, B.B. 1995. Deformação e metamorfismo principais de uma parte da Faixa Sul-Alagoana (Complexo Macururé), sistema de dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 343-350.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds) *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication 19, 115-157.

- Treloar, P.J., Izatt, C.N. 1993. Tectonics of the Himalayan collision between the Indian Plate and the Afghan Block: a synthesis. In: Treloar, P.J. and Searle, M.P. (eds), Himalayan Tectonics. Geological Society Special Publication 74, 69-87.
- Verter, L.A., Chamberlain, K.R., Frost, C.D. 1996. U-Pb sphene dating of metamorphism: the importance of sphene growth in the contact aureole of the Red Mountain pluton, Laramie Mountains, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 186-199.
- Vigneresse, J.-L. and Burg, J.-P. 2003. The paradoxical aspect of the Himalayan granite. In: Singh, S. 2003. Granitoids of the Himalayan Collisional Belt. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Volume 11, Paper 03.
- Witt, D., Davy, R. 1997. Geology and geochemistry of Archaean granites in the Kalgoorlie region of the Eastern Goldfields, Western Australia: a syn-collisional tectonic setting? *Precambrian Research* 83, 133-183.
- Zhang, L.S., Schärer, U. 1996. Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for interpretation of U-Pb ages. *Earth and Planetary Science Letters* 138, 57-65.

ANEXO 02

“Bueno, J.F., Souza, J.J., Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2008. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, submetido”.

Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil

Juliana Finoto Bueno ^{a,*}, Juliano José de Souza ^b, Mário Neto Cavalcanti Araújo ^c, Elson Paiva de Oliveira ^a

^a Programa de Pós-Graduação, Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Universidade Estadual de Campinas, Brasil. E-mails: juliana.bueno@ige.unicamp.br; elson@ige.unicamp.br

^b Yamana Gold Inc. E-mail: julsouza@yahoo.com

^c CENPES – Petrobrás. E-mail: mario_araujo@petrobras.com.br

Resumo

A estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes apresenta um padrão de interferência em cogumelo no domínio Macururé, Faixa Sergipana (NE-Brasil), resultante da evolução de sucessivos eventos de dobramentos. Estes dobramentos ocorreram pela superposição de três eventos de deformação dúctil (D₁-D₃) associados à geração de diferentes granitos. D₁ é caracterizado por *nappes* com vergência e cavalgamentos para sul. D₂ é marcado pela reativação coaxial de D₁, tem um caráter transpressivo e é o principal evento colisional na faixa. Foram mapeados dois grupos de granitos alojados durante D₂: o Tonalito Camará pré a cedo-D₂ que forneceu idade U-Pb SHRIMP em zircão de 628±12 Ma que é considerada a idade máxima para o início de D₂. O outro grupo é formado por granitos sin a tardi-D₂. Foram obtidas duas idades U-Pb TIMS em titanita para estes granitos; 584±10 Ma para o Granito Angico sin-D₂ e 571±9 para o Granito Pedra Furada tardi-D₂. Utilizando estas idades tem-se que D₂ esteve em operação por pelo menos 57 Ma na Faixa Sergipana. D₃ é o último evento de deformação dúctil na estrutura de interferência, iniciando-se após 571 Ma quando a faixa experimentou um grande soerguimento em resposta a uma compressão em um regime rúptil a dúctil-rúptil. D₄ encerra a orogenia neoproterozóica na região e é caracterizado pela ocorrência de estruturas rúpteis. D₃ e D₄ são os responsáveis pela exumação da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes para níveis crustais mais rasos e pela atual arquitetura crustal desta região da Faixa Sergipana.

Palavras-chaves: Faixa Sergipana, domínio Macururé, evolução estrutural, granitos colisionais, geocronologia U-Pb.

Abstract *TECTONIC-CHRONOLOGIC EVOLUTION OF NOSSA SENHORA DE LOURDES STRUCTURAL PATTERN, SERGIPANO BELT, NE-BRAZIL*

The Nossa Senhora de Lourdes structure is a regional boomerang interference pattern in the Macururé domain of the Sergipano belt. It marks the interference of successive folding events that have occurred by the overprinting of three ductile deformation episodes (D_1 - D_3), each of them followed or crosscut by different magmatic granite plutons. D_1 is characterized by south-verging nappes and thrust zones. D_2 is marked by coaxial reactivation of D_1 , has a transpressive character and is the main deformation event in the belt. There are two groups of granites emplaced during D_2 : the pre- to early D_2 Camará tonalite has an U-Pb SHRIMP zircon age of 628 ± 12 Ma which is considered the maximum age for the onset of D_2 . The other group is the syn- to tardi- D_2 granites for which two U-Pb TIMS titanite ages were obtained, namely, 584 ± 10 Ma for the syn- D_2 Angico granite and 571 ± 9 Ma for the tardi- D_2 Pedra Furada granite. Using these ages, D_2 has been in operation in the Sergipano Belt for at least 57 million years. D_3 is the last ductile deformation event in the interference pattern and it took place after 571 Ma when the belt experienced a high amount of uplift in response to compression in a brittle to ductile-brittle regime. D_4 ended the Neoproterozoic orogeny in the region and is characterized by brittle structures. D_3 and D_4 were responsible for exhumation of the Nossa Senhora de Lourdes interference pattern to shallow crustal levels and for the present crustal architecture in this part of the Sergipano belt.

Keywords: Sergipano belt, Macururé domain, structural evolution, collisional granites, U-Pb geochronology.

1. Introdução

A Província Borborema (NE do Brasil) compreende a parte central de uma larga faixa orogênica Brasileira-Pan Africana que foi formada em consequência da convergência e colisão dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo, no Neoproterozóico (Almeida et al. 1977, 1981). A Faixa Sergipana é uma faixa orogênica situada no sul da Província Borborema (Fig. 1) e composta pelos domínios Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Davison & Santos 1989, D'el-Rey Silva 1995, Oliveira et al. 2006). Esta faixa é uma das mais significantes faixas orogênicas do nordeste brasileiro por conter estruturas e domínios litológicos que podem ser comparados aos de orógenos fanerozóicos (Oliveira et al. 2006).

A estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes (EINSL) está localizada no domínio Macururé, no leste da Faixa Sergipana. Esta estrutura é um padrão de interferência do tipo cogumelo (tipo

II de Ramsay 1967) formada pela superposição de três eventos deformacionais dúcteis registrados nas rochas supracrustais da região.

A área de ocorrência da EINSL é provavelmente a única onde estão presentes os registros de todos os eventos deformacionais ocorridos durante o Neoproterozóico no domínio Macururé e onde o registro do primeiro evento deformacional não foi totalmente obliterado pelos incrementos deformacionais posteriores. Esta área é, portanto, chave para o entendimento da evolução estrutural no domínio Macururé e por consequência da Faixa Sergipana.

Durante o desenvolvimento do principal evento colisional na Faixa Sergipana, foram gerados vários granitos que intrudem as rochas supracrustais da EINSL. O estabelecimento das relações estruturais destes granitos com os eventos deformacionais, juntamente com a datação destes corpos permite o estabelecimento do intervalo de duração do principal evento colisional na Faixa Sergipana.

Diversos trabalhos foram realizados na área da EINSL. Jardim de Sá et al. (1981), com base em mapeamento de Silva Filho (1977), identificaram que a superposição dos três eventos deformacionais dúcteis (D_1 - D_3), no domínio Macururé, geraram a bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes, nome dado por estes autores para a EINSL. Silva (1992) e Silva et al. (1995) trabalharam numa porção da Faixa Sergipana que inclui a EINSL. Estes autores mapearam em escala 1:100.000 a EINSL e propuseram um empilhamento geométrico-estrutural para as rochas presentes nesta estrutura. Estes autores também detalharam a geologia estrutural e metamórfica da área da EINSL. Embora diversos trabalhos de mapeamentos litológico, estrutural e metamórfico tenham sido realizados na área da EINSL, ainda existe uma carência de dados geocronológicos que possam delimitar a duração dos principais eventos deformacionais na EINSL. Em áreas polideformadas é comum a utilização de granitos como marcadores espaciais e temporais da evolução da deformação, sendo que para alcançar esta finalidade é preciso estabelecer precisamente as condições estruturais e temporais de alojamento dos granitos. Na Faixa Sergipana os granitos também poderiam ser utilizados para a finalidade acima descrita, no entanto os granitos na Faixa Sergipana têm sido descritos, geralmente, como tardi a pós-colisionais (Silva 1992, Silva Filho et al. 1992, 1997, McReath et al. 1998, Long et al. 2005).

Neste trabalho são apresentadas relações de campo que comprovam a existência de pelo menos dois grupos de granitos presentes na EINSL alojados durante diferentes momentos da deformação dúctil nesta área. Também são apresentadas relações de campo entre os eventos de deformação dúctil na EINSL, perfis na escala 1:50.000 que cobrem grande parte da estrutura e dados geocronológicos nos

granitos associados aos eventos deformacionais com o intuito de compreender a evolução tectônica e cronológica desta estrutura e, suas implicações para o desenvolvimento da atual arquitetura crustal nesta porção da Faixa Sergipana.

2. A Faixa Sergipana

A Faixa Sergipana é uma faixa orogênica triangular de direção WNW-ESE (Fig. 1), situada na parte sul da Província Borborema, NE do Brasil, formada provavelmente pela colisão entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton São Francisco durante o Neoproterozóico (Brito Neves et al., 1977, D'el-Rey Silva et al., 2007, da Silva et al., 2008). A colisão resultou na amalgamação de cinco domínios litoestruturais: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Davison & Santos 1989, D'el-Rey Silva 1995, Carvalho 2005, Oliveira *et al.* 2006) os quais são limitados, respectivamente, pelas seguintes zonas de cisalhamento de norte para sul: Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga (Fig. 1). Existem diversas associações petroectônicas na Faixa Sergipana, que foram inicialmente interpretadas como características de um ambiente geossinclinal (Allard & Hurst 1969), posteriormente como o produto da colagem neoproterozóica de terrenos tectonoestratigráficos ou microplacas (Davison & Santos 1989), ou como um cinturão de dobramentos e cavalgamentos produzido durante a inversão de uma bacia de margem passiva mesoproterozóica (D'el-Rey Silva 1999).

São reconhecidos três eventos de deformação principais nas rochas supracrustais da Faixa Sergipana (Jardim de Sá *et al.* 1981, 1986, D'el-Rey Silva 1995, Araújo *et al.* 2003). O primeiro evento D_1 é caracterizado por *nappes* com vergência para sul e zonas de cavalgamento ao longo das quais as rochas metassedimentares dos domínios Macururé, Vaza Barris e Estância foram deslocadas por longas distâncias sobre o Cráton São Francisco (Jardim de Sá *et al.* 1992). O evento de deformação D_2 é marcado pela reativação do evento compressional D_1 e assume um caráter transpressivo associado com movimentos verticais que afetam a faixa inteira. O evento D_3 encerra a deformação imposta à Faixa Sergipana e é responsável por uma série de soerguimentos que são formados em resposta a uma compressão em um regime de transição dúctil-rúptil. Diversos corpos graníticos foram colocados durante a evolução destas fases de deformação; estudos de detalhe de Bueno *et al.* (2008 e 2005) e Bueno & Oliveira (2007), no domínio Macururé, revelaram a existência de dois pulsos magmáticos distintos, relacionados a estas fases.

O domínio Macururé é formado principalmente por xistos pelíticos, mármore e quartzitos subordinados (Davison & Santos 1989, Silva et al. 1995) e uma suíte de granitos colisionais (Bueno et al. 2008, Bueno & Oliveira 2007) e foi metamorfozado em condições de fácies anfibolito (Silva 1992, Silva et al. 1995) e. As rochas graníticas ocupam grande parte da área do domínio Macururé em superfície, sendo que granitos róseos com enclaves biotíticos predominam e granodioritos com fenocristais de anfibólio e biotita, ricos em enclaves máficos ocorrem subordinados (Bueno et al. 2005).

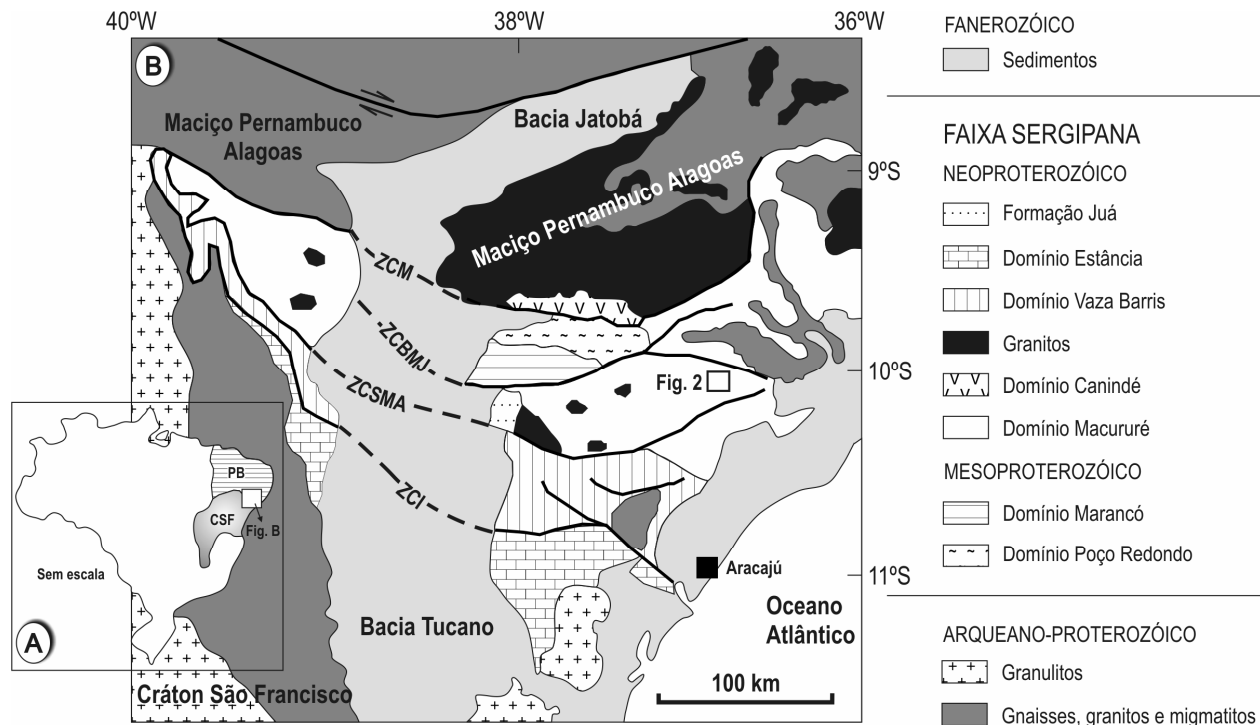


Fig. 1: A. Localização geográfica da Faixa Sergipana, CSF= Cráton São Francisco e PB= Província Borborema; B. Mapa geológico da Faixa Sergipana (modificado de Oliveira et al. 2006). As siglas ZCM, ZCBMJ, CZSMA e ZCI significam zonas de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga, respectivamente.

3. A estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes

A estrutura de Nossa Senhora de Lourdes (EINSL) representa um padrão de interferência em cogumelo (tipo-II de Ramsay 1967) com mais de 200Km² de área aflorante, na região leste do domínio Macururé (Fig. 2), e é uma das poucas áreas que possui registros de estruturas relacionadas a todos os eventos deformacionais impostos pela evolução tectônica da Faixa Sergipana.

A partir de mapeamentos na escala 1:50.000 (Bueno 2003, Souza 2003) foram individualizadas quatro unidades metassedimentares (Xistos inferiores, Xistos intermediários, Quartzitos e Xistos superiores) que são muito semelhantes às unidades propostas por Silva (1992) e Silva *et al.* (1995) e que

são cortadas por granitos colisionais (Fig. 2). O empilhamento proposto é estrutural e ocorreu durante a fase de deformação D₁. Essa fase de deformação foi a responsável pela geração e paralelização da foliação S₁ ao acamamento primário S₀, o qual foi quase que totalmente obliterado juntamente com outras estruturas primárias, dificultando assim a proposição de um empilhamento estratigráfico.

As rochas supracrustais da área são afetadas por tectônica polifásica representada por três eventos deformacionais dúcteis D₁-D₃ e um evento rúptil D₄ (Fig. 3). Esta evolução aconteceu pela sucessão dos eventos acima citados, iniciada por uma tectônica de *nappes* com vergência para SW, redobrados coaxialmente em D₂, e transpostos por cavalgamentos D₃ para SSE; posteriormente reaproveitados como transcorrências sinistrais. Essa estrutura é ressaltada regionalmente por serras de quartzitos arranjadas como dois anéis: o interno, destacado pela Serra da Melancia, e o externo, destacado pela Serra da Tabanga (Fig. 2). Destaca-se o cavalgamento registrado na base do quartzito, que constitui o anel externo, evidenciado pelo desenvolvimento de milonitos associados à fase de deformação D₁.

A tectônica de *nappes* gerou a foliação S₁ penetrativa, tipo xistosidade, com mergulho baixo a médio (10°-40°), transposta e/ou paralelizada a S₀. Truncando a foliação S₁ são identificadas mais duas foliações, S₂ que intercepta S₁ em ângulos baixos a médios (15-30°) e a foliação S₃, menos persistente, que trunca S₁ em ângulos fortes (70-85°).

Durante a evolução dos eventos deformacionais na EINSL ocorreu metamorfismo progressivo que aumenta de grau para norte (Silva, 1992; Jardim de Sá et al. 1981; 1992; Silva et al. 1995). Davison & Santos (1989) e Silva et al. (1995) sugerem que o metamorfismo atinge fácies anfibolito de condições de pressão intermediária e altas temperaturas. Estes autores basearam suas conclusões na ocorrência de cianita em quartzitos, ocorrência local de diatexitos e assembléias metamórficas de alta temperatura definidas por granada-biotita-estaurolita-muscovita alinhadas segundo a foliação principal S₁. Silva et al. (1995) afirmaram que não há quebra metamórfica evidente entre S₁ e S₂ fato que leva a interpretação de que S₂ é o auge de uma fase de deformação progressiva D_n, que evoluiu de uma foliação S₁, bem preservada nas litologias da EINSL, mas que no geral é reliquiar ou admitida por conta das relações microestruturais observadas. Souza (2003) identificou o crescimento de granada, cianita e estaurolita sin-, tardi- e pós-D₁, nas litologias da EINSL, fato que corrobora com a hipótese de Silva et al. (1995) de que não houve quebra metamórfica entre os eventos D₁ e D₂. Oliveira et al. (2005) obtiveram uma idade de 570 Ma (isócrona Sm-Nd granada-rocha total) para um granada-biotita-xisto, próximo à cidade de Gararu (Fig. 2), cuja granada é tem crescimento sin-D₂. Está idade é considerada como a idade do pico do

metamorfismo regional na Faixa Sergipana registrado durante o evento D₂ (Oliveira et al. 2005, Bueno et al. 2008).



Fig. 2: Mapa geológico da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes. Modificado de Bueno (2003) e Souza (2003). As elipses preenchidas com preto estão relacionadas aos seguintes granitos: 1. Tonalito Camará pré-colisional e aos granitos colisionais: 2. Granito Angico, 3. Granito Areias, 4. Granito Lagoas e 5. Granito Pedra Furada. As letras A e B significam respectivamente Anel Externo e Anel Interno da estrutura de interferência (Maiores detalhes no texto).

3.1. Empilhamento estrutural

3.1.1. Unidade Xistos Inferiores

Esta é a unidade mais externa da EINSL e é composta predominantemente por cianita-estaurolita-granada-muscovita-biotita xisto com intercalações centimétricas plano-paralelas de quartzitos e rochas cálcio-silicáticas.

O xisto é acinzentado, apresenta granulação média a grossa, textura porfiroblástica, representada por porfiroblastos de granada na região próxima à cidade de Gararu (Fig. 2) e, principalmente por cristais de cianita e estaurolita na região da cidade de Canhoba. Os xistos apresentam bandamento composicional milimétrico dado por bandas quartzosas intercaladas com bandas micáceas. Em alguns afloramentos o bandamento composicional é dado por intercalações do xisto com rochas cálcio-silicáticas constituídas por hornblenda, granada e carbonatos. No norte da área o xisto apresenta feições de migmatização com percentuais consideráveis de fusão e inúmeras segregações quartzosas.

O xisto tem uma foliação principal S_1 , penetrativa, do tipo xistosidade. Truncando a foliação S_1 são identificadas mais duas foliações, S_2 e S_3 , sendo que S_2 intercepta S_1 em ângulo fraco a médio (15 - 30°). A foliação S_3 , por sua vez, apresenta uma clivagem disjuntiva, menos persistente, que trunca S_1 em ângulo forte (70 - 85°). As porções mais quartzosas do xisto registram freqüentemente duas lineações sincrônicas, evidenciadas principalmente pelas barras de quartzo. A lineação mais persistente e intensa foi caracterizada como lineação de estiramento L_1^X e é *down dip* e, a segunda lineação, foi caracterizada como lineação de interseção L_1^0 . Localmente, observa-se uma gradação direta entre as porções mais grossas para as mais finas, ora evidenciada pela recristalização de quartzo gradando para porções mais micáceas, às quais se associam a estaurolita e granada.

Entre os povoados de Catingueira e Borda da Mata (Fig. 2) aflora uma seqüência de BIF (*banded iron formation*) de aproximadamente trinta metros de espessura intercalada com níveis de *chert*, magnetita e hematita.

O xisto é médio a grosso e apresenta uma trama principal penetrativa S_1 marcada pela orientação de muscovita, biotita e quartzo recristalizado. Ele é constituído por: quartzo (25-30%), biotita (15-25%), muscovita (10-15%), granada (7-10%), estaurolita (5-7%) e cianita (3-5%). Entre os minerais acessórios destacam-se titanita, opacos (ilmenita), rutilo, turmalina e zircão, os três últimos detríticos. O quartzo ocorre geralmente recristalizado segundo foliação S_1 , é hipidioblástico, equigranular e apresenta contatos

poligonais. Ocorrem três gerações de biotita, sendo elas microporfioblásticas, e variam de idioblásticas a hipidioblásticas. A primeira geração tem cor parda, e é truncada pela foliação S_1 , caracterizando-se como pré a cedo- D_1 . A segunda geração de biotita é a mais abundante, tem cor castanha e se cristalizou segundo a foliação S_1 , caracterizada como sin- D_1 . A terceira geração não apresenta uma orientação preferencial e sobrepõe à foliação S_1 , caracterizada como pós- D_1 . A muscovita é sin- D_1 e ocorre como microporfiroblasto e varia de idioblástica a hipidioblástica. Observam-se freqüentemente bordas de reação e feições esqueléticas nos grãos de muscovita, evidenciando desequilíbrio. A granada ocorre como porfiroblasto e varia de idioblástica a hipidioblástica. Estão presentes duas gerações de granadas, que apresentam característica de cristalização progressiva. A primeira geração é sin a tardi- D_1 , e se caracteriza como poikiloblástica, com trilhas de inclusões de quartzo e opacos, que marcam a foliação interna S_i . A segunda geração, ou o segundo momento de cristalização da granada, gera o sobrecrecimento de uma borda sem inclusões na primeira geração, ou mesmo, a cristalização de outro porfiroblasto idioblástico. Esse segundo momento de cristalização é tipicamente sin- D_2 . A estaurolita ocorre como porfiroblasto e varia de hipidioblástica a xenoblástica, com dimensões de 0,3–1 cm. Em geral, a estaurolita tem inclusões de quartzo, opacos e, raramente, de clorita; caracterizando-se como poikiloblástica. Observa-se em alguns casos uma leve rotação destes porfiroblastos. No entanto, se observa uma continuidade do processo de cristalização das bordas que passam a truncar a foliação S_1 . Logo, esses porfiroblastos de estaurolita iniciaram a cristalização sin a tardi- D_1 que continuou até pós- D_1 . A cianita ocorre como porfiroblasto e varia de idioblástica a hipidioblástica, alcançando dimensões de até 2 cm em alguns locais. Elas são poikiloblásticas, com inclusões de quartzo e opacos, e são tipicamente sin- D_2 .

3.1.2. Unidade Xistos Intermediários

Esta é a unidade intermediária da EINSL, posicionando-se entre os anéis externo e interno (Fig. 2). Ela é composta por dois tipos de xistos. O primeiro é um granada-muscovita-biotita xisto com estaurolita e intercalações centimétricas plano-paralelas de rochas cálcio-silicáticas. O segundo tipo é um estaurolita-muscovita xisto, normalmente intemperizado.

Ambos xistos tem uma foliação S_1 bem desenvolvida que marca a xistosidade, uma foliação S_2 que trunca S_1 em ângulos médios e uma foliação S_3 que trunca S_1 em ângulos altos. São freqüentes as segregações quartzosas paralelas à foliação S_1/S_0 , assim como veios de quartzo que variam de centimétricos a métricos.

O granada-muscovita-biotita xisto com estauroлита é cinza escuro, fino a médio, apresenta textura porfiroblástica dada por porfiroblastos de biotita e granada idioblástica, e em alguns locais por porfiroblastos de estauroлита. Em alguns afloramentos a granada é quase imperceptível a olho nu, evidenciando uma diferença de composição entre os afloramentos deste litotipo. Próximo ao povoado de Tijuco o afloramento deste xisto possui mais de dez metros de espessura e tem inúmeras segregações quartzosas. A norte do povoado Pedra Furada essa rocha possui grãos de granada com até 2,0 cm.

O estauroлита-muscovita xisto tem cor cinza claro, granulação média a grossa e textura porfiroblástica dada por porfiroblastos de estauroлита. Os afloramentos deste litotipo estão sempre intemperizados, sendo que o solo de alteração destas rochas é bastante avermelhado, principalmente na região do povoado de Barro Vermelho.

O granada-muscovita-biotita xisto com estauroлита tem uma xistosidade marcada pela trama principal S_1 . Observa-se uma segunda foliação S_2 com a cristalização de biotita. Menos freqüentemente observam-se kinks em biotitas e alteração das mesmas para clorita, estando estes planos associados à foliação S_3 . Esse litotipo é constituído por: quartzo (30-40 %), biotita (15-25%), muscovita (10-15%), granada (5-10%), plagioclásio (5-10%) e estauroлита (3-5%). Entre os minerais acessórios destacam-se: titanita, opacos, turmalina e rutilo, os dois últimos detríticos. O quartzo varia de hipidioblástico a xenoblástico, inequigranular, e apresenta geralmente contatos poligonais, estando recrystalizado segundo foliação S_1 . Normalmente, observa-se que o quartzo se concentra em níveis, marcando o bandamento composicional S_0 . A biotita ocorre como microporfiroblasto e varia de idioblástica a hipidioblástica. Nota-se três gerações de biotitas, a primeira (biotita 1) tem cor parda e é obliterada pela foliação S_1 , sendo caracterizada como pré a cedo- D_1 . A segunda geração (biotita 2) tem cor castanha e ocorre cristalizada segundo a foliação S_1 , sendo caracterizada como sin- D_1 . A terceira geração (biotita 3), menos freqüente, tem cor castanha e ocorre no plano da foliação S_2 , sendo caracterizada como sin- D_2 . A muscovita ocorre como microporfiroblasto e é hipidioblástica. Existem pelos menos duas gerações de muscovita. A primeira é menos freqüente e é truncada por S_1 , sendo pré- D_1 . A segunda apresenta-se cristalizada segundo a foliação S_1 , sendo sin- D_1 . Normalmente, os grãos de muscovita se encontram desestabilizados, evidenciado pelas bordas de reação. Os grãos de plagioclásio são geralmente xenomórficos e apresenta geminação mecânica. A granada ocorre como porfiroblasto e varia de idioblástica a hipidioblástica. Existem duas gerações de granadas. A primeira é poikiloblástica, com inclusões de quartzo e muscovita, e que apresenta foliação interna S_i quase ortogonal à S_0/S_1 , sendo pré a cedo- D_1 . A segunda geração é

geralmente bem formada, com quase ou nenhuma inclusão. Essa geração trunca a foliação S_1 , sendo tardi a pós- D_1 . Nota-se para esta segunda geração o sobrecrecimento de borda com estaurolita. Os grãos de estaurolita são xenoblásticos e normalmente ocorrem como acessórios. Eles são caracterizados como tardi a pós- D_1 .

3.1.3. Unidade Quartzitos

Esta unidade constitui as serras que marcam os anéis externo e interno da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes (Fig. 2). Ela é composta por muscovita quartzito, muscovita-quartzo xisto e metaconglomerados.

O muscovita quartzito é cinza claro, tem granulação fina a média e aspecto bandado. Em alguns afloramentos o muscovita quartzito tem uma coloração levemente esverdeada decorrente da presença de clorita como mineral acessório. Neste litotipo é freqüente a presença de veios de quartzo boudinados. O muscovita quartzito, em lâmina delgada, apresenta granulação fina a média, equigranular, e é constituído por uma trama principal S_1 , marcada pela orientação dos grãos de quartzo recristalizados e pela orientação dos grãos de muscovita. Petrograficamente, o quartzito é constituído por quartzo (70-80%), feldspatos (0-5%) e muscovita (5-15%). Entre os minerais acessórios destacam-se titanita e zircão, turmalina e opacos como minerais detríticos. Os grãos de quartzo são normalmente xenoblásticos, inequigranulares e interlobados. O quartzo apresenta extinção ondulante, migração e rotação de borda de subgrãos. A muscovita ocorre como porfiroblasto e varia de idioblástico a hipidioblástico. Existem pelo menos duas gerações de muscovita. A primeira compõe a trama principal S_1 e é sin- D_1 . A segunda geração é mais discreta e ocorre associada à foliação S_2 , caracterizada como sin- D_2 . Nas porções milonitizadas observam-se *micafishes*, que indicam o sentido de transporte tectônico da fase D_1 .

O muscovita-quartzo xisto tem bandamento milimétrico evidenciado por bandas quartzosas intercaladas com bandas micáceas. Frequentemente apresenta cianita como mineral acessório. O muscovita-quartzo xisto, com ou sem cianita, tem granulação fina, e é equigranular e lepidoblástico. A trama principal S_1 é marcada pelos microporfiroblastos de muscovita e por grãos de quartzo recristalizados. Esse litotipo é constituído por quartzo (50-60%) e muscovita (35-40%). Entre os minerais acessórios destacam-se: cianita, granada, opacos, titanita e zircão e turmalina como minerais detríticos. O quartzo varia de hipidioblástico a xenoblástico e está recristalizado segundo foliação S_1 . A muscovita ocorre como porfiroblasto e varia de idioblástica a hipidioblástica. Ela se encontra disposta segundo o plano de foliação

S₁. A cianita ocorre como mineral acessório e é caracterizada como xenoblástica a hipidioblástica. Ela compõe a foliação S₁, apresentando característica de sin a tardi-D₁.

Os metaconglomerados podem ser divididos em dois tipos. O primeiro é monomítico, matriz suportado, com clastos arredondados de quartzo que apresentam dimensões entre 0,5 e 1,5 cm, e matriz constituída essencialmente por quartzo (70-85%) e muscovita (5-10%). Entre os minerais acessórios destacam-se zircão detritico, opacos e titanita. O segundo é polimítico, matriz suportado, com clastos de *chert* e granito, com dimensões de até 5,0 cm, matriz recristalizada constituída por quartzo (70-85%) e muscovita (5-10%) e níveis de opacos com turmalina e zircão associados.

Apesar das variações em relação a granulometria dada por fácies finas, representadas pelo muscovita quartzito e o muscovita-quartzo xisto, e fácies mais grossas, representadas pelos metaconglomerados, não há evidências de gradação entre estes litotipos.

As relações de campo (discutidas abaixo no item 3.2.1) e petrográficas, como *micafishes* no muscovita quartzito que indicam transporte tectônico para SW e sigmóide de cianita em muscovita-quartzo xisto também indicando transporte tectônico para SW, evidenciam que as seqüências de muscovita quartzitos foram duplicadas pela tectônica de *nappes*, com vergência para SW, que atuou nesta porção da Faixa Sergipana. Assim, o quartzito superior, que sustenta o anel interno, representa o flanco normal de uma dobra recumbente, e o quartzito inferior, que sustenta o anel externo, representa o flanco invertido dessa mesma dobra.

3.1.4. Unidade Xistos Superiores

Esta unidade está localizada no centro da EINSL e é composta por muscovita-quartzo xistos e clorita-muscovita xistos. O muscovita-quartzo xisto tem granulação fina e um bandamento composicional milimétrico marcado por bandas quartzosas intercaladas com bandas micáceas. O clorita-muscovita xisto tem granulação fina a média e, em alguns locais, está intercalado com uma seqüência de rochas cálcio-silicáticas.

Nas proximidades do povoado de Pedra Furada estes litotipos são afetados pela intrusão de corpos graníticos que, durante seu alojamento, geraram inúmeros veios quartzo-feldspáticos injetados nos xistos e o crescimento de granada de cerca de 1,0 cm nos mesmos. Também são observados cristais de turmalina centimétricos.

O xisto apresenta granulação fina a média e uma trama penetrativa S_1 marcada pela orientação dos grãos de muscovita, biotita e, subordinadamente, de cianita, e uma foliação S_2 que trunca S_1 em ângulos moderados. O xisto é constituído por quartzo (20-30%), muscovita (6-8%), biotita (10-15%), plagioclásio (10-15%) e epidoto (0-8%). Entre os minerais acessórios destacam-se granada, titanita e ilmenita. O quartzo varia de hipidioblástico a xenoblástico e se encontra recristalizado segundo a foliação S_1 . A biotita ocorre como microporfiroblastos paralelos à foliação S_1 , com cor marron escuro e varia de idioblástica a hipidioblástica. A muscovita apresenta duas gerações. A primeira ocorre associada à foliação S_1 e está freqüentemente desestabilizada, com a presença de borda de reação. A segunda geração ocorre associada à foliação S_2 , que em escala de lâmina e afloramento é plano-axial das dobras F_2 . O plagioclásio ocorre como grãos xenomórficos e apresenta geminação mecânica.

3.1.5. Rochas Máfico-Ultramáficas

Este litotipo ocorre nas proximidades do povoado Catingueira e é constituído por rochas máfico-ultramáficas totalmente cloritizadas/serpentinizadas com cerca de 30 metros de espessura e paralelas a estruturação das encaixantes. Os litotipos são talco xistos, metabasaltos e metaperidotitos.

O metaperidotito apresenta serpentina, talco e carbonato, além de opacos. Não se observam resquícios de minerais primários. Os metabasaltos são constituídos por clorita e por produtos de alteração do plagioclásio, além de cristais idiomórficos de magnetita.

3.2. Relações estruturais

3.2.1. Evento de deformação D_1

O evento de deformação D_1 é um importante evento compressivo na porção NE da Faixa Sergipana (Fig. 3). As estruturas relacionadas a este evento são evidentes em toda área da EINSL e são responsáveis pela geração de dobras recumbentes F_1 regionais, dobras intrafoliais, foliação S_1 , lineação de estiramento L_1^X e lineação de eixo de dobra L_1^B .

A foliação S_1 é penetrativa e do tipo xistosidade, de baixo a médio ângulo (10 a 40°), que devido à ação dos eventos de deformação posteriores, não possui uma orientação única (Fig. 4A). Esta foliação é dada pela orientação preferencial de muscovita+biotita+quartzo recristalizado±cianita.

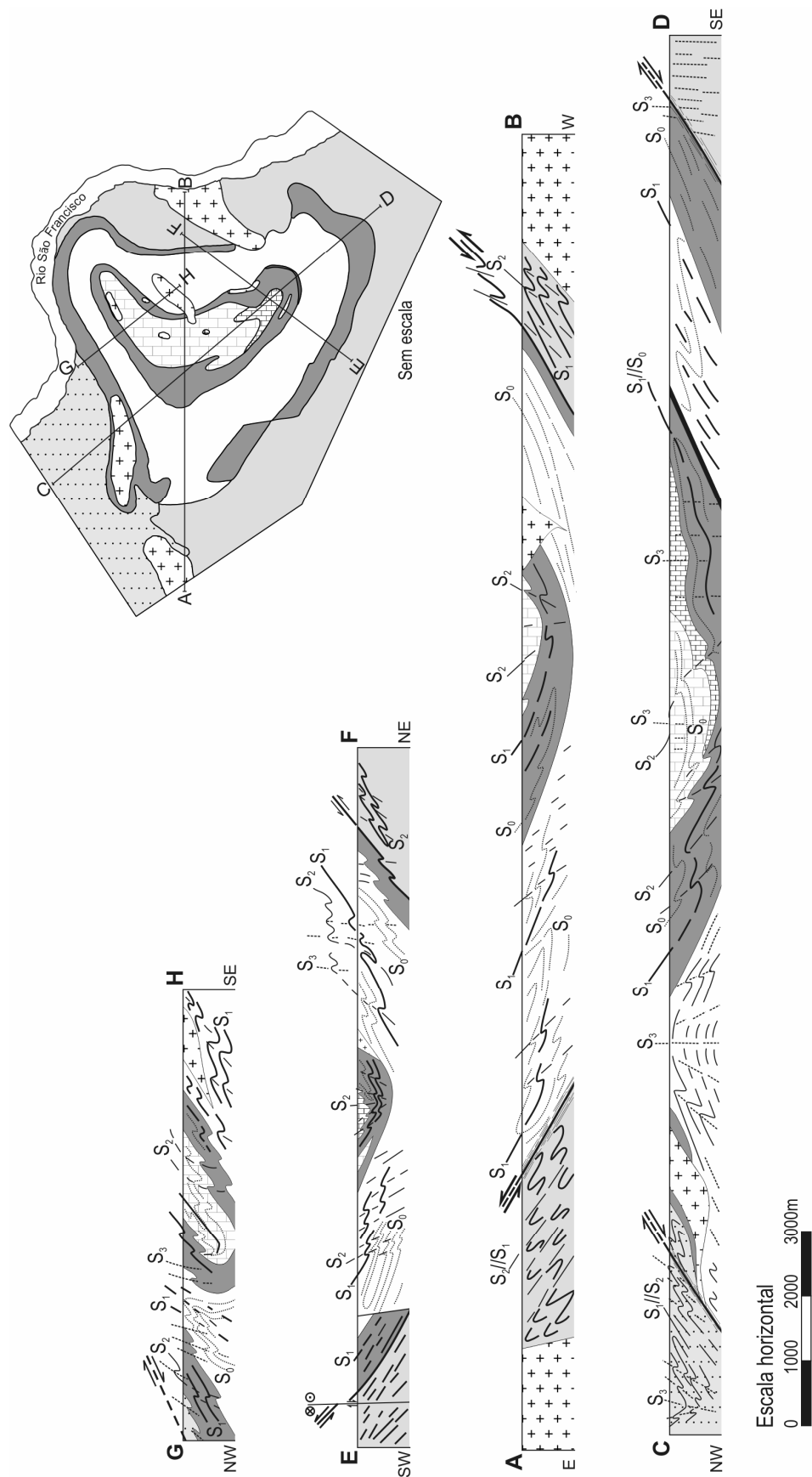


Fig. 3: Perfis estruturais para a área da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes. À direita, mapa da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes com a localização dos perfis estruturais. As legendas para as unidades litológicas são as mesmas utilizadas na Fig. 2.

As dobras F_1 geradas neste evento variam sua geometria de apertadas a isoclinais, com flancos recumbentes, eixo L_1^B com direção NW-SE e NE-SW e mergulhos variando de 5 a 10° para NW e NE respectivamente, e vergência para SW (Fig. 4B).

A superfície S_1 contém uma lineação de estiramento L_1^X , com orientação predominante NE-SW e mergulhos, de aproximadamente 10° para NE (Fig. 4C), evidenciada pelos estiramentos de barras de quartzo e *boudins* de quartzo nos muscovita quartzitos (Fig. 5A) e de clastos nos metaconglomerados. Esta lineação em geral é *down dip* principalmente na parte sul da área, onde está localizada a parte frontal da EINSL, e dispõe-se obliquamente aos eixos das minidobras F_1 . Devido ao efeito de eventos de deformação superpostos, esta lineação, em alguns afloramentos, encontra-se rotacionada.

No sul da área, existe uma dobra recumbente F_1 com amplitude quilométrica e charneira erodida (Fig. 3), associada à tectônica de *nappes* D_1 . Esta dobra é uma das responsáveis pela configuração da estrutura de interferência do tipo cogumelo. As evidências que demonstram a sua existência são as similaridades entre os litotipos do flanco normal e invertido, minidobras F_1 parasíticas (Fig. 5B) e, localmente, gradação direta invertida. Esta dobra recumbente pode estar associada aos incrementos iniciais da tectônica de *nappes* D_1 . Num estágio subsequente, esta dobra teve o seu flanco inferior adelgado, gerando milonitos basais que separam as rochas alóctones da EINSL, da seqüência autóctone sotoposta, representada pelo xisto inferior. Esse padrão de adelgaçamento do flanco invertido se repete em escala de afloramento e lâmina (Fig. 5C). Os indicadores cinemáticos, tais como minidobras F_1 e sigmóides em veios de quartzo, encontrados nos quartzitos do anel inferior, indicam transporte tectônico para SW ao longo de zonas miloníticas D_1 (Fig. 5D).

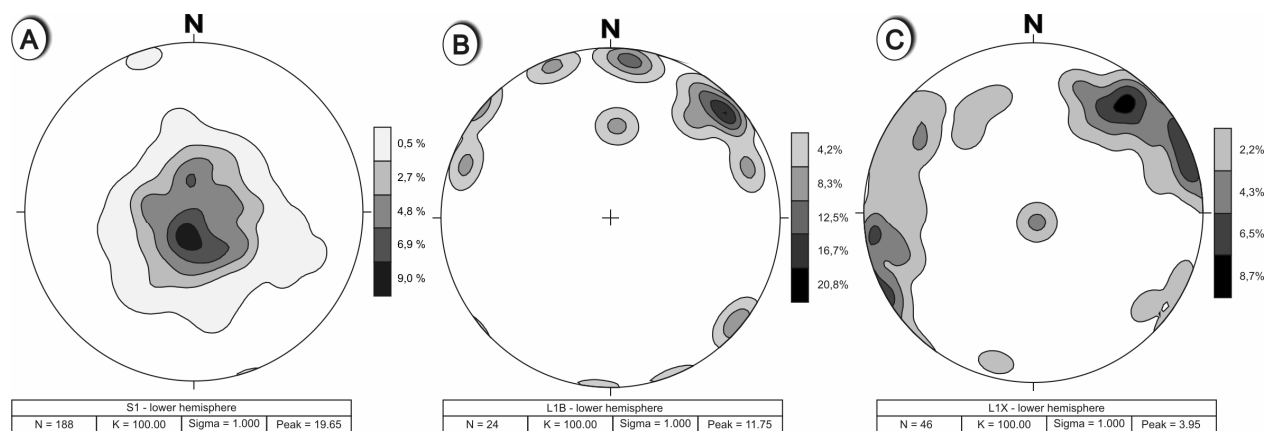


Fig. 4: Estereogramas para as estruturas planares e lineares pertencentes aos eventos de deformação D_1 . A. Projeções dos pólos das atitudes de S_1 . B. Projeção de L_1^B . C. Projeção de L_1^X .

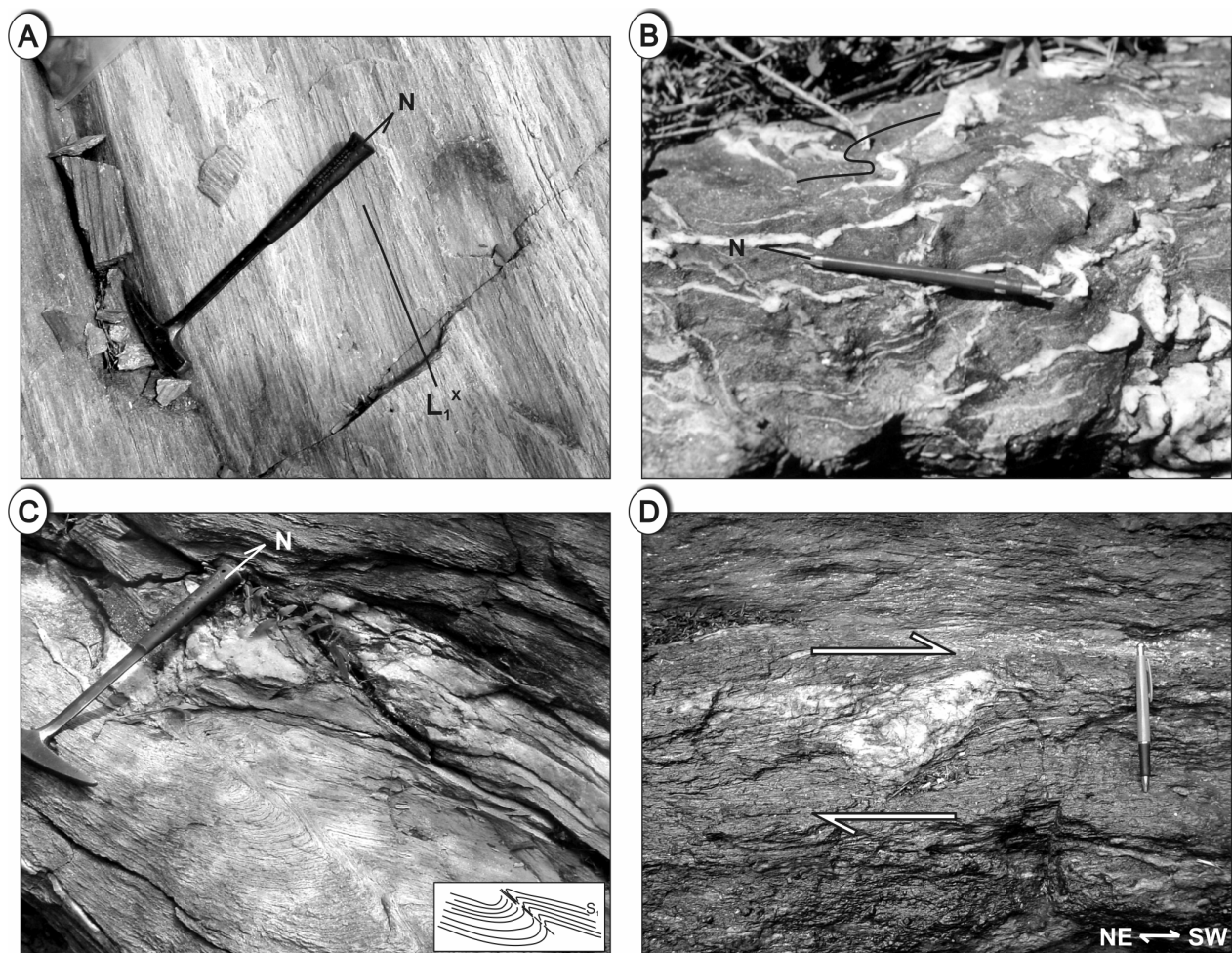


Fig. 5: Aspectos estruturais do evento de deformação D_1 . A. Lineação de estiramento L_1^X em muscovita quartzito; B. Minidobra F_1 indicando flanco normal; C. Adelgaçamento do flanco invertido de uma dobra recumbente F_1 em quartzito e D. Sigmóide em veio de quartzo indicando transporte para SW.

3.2.2. Evento de deformação D_2

O evento D_2 é coaxial e ocorre em continuidade cinemática e metamórfica com o evento D_1 . É marcado por uma foliação S_2 dada pela orientação preferencial de biotita+granada±quartzo recristalizado, dobras e minidobras F_2 que variam de fechadas a abertas, e uma lineação de estiramento L_2^X .

A foliação S_2 tem mergulhos médios (20 a 40°) para NW-SE (Fig. 6A), principalmente na parte norte da área. Já na parte sudoeste da área, o evento D_2 gera uma foliação penetrativa S_2 com mergulhos moderados (em torno de 20°) para NW dada S_2 trunca S_1 com ângulos de 10 a 20°.

As dobras deste evento são assimétricas (Fig. 7A), variando de fechadas a apertadas e chegam a apresentar comprimentos de onda da ordem de 2 km. Os eixos de dobra L_2^B (Fig. 6B) possuem orientação preferencial NE-SW e subordinada NW-SE com mergulhos variando de 5 a 10° para NW e NE,

respectivamente. Na região do povoado de Borda da Mata (Fig. 2) há uma sucessão de sinformes e antiformes com eixo ENE-WSW e mergulho em torno de 5° para SW.

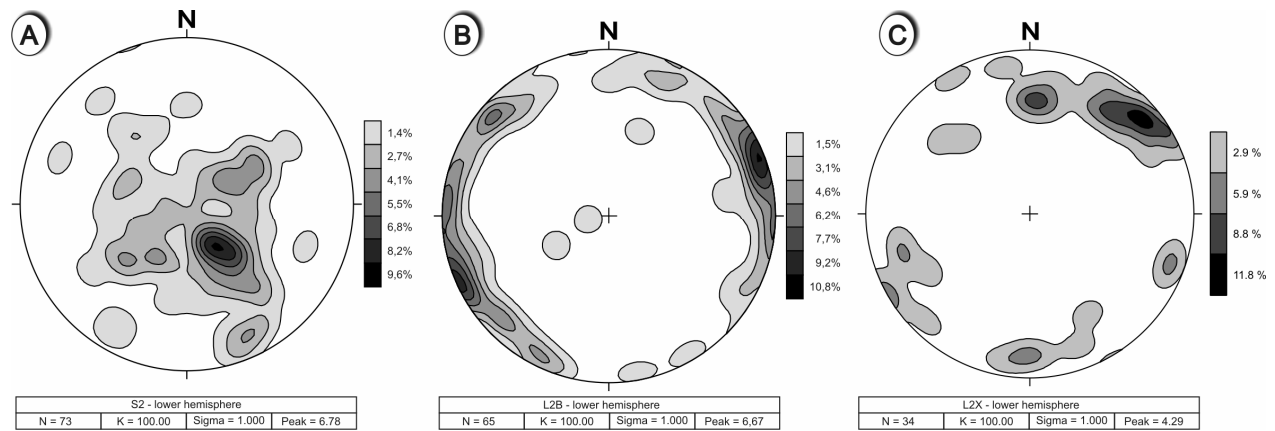


Fig. 6: Estereogramas para as estruturas planares e lineares pertencentes aos eventos de deformação D₂. A. Projeções dos pólos das atitudes de S₂. B. Projeção de L₂^B. C. Projeção de L₂^X.

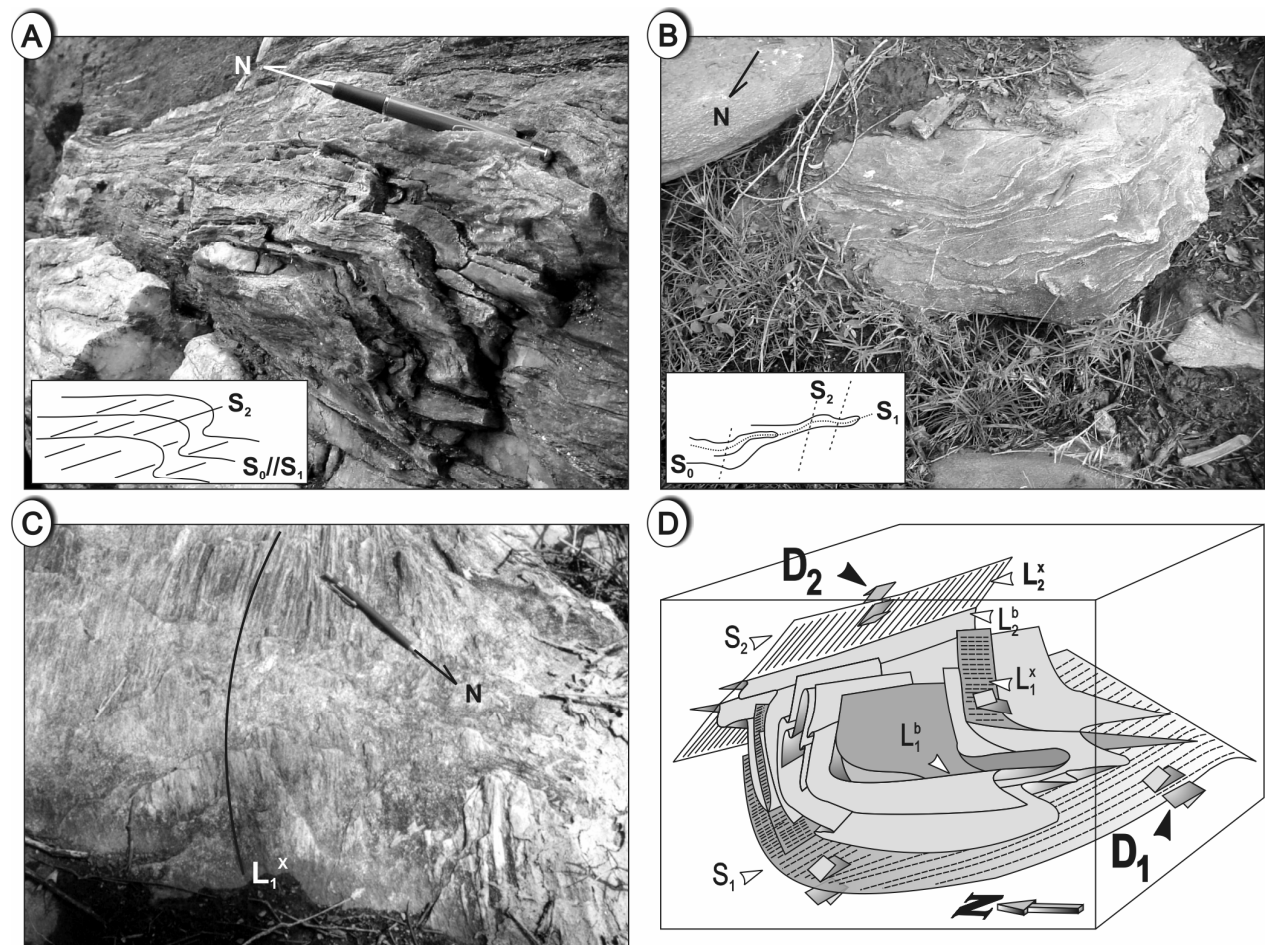


Fig. 7: Aspectos estruturais do evento de deformação D₂. A. Dobra F₂ assimétrica em muscovita quartzito; B. Padrão de interferência coaxial F₁xF₂ em muscovita-quartzo xisto; C. Lineação de estiramento L₁^X em muscovita quartzito rotacionada em D₂; D. Bloco diagrama ilustrando as relações cronológicas e cinemáticas durante a superposição de D₁ com D₂.

A lineação de estiramento L_2^X , evidenciada através do estiramento de barras de quartzo e atribuída a este evento, possui direção predominante NE-SW e mergulhos variando de 5 a 10° (Fig. 6C).

A superposição de D_2 em relação a D_1 gera interferência de $F_1 \times F_2$ com padrão coaxial (Figs. 7B e D), assim como a rotação da lineação de estiramento L_1^X (Fig. 7C).

3.2.3. Evento de deformação D_3

O evento de deformação D_3 é oblíquo aos eventos anteriores com direção de maior encurtamento N-S, gerando cavalgamentos para SSE (Fig. 3). As estruturas correlacionadas a este evento são dobras abertas, crenulações com orientação E-W nos xistos e clivagens disjuntivas nos quartzitos; estas feições são indicativas de que este evento possui características de um regime dúctil-rúptil, já em um nível crustal mais raso. Este evento está associado às zonas de cisalhamento regional D_3 Belo Monte Jeremoabo e São Miguel do Aleixo, a norte e sul da área de estudos, respectivamente.

As dobras F_3 são abertas (Fig. 8A) e a foliação de plano axial S_3 das mesmas tem orientação preferencial E-W com mergulhos elevados, da ordem de 50° a 70°, podendo chegar a ser subverticais dentro das estruturas de interferência (Fig. 8B). A foliação S_3 não é persistente nem homogênea ao longo da área mapeada.

Os cavalgamentos D_3 são responsáveis pelo redobramento das estruturas planares relacionadas aos eventos anteriores, gerando um sinforme aberto F_3 com comprimento de onda de 12 km aproximadamente. Na região do povoado de Lagoa Primeira observa-se uma sequência de sinformes e antiformes com eixo L_3^B NE-SW mergulhando 5° para NE. A superposição de D_3 com D_2+D_1 gera a estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes.

Na parte NW da área a progressão dos cavalgamentos para SSE em D_3 gera transcorrências sinistrais (Fig. 8C) que afetam o Tonalito Camará (Fig. 2), um dos corpos graníticos detalhados neste estudo.

A parte sudoeste da área não é afetada pelo evento D_3 . Esta área foi afetada principalmente pelo evento D_2 que gerou uma foliação penetrativa de mergulhos moderados (em torno de 20°) para NW.

As microestruturas D_3 são pouco desenvolvidas, ocorrendo principalmente como planos de fraturas e planos de *kink* perpendiculares à foliação S_1 . Nota-se nestes planos a ocorrência de clorita evidenciando reações de retro-metamorfismo na biotita, estauroлита e granada.

3.2.4. Evento de deformação D_4

Este evento é caracterizado pela ocorrência de estruturas rúpteis indicando transição de domínios dúctil-rúptil, já em um nível crustal raso.

As estruturas frágeis encontradas na área são fraturas, falhas normais e falhas transcorrentes dextrais na parte sul da área (Fig. 3), que afetam os quartzitos do anel externo da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes. Também são geradas juntas extensionais nos granitos (Fig. 8D).

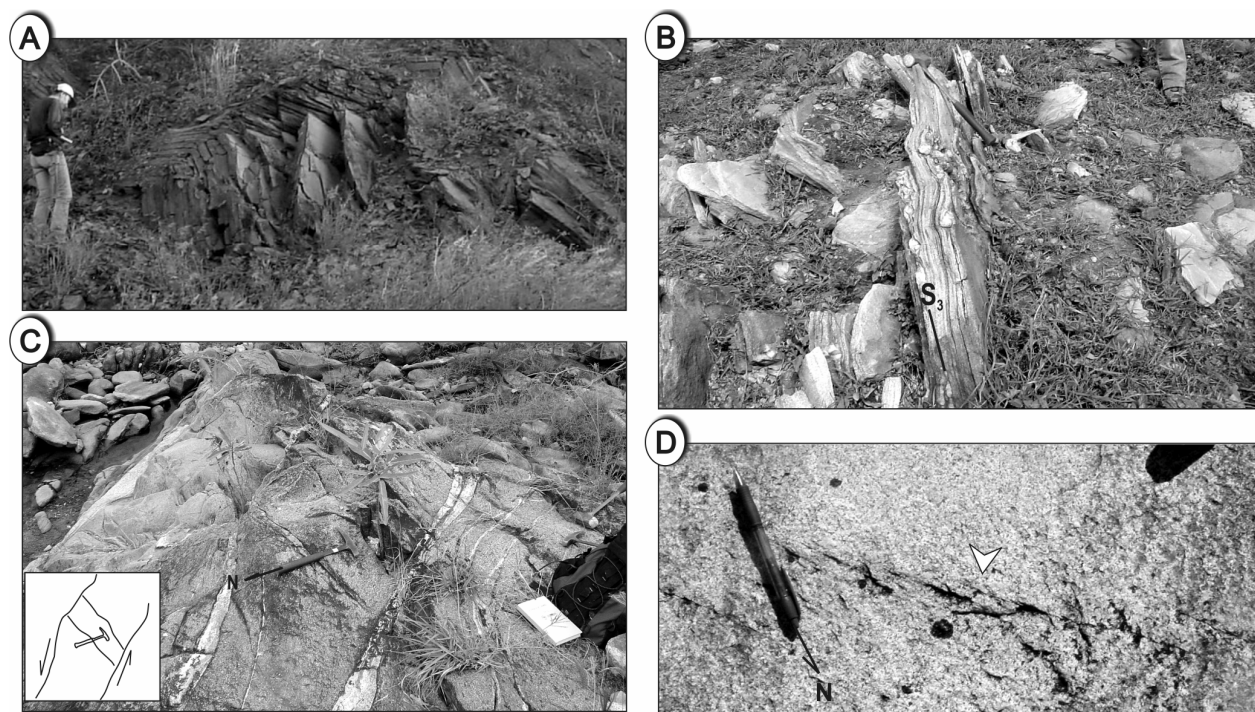


Fig. 8: Aspectos estruturais do evento de deformação D_3 . A. Dobras em Kink com amplitude de onda ≈ 2 m; B. Foliação S_3 verticalizada em muscovita quartzito, C. Tonalito Camará com zona de cisalhamento e juntas de Riedel indicando cinemática sinistral. Aspectos estruturais do evento de deformação D_4 . D. Juntas extensionais em granito.

A Tabela 1 mostra uma síntese das observações estruturais na área da EINSL.

4. Alojamento dos granitos na área da EINSL

O domínio Macururé é intrudido por um volumoso conjunto de corpos graníticos cuja caracterização quanto ao contexto de ambiência tectônica e correlação com a história cinemática da Faixa Sergipana ainda é pouco compreendida. A evolução estrutural e do alojamento de granitos na EINSL é de extrema importância porque é nesta área onde são observados todos os eventos deformacionais no domínio Macururé e a intrusão de granitos associados a alguns destes eventos. A correlação dos granitos

com os eventos deformacionais, juntamente com a datação absoluta destes plutons, permite o estabelecimento das relações temporais entre eventos orogênicos em regiões polideformadas. Na área de estudos foram individualizados dois tipos cronológicos de granitos: (i) granitos sin a tardi-D₂ e (ii) granitos pré a cedo-D₂ (Bueno & Oliveira 2008) que serão detalhados a seguir. A datação U-Pb dos granitos do domínio Macururé pode fornecer informações sobre o tempo de duração do principal evento colisional na Faixa Sergipana, o evento D₂.

Tabela 1: Síntese das correlações entre as estruturas observadas na área estudada e os eventos de deformação.

Evento	Foliação	Lineação	Dobras	Estilo tectônico
D ₁	Penetrativa, do tipo xistosidade, de baixo a médio ângulo, sem direção única	<i>Down dip</i> a oblíqua, mergulho predominante para NE e SW	Dobras isoclinais recumbentes com vergência para SW	Cavalgamentos e tectônica de nappes
D ₂	Penetrativa na parte SSW da área com mergulhos moderados e, incipiente nas demais partes	Estiramento, mergulho predominante para NE e SW	Assimétricas variando de fechadas a apertadas	Redobramento coaxial das nappes D ₁
D ₃	Incipiente, subvertical na área da EINSL	-----	Abertas, eixo sub-horizontal com direção E-W	Redobramento das dobras F ₂ , rampas de cavalgamentos com mergulho subvertical, evoluindo para transcorrências sinistrais
D ₄	Rúptil	-----	-----	Tectônica rúptil com estruturas rúpteis a dúctil-rúpteis

Neste trabalho nos referimos ao termo granito colisional como sendo aquele cronologicamente associado ao evento de maior encurtamento crustal na Faixa Sergipana, ou seja, D₂ (Jardim de Sá et al. 1986, Araújo et al. 2003). Portanto os granitos colisionais são aqueles de colocação sin a tardi-D₂ e os granitos pré a cedo-D₂ são aqui denominados de granitos pré-colisionais, cujo contexto tectônico será objeto de futura publicação.

Em relação aos eventos deformacionais, os granitos da EINSL foram caracterizados de acordo com os seguintes critérios: (i) granitos pré a cedo-D₂ é um granitóide alojado antes ou próximo do início do evento D₂; ele mostra uma estrutura de deformação em estado sólido (foliação ou lineação) correspondente ao evento D₂, (ii) granitos sin-D₂ é um pluton que absorve parte ou toda deformação D₂ e preserva estruturas magmáticas que são paralelas às estruturas das rochas encaixantes, (iii) granitos pós-D₂ é o granitóide que corta as estruturas D₂ das rochas encaixantes e não apresentam estruturas planares ou lineares relacionadas a D₂.

4.1. Granitos pré a cedo-D₂

Este litotipo é um biotita-hornblenda tonalito constituído por quartzo, biotita, hornblenda, plagioclásio e epidoto. Alanita com núcleo de epidoto, titanita e apatita são os principais minerais acessórios. O representante deste grupo é o Tonalito Camará (Fig. 2) que ocorre na parte oeste da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes como lentes concordantes com a foliação S₂ nos xistos encaixantes. No contato com os xistos, o tonalito desenvolve uma foliação S₂ penetrativa e paralela à S₂ do xisto. Este corpo não apresenta estruturas de fluxo magmático preservadas. O tonalito foi afetado em diferentes graus pelo evento de deformação D₃. Em algumas porções do pluton sua foliação S₂ apresenta variações nas atitudes que geram dobras suaves F₃. Em direção ao norte o tonalito mostra aspecto milonítico possivelmente associado a uma zona de cisalhamento subordinada transcorrente sinistral D₃ presente na porção noroeste da sua área de exposição. Indicadores cinemáticos, como zonas de cisalhamento em escala de afloramento e juntas de Riedel associados a D₃, bem como análises em eixo-c de quartzo (Bueno 2003) em amostras deste corpo, indicam cinemática sinistral condizente com a cinemática observada para a zona de cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo que ocorre a norte do pluton.

Este corpo contém muitos xenólitos do xisto encaixante com uma foliação prévia (S₁) muito penetrativa (Fig. 9A). Esta informação associada ao fato do Tonalito Camará ter registros de estruturas planares associadas aos eventos D₂ e D₃ são suficientes para atribuir uma colocação pré-D₂ para este corpo.

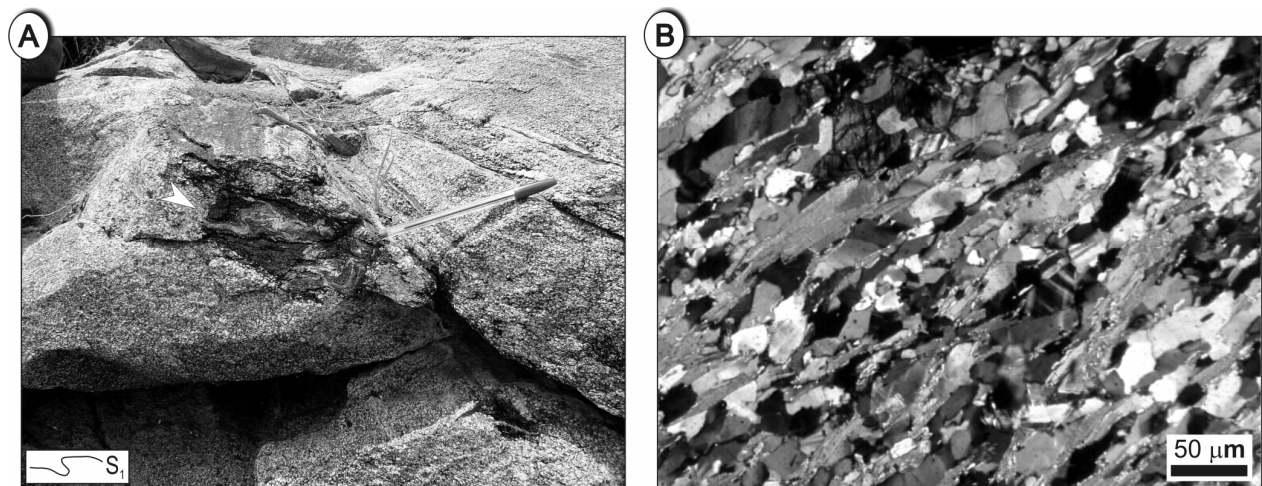


Fig 9: Tonalito Câmara mostrando: A. Xenólito do xisto encaixante com uma foliação (S₁) prévia; B. Foliação S₂ marcada por palhetas de biotita e fitas de quartzo.

O quartzo, no Tonalito Camará, está microgranulado com extinção ondulante forte, borda de subgrão e, algumas vezes, recristalizado em fitas paralelas à foliação S_2 (Fig. 9B). O plagioclásio apresenta geminação mecânica, extinção ondulante forte, borda de subgrão, *kinks* e fraturas. O plagioclásio também apresenta cauda de recristalização e sombras de pressão com recristalização de quartzo.

4.2. Granitos sin- a tardi- D_2

Os granitos sin a tardi- D_2 (ex. Granitos Angico, Areias, Lagoas e Pedra Furada) ocorrem na EINSL como corpos alongados E-W a NE-SW (Fig. 2).

Eles têm composição principalmente granítica e subordinadamente granodiorítica. Estes granitos apresentam granulação fina a média, textura seriada e contato interlobado entre os grãos. São constituídos essencialmente por quartzo (30 a 40%), microclina (20 a 30%), plagioclásio (15 a 20%), biotita (5 a 10%), muscovita (1 a 5%) e epidoto (0 a 5%). Os minerais acessórios são alanita, zircão, apatita e titanita.

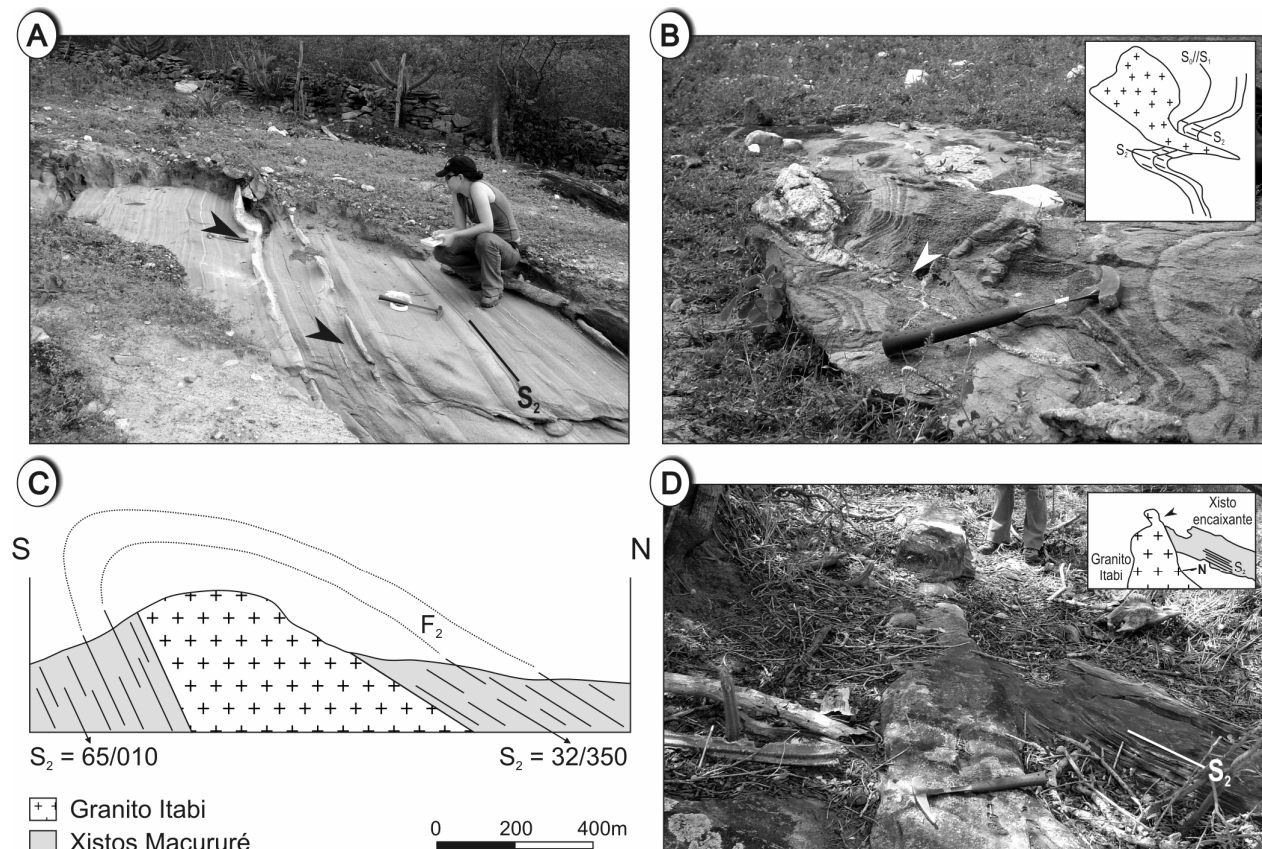


Fig. 10: A. Granito Angico injetado como folhas concordantes à foliação S_2 do xisto encaixante; B. e C. Granito Angico e Granito Itabi, respectivamente, injetados no plano axial de dobras F_2 ; D. Granito Itabi sin a tardi- D_2 truncando a foliação S_2 do xisto encaixante.

Os granitos sin a tardi-D₂ são corpos tabulares que preservam feições magmáticas como bandamento magmático e abundância de estruturas *schlieren* e enclaves máficos alinhados segundo a direção da foliação S₂ das rochas encaixantes. Esses granitos são injetados como folhas (Fig. 10A) no plano axial de dobras F₂ dos xistos encaixantes (Fig. 10B) e nas charneiras destas dobras originando plutons de maior extensão (Fig. 10C), como o Granito Itabi que ocorre a sul da área da EINSL. Em alguns casos, os granitos são alojados truncando a foliação S₂ dos xistos (Fig. 10D). Indicadores cinemáticos mesoscópicos são ausentes nestes tipos de rocha.

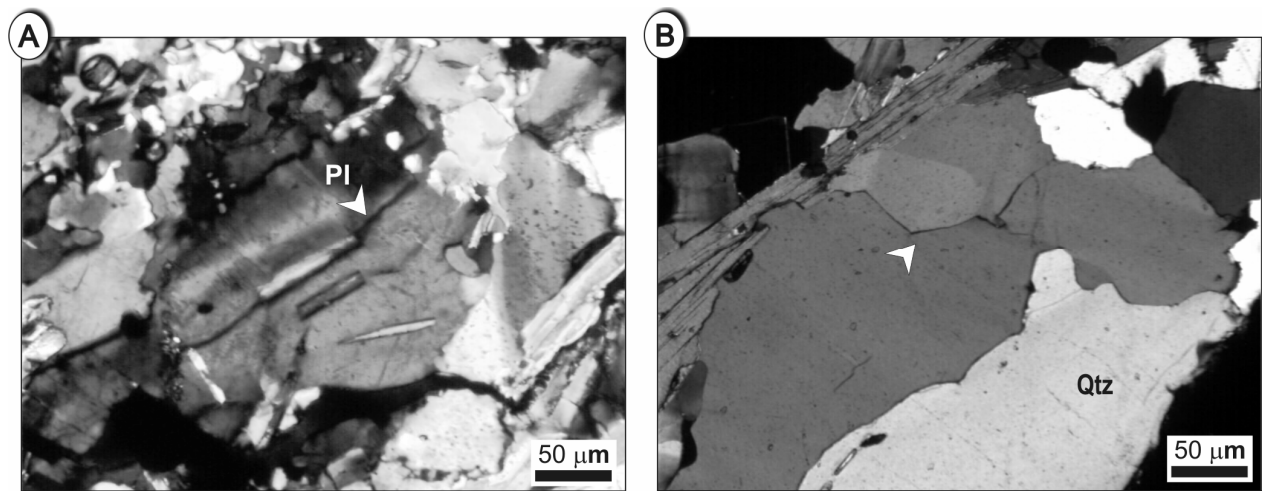


Fig. 11: Aspectos microestruturais dos granitos colisionais. Granito Angico mostrando: A. Migração de borda de grão em plagioclásio; B. Grãos de quartzo com contatos de 120°. Pl = plagioclásio, Qtz = quartzo.

Os granitos apresentam como trama principal uma foliação magmática S_M, na borda dos corpos, dada pelo alinhamento planar de palhetas de biotita com orientação paralela à foliação S₂ do xisto encaixante. No centro das intrusões quase não há registro de tramas deformacionais penetrativas. Apesar dos granitos sin a tardi-D₂ não apresentarem claramente uma foliação tectônica em escala mesoscópica, em escala microscópica estes corpos apresentam evidências de deformação dúctil em estado sólido, tais como deformação intracristalina dada pela extinção ondulante forte em grãos de quartzo e biotita, recristalização dinâmica mostrada pela recristalização por rotação de subgrãos de quartzo e feldspato e recristalização por migração de borda de grãos de quartzo e feldspato (Fig. 11A), e recristalização estática de grãos de quartzo (Fig. 11B). Os granitos também apresentam evidências de deformação em estado rúptil como fraturas em grãos de quartzo e plagioclásio. A recristalização dinâmica de quartzo e feldspato indica que os granitos foram deformados no estado sólido em temperaturas da ordem de 400 a 550°C (Passchier & Trouw 2005) que são condizentes com as condições metamórficas de fácies anfibolito

proposta para o domínio Macururé durante o evento D₂ (Davison & Santos 1989, Silva et al. 1995, Oliveira et al. 2006, Bueno et al. 2008).

5. Geocronologia U-Pb

Bueno et al. (2008) obtiveram três idades U-Pb para os granitos intrusivos nas rochas da EINSL. Uma idade U-Pb SHRIMP em zircão foi obtida para um pluton pré a cedo-D₂, o Tonalito Camará. As outras duas idades foram obtidas em grãos de titanita por U-Pb (TIMS) para o Granito Angico sin-D₂ e Granito Pedra Furada tardi-D₂. Nestes dois últimos grupos de granitos os grãos de zircão encontrados eram poucos e estavam metamitizados, intensamente fraturados e com bordas de sobrecrecimento. Por este motivo estes autores optaram por fazer as análises em grãos de titanita.

O Tonalito Camará é uma intrusão pré a cedo-D₂ nos micaxistos do domínio Macururé. O tonalito mostra uma foliação S₂ penetrativa e paralela à foliação S₂ dos xistos. Grãos de zircão deste corpo produziram uma idade U-Pb de 628±12 Ma (Bueno et al. 2008) que é interpretada como a idade de cristalização do tonalito e a idade máxima estimada para o início do evento D₂.

Foram analisados grãos de titanita do Granito Angico que proveram uma idade U-Pb de 584±10 Ma. Para o Granito Pedra Furada foram obtidas análises U-Pb em titanita que geraram uma idade de 571±9 Ma. O Granito Pedra Furada é um corpo de alojamento tardi-D₂ na EINSL; este granito corta a foliação S₂ dos micaxistos e sua idade é interpretada como idade mínima para o término do evento D₂.

6. Discussão e conclusões

A seqüência de rochas metamórficas que ocorre na EINSL é paraderivada e com fonte siálica, uma vez que contém quartzo, plagioclásio, turmalina, rutilo e zircão, além de paraconglomerados contendo clastos de quartzo e granito. A obliteração das estruturas primárias nas rochas supracrustais é resultado da superposição de sucessivas fases tectono-metamórficas, desenvolvidas durante a orogenia neoproterozóica. Tal obliteração dificulta a interpretação, com base em critérios de campo, do ambiente e/ou ambientes deposicionais dos protólitos sedimentares. No entanto, o xisto inferior conserva localmente estratificação plano-paralela, que sugere depósito turbidítico e rítmico para o mesmo.

O evento D₁ é iniciado com a colisão entre o cráton São Francisco e, provavelmente, o Maciço Pernambuco-Alagoas durante a orogenia brasileira. Este evento é caracterizado como uma tectônica de

nappes que foi responsável pelo empilhamento litológico da EINSL. D_1 desenvolve superfícies miloníticas de baixo ângulo S_1 com mergulho original para NE e dobras recumbentes, isoclinais a apertadas, e com vergência para SW. D_1 gerou uma significativa aloctonia, com transporte tectônico para SW mostrado por indicadores cinemáticos e pela lineação de estiramento L_1^X . Neste contexto, a EINSL representa um remanescente de uma destas superfícies de transporte de massa para SW. É provável que a unidade Xistos Inferiores (Fig. 2) seja autóctone e as demais unidades sejam alóctones tendo como base a superfície milonítica que separa esta unidade das demais, a diferença de assinatura magnética da EINSL (alto magnético) e as rochas ao seu entorno (baixo a médio magnético) que pertencem à unidade Xistos Inferiores, e a superficialidade da estrutura (Souza, 2003). Ainda, segundo Souza (2003) a cristalização de granada e cianita é precoce (cedo a $\sin-D_1$) nas unidades acima da unidade Xisto Inferior enquanto que nesta unidade a cristalização destes minerais é tardia ($\sin-D_2$). A colocação da porção alóctone sobre a unidade Xisto Inferior poderia ter acionado um cobertor térmico, fazendo com que a associação de minerais metamórficos no Xisto Inferior se desenvolvesse pós- D_1 . Estes fatos, associados à ocorrência de rochas máfico-ultramáficas metamorfisadas e BIF's, que representam lascas imbricadas nas unidades sedimentares, na base do empurrão, são evidências que comprovam a aloctonia das unidades acima do Xisto Inferior. A superfície de cavalgamento remanescente de D_1 pode ter sido alçada para cima do Xisto Inferior pela zona de cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ, Fig. 1) que é caracterizada como uma zona de cisalhamento transpressiva sinistral (Davison & Santos 1989). A ZCBMJ ocorre cerca de 10 a 15 km a N-NE da EINSL, onde ela sofre uma inflexão de E-W para NW-SE (Fig. 1), gerando um maior componente de cavalgamento para SW, compatível com a direção preferencial de transporte para SSW registrada na área da estrutura de interferência. As lascas de rocha máfico-ultramáficas metamorfisadas alojadas dentro da EINSL poderiam representar lascas de crosta oceânica obductadas nas unidades sedimentares da estrutura durante o evento colisional que gerou a Faixa Sergipana, ou seja, poderiam representar restos de ofiolitos. No entanto, o fato destas rochas estarem totalmente metamorfisadas não permitiu, até o momento, que esta hipótese seja confirmada.

No evento D_2 uma leve rotação de σ_1 gera dobras assimétricas com vergência para sul e padrões coaxiais em regiões de pouca obliquidade entre as cinemáticas D_1 e D_2 (Fig. 8B). Em D_2 , parte dos empurrões e *nappes* gerados durante o evento D_1 são reaproveitados sendo que o efeito da provável aproximação do Maciço Pernambuco-Alagoas contra o Cráton São Francisco, durante esse evento, produz o empinamento progressivo dos empurrões, resultando em espessamento crustal, acomodado principalmente nas rochas do domínio Macururé e em especial, na área da EINSL.

Durante D₂ são gerados vários granitos que cortam as rochas metassedimentares da EINSL (granitos Angico, Areias, Lagoas e Pedra Furada, Fig. 2). O espessamento crustal na área da EINSL durante D₁ e D₂ pode ter acionado a fusão parcial das rochas metassedimentares gerando dessa forma os magmas progenitores dos granitos colisionais. Os granitos alojados durante D₂ podem ser utilizados para delimitar o intervalo de tempo que este evento operou na EINSL e consequentemente no domínio Macururé. Como o evento D₂ é o evento colisional de maior expressão na Faixa Sergipana (Jardim de Sá et al. 1986, Araújo et al. 2003), a idade dos granitos da EINSL associados a este evento pode fornecer o intervalo de tempo absoluto mínimo da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas durante a orogenia brasileira. Na área da EINSL existem dois grandes pulsos magmáticos distintos, os granitos pré-D₂ e sin a tardi-D₂.

O Tonalito Camará é o exemplo de uma intrusão pré-colisional na EINSL, ele registra as estruturas D₂ e é afetado em diferentes graus pelos eventos subsequentes, não preservando estruturas de fluxo magmático. A sua idade de cristalização de 628 ± 12 Ma pode ser utilizada como marcadora da idade máxima para início da deformação D₂ na EINSL. Foram obtidas idades U-Pb TIMS em titanita de 584 ± 10 Ma para o granito sin-D₂ Angico e de 571 ± 9 Ma para o granito tardi-D₂ Pedra Furada, delimitando, desta forma, mais precisamente o intervalo de duração do evento D₂. Utilizando as idades do Tonalito Câmara e do Granito Pedra Furada tem-se aproximadamente 57 milhões de anos de magmatismo associado ao evento D₂ operante no domínio Macururé, ou seja, o maior evento de colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco Alagoas durou pelo menos 57 milhões de anos.

O retrabalhamento das estruturas de baixo ângulo D₂ pelas zonas de cisalhamento D₃ transpressivas ocorreu após 571 Ma, que é a idade do Granito Pedra Furada tardi-D₂. A deformação produzida pelo evento D₃, gerou uma mega dobra aberta com amplitude de aproximadamente 12 km e eixo E-W (Fig. 2) que é responsável juntamente com os eventos D₁+D₂ pela configuração da EINSL em cogumelo (tipo-II de Ramsay 1967), que é, desta forma, produto dos eventos D₁+D₂ e D₃. Durante o evento D₃ as foliações S₂ e S₃ foram significativamente empinadas resultado de um forte componente de encurtamento horizontal N-S, possivelmente associado à endentação do Maciço Pernambuco-Alagoas contra a borda norte do Cráton São Francisco. Brito et al. (2008a e b) obtiveram idades ⁴⁰Ar-³⁹Ar no intervalo de 566-551 Ma em biotita de rochas a norte da EINSL e interpretaram estas idades como marcadoras do último evento termal correspondente à deformação dúctil registrada nos lineamentos transcorrentes da Faixa Sergipana como a Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo.

O evento D₄ encerra a orogenia neoproterozóica na EINSL e é caracterizado pela ocorrência de estruturas rúpteis indicando transição de domínios dúctil-rúptil, já em um nível crustal raso. As estruturas rúpteis encontradas na EINSL são fraturas, falhas normais e falhas transcorrentes dextrais na parte sul da área, que afetam os quartzitos do anel externo da EINSL e juntas extensionais nos granitos (Fig. 2). Os eventos D₃ e D₄ foram responsáveis pela exumação da EINSL para níveis crustais rasos e responsáveis, portanto, pela atual arquitetura crustal desta área da Faixa Sergipana.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao suporte financeiro proporcionado pela FAPESP na forma de bolsa de doutorado para JFB (05/60119-5) e ao Projeto Milênio do CNPq (42.0222/2005-7). Os comentários de Lena Virgínia Soares Monteiro enriqueceram este manuscrito e os autores a agradecem muito.

Referências

- Allard, G.O. & Hurst, V.J., 1969. Brazil-Gabon geologic link supports continental drift. *Science*, **163**:528-532.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, *Atas*, p.363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**:1-29.
- Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J. 2003. Endentação na Faixa Sergipana, NE do Brasil: compatibilização entre os elementos estruturais e cinemática. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, *Anais*, p.115-117.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Beurlen, H., 1977. O sistema de dobramento Sergipana - Análise do conhecimento. *In*: SBG, Anais rev. prep. Simp. Craton São Francisco e Faixas Marginais. SBG, Bahia, p.369-391. Esp. 3.
- Brito, R.S.C., Dantas, E., Pimentel, M.M., Macambira, M.J.B, Armstrong, R. 2008b. U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd dating for the Southern Alagoas zone- Sergipano belt- basis for the Brazil-Cameroon neoproterozoic correlation. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 6, 1 CD-Rom.

- Brito, R.S.C., Vasconcelos, P.M., Dantas, E. J., Pimentel, M.M, Macambira, M.J.B.2008a. Ar-Ar dating for the Brazilian orogeny in the Southern Alagoas zone- Sergipano belt. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 6, *Anais*, 1 CD-Rom.
- Bueno, J.F. & Oliveira. E.P. 2007. Age and structure of syn-collisional granites in the Sergipano Belt and implications for the channel flow model. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 11, *Anais*, p.136-138.
- Bueno, J.F. 2003. Geoquímica e colocação de granitos em terrenos polideformados da Faixa Sergipana: exemplo da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes – SE. Trabalho de conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 61p.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., McNaughton, N. 2005. Granitos e a deformação na Faixa Sergipana: o início da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas. *In: SBG, Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, 3, *Anais*, p.192-195.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil, and implications for the timing and duration of continental collision. *Gondwana Research*, **15**:86-97.
- Carvalho, M.J. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 315-332.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Segipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**:453-470.
- da Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R., Armstrong, R., 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Aracuai Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the Sao Franciso-Congo Paleocontinent. *Gondwana Research*, **13**:527-537.

- Davison, I. & Santos, R.A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, **45**:319-342.
- D'el-Rey Silva, L.J.H., Dantas, E.L., Teixeira, J.B.G., Laux, J.H., da Silva, M.D.G., 2007. U-Pb and Sm-Nd geochronology of amphibolites from the Curaçá Belt, São Francisco Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **12**:454-467.
- Jardim de Sá, E.F., Legrand, J.M., Hackspacher, P.C. 1981. Contraste de estilos estruturais e metamórficos na Faixa Dobrada Sergipana. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**:128-137.
- Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.E., Fuck, R., Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:472-480.
- Jardim de Sá, E.F., Moraes, J.A.C., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Abstracts*, p.1246-1259.
- Long, L.E., Castellana, C.H., Sial, A.N. 2005. Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, **46**:255-273.
- McReath, I., Lafon, J.M., Davison, I., Chaves, J.M., Conceição, H. 1998. Brasiliano-age granitoids in the Sergipano Fold Belt, NE Brazil: the Coronel João Sá Pluton. *Journal of South American Earth Science*, **11**:51-66.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Araújo, M.N.C., Dantas, E., Basilici, G., Bueno, J.F., McNaughton, N. 2005. Evidence from detrital zircon geochronology and whole-rock Sm-Nd isotopes for off-craton provenance of clastic metasedimentary units of the Sergipano belt, NE Brazil. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 308-311.
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Science*, **44**:470-478.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer, 289 p.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, 568 p.

- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Lyra de Brito, M.F., Pimentel, M.M. 1997. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano Belt, Brazil: significance for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*, **39**:639-659.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Silva, M.M.R. 1992. Utilização de granitóides na definição de domínios tectônicos; aplicação no lado oriental do Sistema de Dobramento Sergipano. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Anais*, p.358-359.
- Silva Filho, M.A. 1977. Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris, Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM, vol. 1.
- Silva, J.M.R. 1992. Evolução Tectono-Metamórfica de uma parte da Faixa Sul-Alagoana, Sistema de Dobramentos Sergipano – Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 130 p.
- Silva, J.M.R., Campos Neto, M.C., Brito Neves, B.B. 1995. Deformação e metamorfismo principais de uma parte da Faixa Sul-Alagoana (Complexo Macururé), sistema de dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:343-350.
- Souza, J.J. 2003. Relações estruturais e metamórficas da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana (NE Brasil). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 50p.

ANEXO 03

“Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Armstrong, R. 2008. Geochemical, U-Pb dating and Sr-Nd isotope constraints for collision-related and arc-type granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: tectonic implications. Precambrian Research (to submit)”.

Geochemical, U-Pb dating and Sr-Nd isotope constraints for collision-related and arc-type granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: tectonic implications

Juliana Finoto Bueno^{1,*}, Elson Paiva Oliveira¹, Adejardo Francisco Silva Filho², Ignez de Pinho Guimarães²
and Richard Armstrong³

¹ *Institute of Geosciences, P.O. Box 6152, University of Campinas – UNICAMP, 13083-970, Campinas, SP, Brazil*

² *Department of Geology, Federal University of Pernambuco, 50740-530, Recife, PE, Brazil*

³ *Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia*

Abstract

The Sergipano belt is the outcome of collision between the Pernambuco-Alagoas Massif and the São Francisco Craton during Neoproterozoic assembly of West Gondwana. There are numerous granitic bodies emplaced during diverse stages of the tectonic evolution of this belt. We recognize two types of granites in the Macururé and Poço Redondo-Marancó domains of the Sergipano belt. One type comprises ca. 625 Ma-old, xenolith-rich, metaluminous, magnesian, high-K calc-alkaline arc granites, representative of which are the Queimada Grande granodiorite in the Marancó domain and the Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite in the Macururé domain. Sr-Nd isotopes of the Queimada Grande granodiorite suggest that its parental magma may have originated by mixing between a depleted mantle-derived basic source and a crustal component that could be represented by the Macururé micaschists. For the Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite we infer that their parental magmas have had contributions from lower crust of basaltic composition and an upper crust that can be emplaced in the infrastructure of São Francisco Craton or Pernambuco-Alagoas Massif. In the ca. 625 Ma-old granites type there are Poço Redondo and Sítios Novos granites found in Poço Redondo-Marancó domain that represents partial melting of local migmatites. The other type of granites includes several ca. 580 Ma-old collision-related plutons that are confined to the Macururé domain. Although these granites do not show typical features of S-type granites,

their field relationships, geochemical and Sr-Nd data suggest that their parental magmas have originated from high degree partial melting of the Macururé micaschists.

Keywords: Sergipano belt; Brasiliano-Pan-African; granites; geochemistry; Sr-Nd isotopes.

1. Introduction

Granites are of prime importance in studies of crustal evolution because they are the main component of continental areas, and are related in space and time with orogenic belts, isolating snapshots of the superimposed deformations as they freeze part of their structural evolution. During ascent in the lithosphere granitic magmas can crosscut an expressive crustal thickness and incorporate xenoliths from both their sources and the country rocks. For this reason, granites are an special geological subject for direct and indirect investigation of how the continental crust evolves.

The Sergipano belt is one of the most significant Precambrian orogenic belts of Northeastern Brazil, not only because it was considered as evidence for continental drift (e.g. Allard and Hurst, 1969), but also because it contains several structural and lithologic domains that allow it to be compared with Phanerozoic orogens (Oliveira et al., 2006). The Sergipano belt is located in the southernmost part of the Borborema Province (Fig. 1) and was formed by collision between the Congo-São Francisco Craton and the Pernambuco-Alagoas Massif during the Brasiliano/Pan-African Orogeny (e.g. Brito Neves et al., 1977); it is a key belt for reconstructing part of the history of West Gondwana. Despite more than thirty years of studies on the belt's evolution, there are some questions that remain unsolved. One of these questions is: if the Sergipano belt is a Neoproterozoic collisional orogen then where are the arc rocks? The apparent absence of arc-related rocks in the Sergipano belt led Neves and Mariano (1997) to suggest that the widespread occurrence of high-K calc-alkaline granitoids in the Borborema Province may be related to mantle plume activity. Another important issue is whether models of magma migration in modern orogens like the channel flow model proposed for the Himalayas (Grujic et al. 1996, 2002, Beaumont et al. 2001, Searle et al. 2003, Searle and Szulc 2005) are applicable or not to ancient orogens like the Sergipano belt.

In this paper we present field relationships, U-Pb zircon ages, whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope data for granites of the Sergipano Belt as a contribution to understanding the belt's evolution. Our results indicate that both arc-related and syn-collision granites are present in domains of the Sergipano belt and that the channel flow model may be applicable to Neoproterozoic orogens.

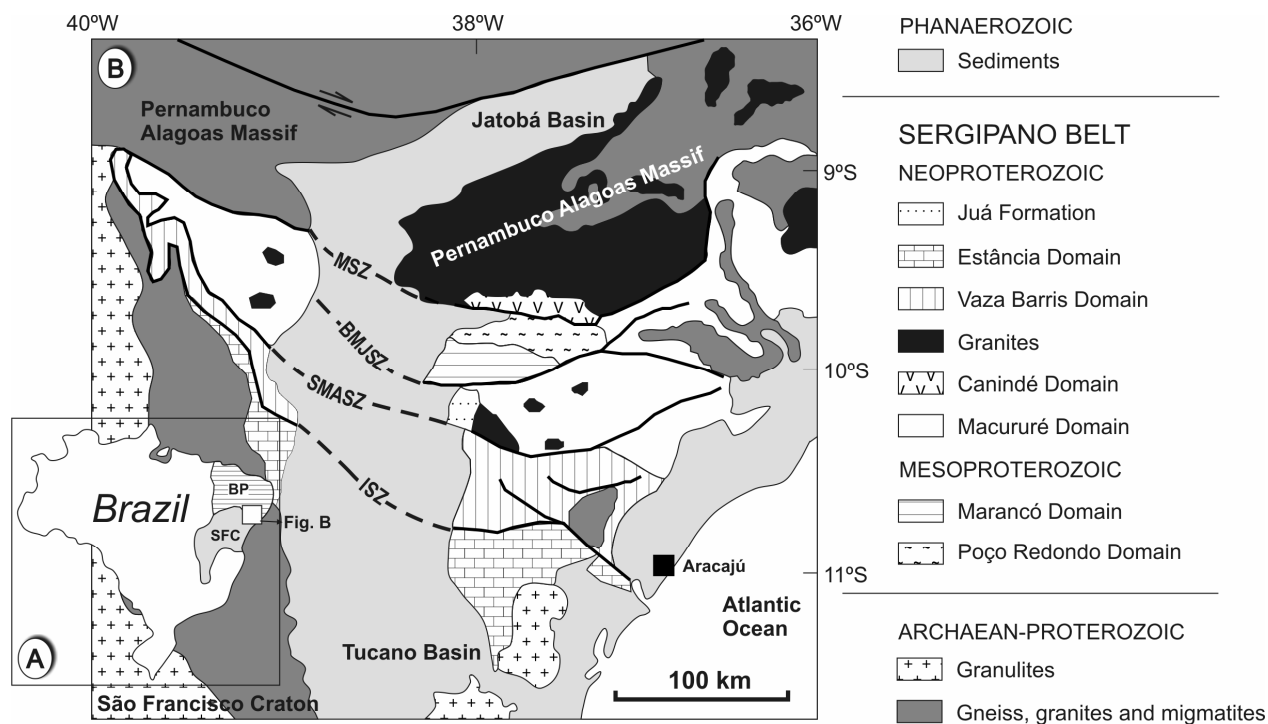


Fig. 1: A. Location of the Sergipano Belt. SFC and BP stand, respectively for São Francisco Craton and Borborema Province; B. The Sergipano Belt and its division (modified after Oliveira et al. 2006). MSZ, BMJSZ, SMASZ and ISZ stand, respectively for Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo and Itaporanga shear zones.

2. The Sergipano Belt, NE-Brazil

The Sergipano Belt is a triangular shape orogenic belt with WNW-ESE direction (Fig. 1), located in the southern part of Borborema Province, NE-Brazil. It comprises five lithostructural domains: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris and Estância (Davison & Santos, 1989; D'el-Rey Silva, 1995; Oliveira et al., 2006) limited each from the other by the following major shear zones from north to south: Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo and Itaporanga (Fig. 1).

Three main events of regional deformation are recognized in the supracrustal rocks of the belt (Jardim de Sá et al., 1986; D'el-Rey Silva, 1995; Araújo et al., 2003). The first event is characterized by south-verging D_1 nappes and thrust zones which probably displaced the metasedimentary rocks of the Macururé and Vaza Barris domains for large distances over the edge of the São Francisco Craton; a few granitic bodies have emplaced in the Macururé Domain during or shortly after D_1 . The D_2 event is marked by reactivation of D_1 and has a transpressive character associated with significant vertical movements; most granites were emplaced during this event. The D_3 event is the last ductile deformation event in the Sergipano Belt and it took place when the belt experienced a high amount of uplift in response to compression in a brittle to ductile-brittle regime.

Part of the studied granites occurs in the Macururé domain (MRD) which is built up mostly by garnet micaschists with minor marble and quartzites. The MRD was metamorphosed under amphibolite facies conditions (Silva 1992, Silva et al. 1995) and is separated from the Vaza Barris Domain in the south by the São Miguel do Aleixo shear zone, and from the Poço Redondo-Marancó Domain in the north by the Belo Monte-Jeremoabo shear zone. The original sedimentary basin and its depositional settings are no longer easy to reconstruct owing to deformation. However, in less metamorphic or deformed portions of the MRD Davison and Santos (1989) recognized centimeter-thick rhythmic layers of micaschists, with plane-parallel structures and abrupt contact indicative of deposition in deep water settings such as turbidites. At the Gracho Cardoso water dam, Brito Neves et al. (1977) and Jardim de Sá et al. (1981) report a sequence of chaotic blocks in a quartzite matrix, and suggested they are similar to olistostrome or a flysch sequence. These authors have suggested that at least in some parts of the MRD sedimentation was syn-orogenic. Silva (1992) discusses geochemical data of MRD metasedimentary rocks and suggests the possibility that these rocks were deposited in a back-arc type basin.

The granitic rocks occupy large portion of the MRD and are of two types: (1) pre-collisional granites (pre- to early-D₂ granites) including tonalite-granodiorite of restricted occurrence with numerous micaschist xenoliths; these granites were later deformed during D₂ and D₃; (2) syn-collisional granites (syn- to tardi-D₂ granites) which comprise mostly pink granites and less often grey granodiorites. The syn-collisional granites are tabular bodies that preserve magmatic structures such as mineral banding, abundant schlieren and mafic enclaves paralleling the host rocks S₂ foliation. These granites are injected as sheets along F₂ fold hinges and axial plane foliation in micaschists, ultimately forming plutons of large size. Sometimes, the granites crosscut the schists S₂ foliation (Bueno et al. 2008). Bueno et al. (2008) have obtained U-Pb (zircon, SHRIMP) age of 628±12 Ma for the pre- to early-D₂ Camará tonalite and U-Pb (titanite, TIMS) ages of 584±10 Ma and 571±9 Ma for syn- to tardi-D₂ Angico and Pedra Furada granites, respectively. Using the age of Camará tonalite as a maximum age for onset of the main collisional event (D₂) in the belt and the age of Pedra Furada granite as the waning stage of D₂ event, the authors have suggested that the main collision, and its related magmatism, may have lasted at least 57 million years.

The other studied granites occur in the Poço Redondo-Marancó domain (PRMD). This domain is a crustal fragment which is built up by metasedimentary rocks, volcanic and plutonic rocks (Santos et al. 1988, Carvalho, 2005). The basement of the domain is formed by migmatites that are crosscut by numerous granitic bodies.

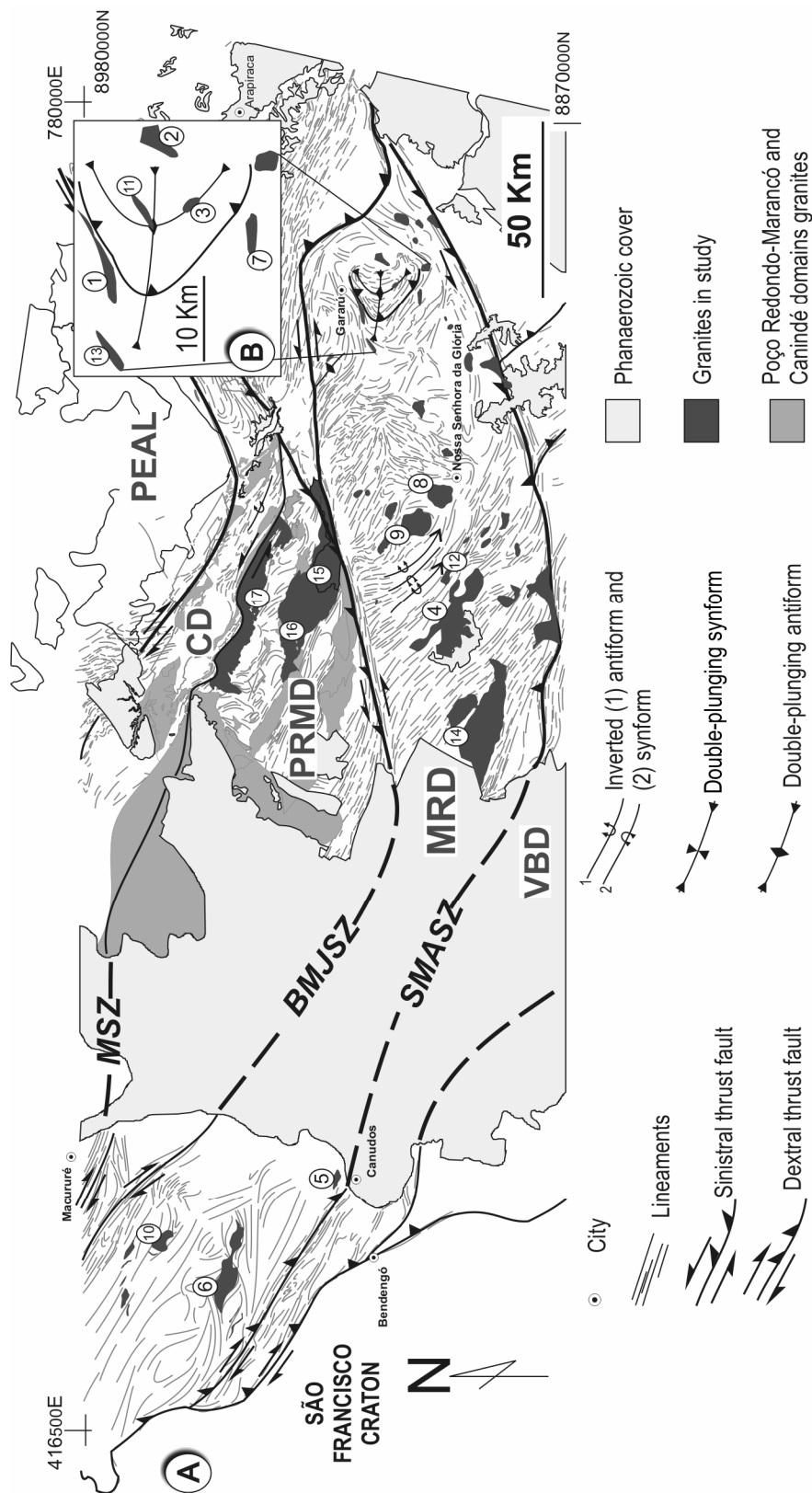


Fig. 2. A. Geological map of the Sergipano Belt showing: collisional granites of the Macururé domain: 1- Angico, 2- Areias, 3- Lagoas, 4- Santa Helena, 5- Canudos, 6- Formosa, 7- Itabi, 8- Glória, 9- Capivara, 10- Pedra Furada, 12- Monte Alegre, 13- Camará, 14- Coronel João Sá; and the Poço Redondo-Marancó granites: 15- Sítios Novos, 16- Queimada Grande, and 17- Poço Redondo; B. Zoom of the Gararú region. PEAL – Pernambuco-Alagoas Massif; CD – Canindé Domain; PRMD – Poço Redondo-Marancó Domain; MRD – Macururé Domain; VBD – Vaza Barris Domain. MSZ, BMJSZ and SMASZ stand, respectively for Macururé, Belo Monte-Jeremoabo and São Miguel do Aleixo shear zones.

The metasedimentary sequence is composed of metaconglomerates, metagreywackes, metasandstones and phyllites. The volcanic rocks crosscut the metasedimentary sequence and are made up of andesites and dacites. Santos et al. (1998) have originally divided this domain into the Poço Redondo and Marancó domains, but Carvalho (2005) suggested to join the two domains into a single one. Silva Filho (1998) and Silva Filho & Torres (2002) consider the Marancó domain as an intraoceanic volcanic arc formed approximately 1000 millions years ago based on U-Pb zircon ages of Van Schmus et al. (1995) in felsic volcanic rocks. Carvalho and Oliveira (2002) suggest that these rocks were formed in a continental margin arc based on lithology and Nd isotope data. The granitic rocks studied in this domain include the Sítios Novos, Queimada Grande and Poço Redondo granites (Fig. 2) and these rocks are mainly high-K calc-alkaline some of which are rich in mafic enclaves. These granites are intrusive into the Poço Redondo migmatites, but there is a scarcity of geochronological data for the granites, and the existing data are conflicting. For example, three distinct ages are reported for the Sítios Novos granite: (i) a 595 ± 10 Ma Rb-Sr isocron (Silva Filho et al. 1997); (ii) 651 ± 6 Ma, U-Pb TIMS zircon age (Carvalho 2005) and (iii) 624 Ma (Brito et al. 2006).

3. Granites: field observation and petrography

The Macururé garnet micaschists are intruded by numerous granitic bodies that in accordance with emplacement criteria can be divided into two groups: (i) pre-collisional granites and (ii) syn-collisional granites (Bueno et al. 2008). Three main granites occur in the Poço Redondo-Marancó domain; these are the Sítios Novos, Queimada Grande and Poço Redondo granites (Fig. 2).

The Macururé domain pre-collisional granites comprise calc-alkaline granodiorite-tonalites with mafic enclaves. They are composed of quartz, biotite, hornblende, plagioclase and epidote, and the accessories titanite, apatite and allanite with epidote core. Representatives of the group are the Camará tonalite and the Coronel João Sá granodiorite (Fig. 4) that contain mafic enclaves (Fig. 3A) and deformed xenoliths of garnet-biotite schists (Fig. 3B). These bodies are deformed in different scales. The Camará tonalite shows a penetrative foliation parallel to the micaschist foliation and contains quartz with undulose extinction and subgrain boundaries, and quartz ribbons along the S_2 foliation. The plagioclase shows mechanical twinning, strong undulose extinction and subgrain boundaries; sometimes it is more deformed and has recrystallized tail and pressure shadows with quartz. The Coronel João Sá granodiorite shows macroscopic deformation only at its margin, whereas in the center there is no record of penetrative

deformation; the granite only shows igneous foliation marked by flattened mafic enclaves and schlieren of elongated hornblende. The Coronel João Sá granodiorite shows quartz and biotite with undulose extinction and plagioclase with mechanical twinning.

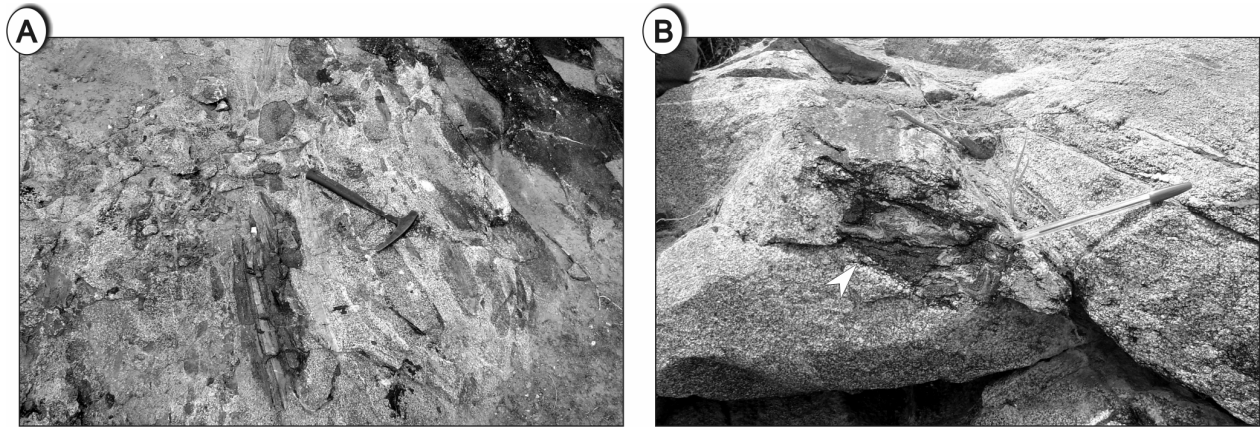


Fig. 3: Tonalito Camará showing mafic enclaves (A) and deformed xenoliths of garnet-biotite (B).

The syn-collisional granites are comprised mostly by pink granites and less often by grey granodiorites. These granitoids are fine- to medium grained, with equigranular texture and interlobate grain contacts. They are composed mostly of quartz (30 to 40%), microcline (20 to 30%), plagioclase (15 to 20%), biotite (5 to 10%), muscovite (1 to 5%) and epidote (0 to 5%). The accessory minerals are allanite, zircon, apatite and titanite.

The syn-collisional granites are tabular bodies that preserve magmatic structures such as mineral banding, abundant schlieren and mafic enclaves paralleling the host rocks S_2 foliation (Fig. 4A). These granites are injected as sheets along F_2 fold hinges and axial plane foliation in micaschists (Fig. 4B), eventually forming plutons of large size, such as the Itabi granite. Sometimes, the granites crosscut the schists S_2 foliation. While some granites are massive, others are strongly deformed, with penetrative foliation; but all of them contain microstructures indicative of solid-state deformation such as undulose extinction of quartz and biotite, quartz and feldspar recrystallization by subgrain rotation and boundary migration, and static recrystallization of quartz grains (Bueno et al. 2008). Where the granite plutons intrude into the Macururé schists, the contacts are knife sharp, and intrusion of the granite did not cause visible contact metamorphism in the metasediments. These granites contain large rafts of metasedimentary rocks (Fig. 4C) and abundant biotite-rich schlieren aligned parallel to the S_2 schist foliation (Fig. 4D).

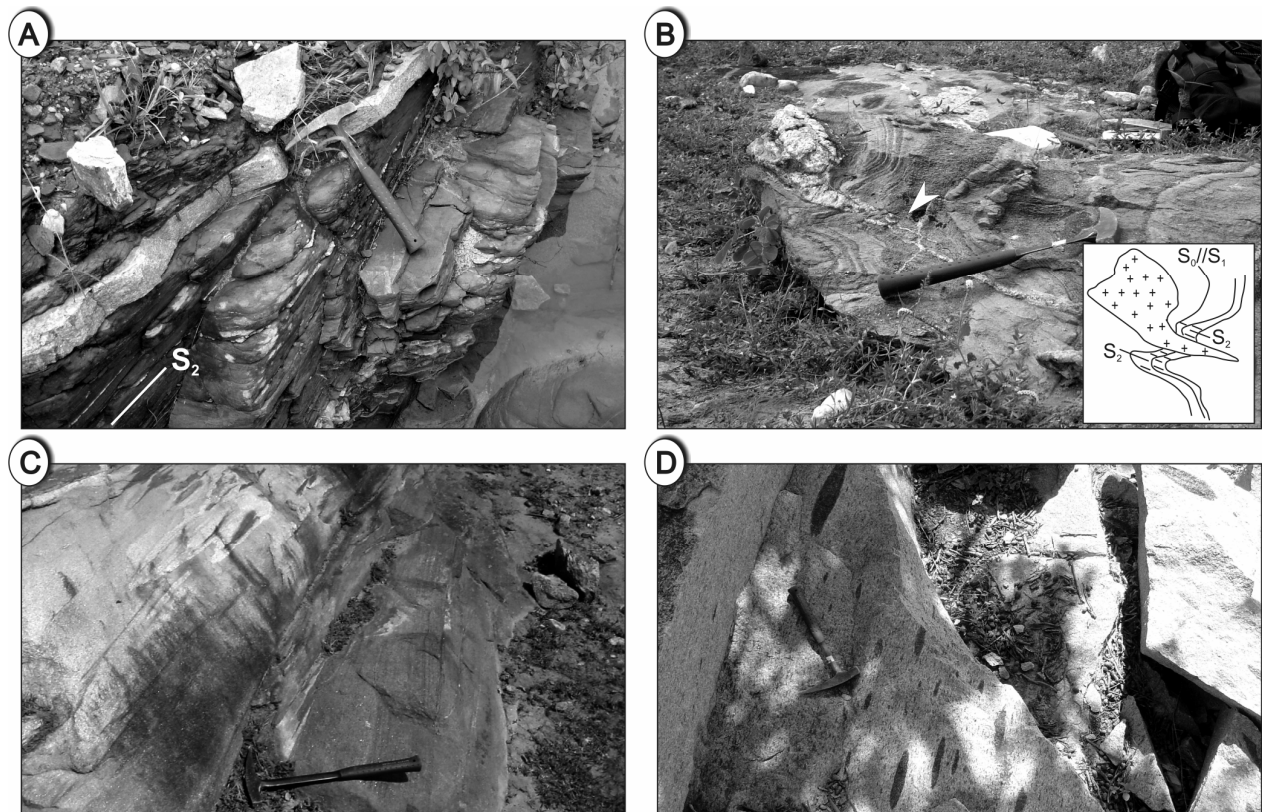


Fig. 4: A. Santa Helena granite emplaced and parallel to S_2 foliation of host micaschists; B. Angico granite emplaced along the axial plane of F_2 fold; C. Angico granite with rafts of metasedimentary rocks; D. Areias granite with biotite-rich schlieren paralleling the S_2 schist foliation. Insert shows the structural interpretation indicate by the arrow.

The main granite plutons in the Poço Redondo-Marancó are the Queimada Grande granodiorite, Sítios Novos and Poço Redondo granites that form E-W elongated bodies (Fig. 2). The Queimada Grande granodiorite is a large intrusion in the domain and contains many mafic enclaves (Fig. 5A) and biotite-rich schlieren. In the center of the intrusion, the granodiorite is porphyritic with centimeter-long plagioclase phenocrysts (Fig. 5A), and does not show macroscopic deformational structures, but presents microstructures indicative of solid-state deformation such as undulose extinction of quartz and biotite and quartz recrystallization by boundary migration. In the margin, the pluton is fine-grained with biotite-rich schlieren and some mafic enclaves, which define a high angle magmatic foliation (Fig. 5B). This part of the granodiorite is more deformed than the porphyritic facies and shows undulose extinction of quartz and biotite, quartz and feldspar recrystallization by subgrain rotation and boundary migration, static recrystallization of quartz grains and plagioclase with mechanical twinning. In the northern contact with the Poço Redondo migmatite the Queimada Grande granodiorite parallels the migmatite foliation (Fig. 5C) indicating that the pluton was emplaced during the last migmatization episode.

The Sítios Novos pluton is a pink, fine- to medium grained granite with equigranular texture. The granite is composed of quartz, plagioclase, k-feldspar and biotite. At macroscopic scale this granite does not show deformation, but presents microstructure representative of solid-state deformation such as undulose extinction of quartz and biotite and quartz recrystallization by boundary migration. Some outcrops of the Sítios Novos granite contain xenoliths of the Queimada Grande granodiorite (Fig. 5D). The Poço Redondo granite is a grey granite, fine- to medium grained, with equigranular texture, formed by quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite and minor biotite. Like the Sítios Novos granite the Poço Redondo granite does not show macroscopic deformation structures but presents microstructures indicative of solid-state deformation; the Macururé shear zone affected it at north. The contact between the Poço Redondo granite and the migmatites is intrusive.

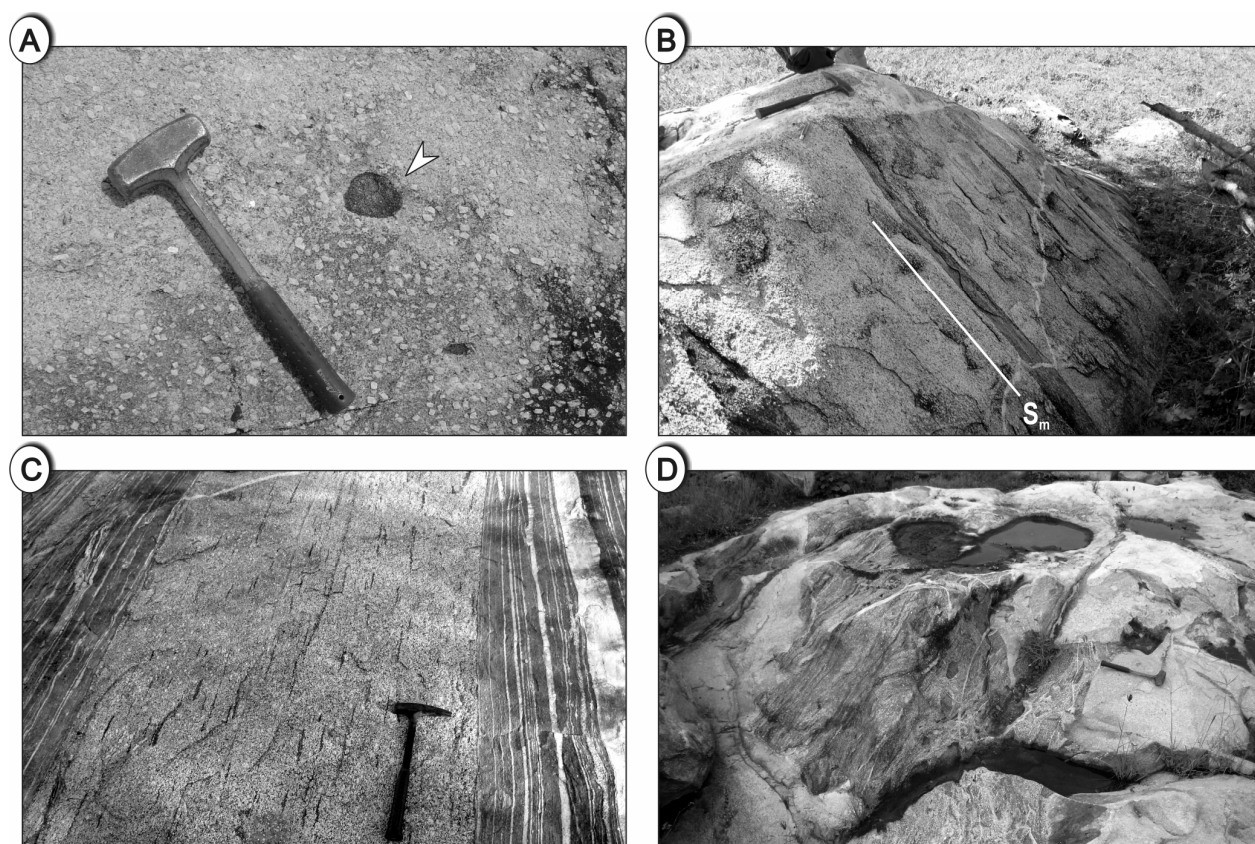


Fig. 5: Queimada Grande granodiorite showing: A. Porphyritic facies and mafic xenoliths, B. Border facies with high-angle S_m foliation; C. Granodiorite emplaced along the Poço Redondo migmatite foliation; and D. Sítios Novos granite with xenoliths of the Queimada Grande granodiorite.

4. Major- and trace-element geochemistry

Geochemical data were acquired for seventeen granites in the Macururé and Poço Redondo-Marancó domains. The samples are from localities scattered throughout the area of investigation (Fig. 2).

Major elements were analyzed on fusion beads and trace elements on powder pellets using a Philips PW-2404 X-ray spectrometer at the Geochemistry Laboratory of Campinas University. The fusion beads were made with a mixture of lithium metaborate and tetraborate (80/20 p/p – Spectroflux 100B Johnson Matthey/USA) in the 5:1 proportion (melter/sample) in a Fluxy 300 melting equipment. The powder pellets were prepared by mixing 9 grams of the sample with 1.5 grams of wax and pressed in a hydraulic press. The quality control has been done by comparison with international standard samples AC-E, WS-E and RGM-1 and quadruplicating of two studied samples. The precision is 0.1% for SiO₂ and Al₂O₃, 0.01% for the other major elements and less than 2 ppm for the trace elements. The data for La, Ce, Nd and U are only indicative. Representative whole rock analyses are given in Table 1.

For a better visualization and discussion of the results, the granites were grouped into three categories according to their emplacement timing and location: (i) Macururé domain pre-collisional granites (MDPCG); (ii) Macururé domain syn-collisional granites (MDSCG) and (iii) Poço Redondo-Marancó domain granites (PRMDG) divided into: (a) Sítios Novos granite (SNG), (b) Queimada Grande granodiorite (QGG) and (c) Poço Redondo granite (PRG). In the Table 1 the Canudos and Capivara granites are MDSCG.

The MDPCG have SiO₂ contents varying from 56 to 60 wt.%, the MDSCG have a narrow range with SiO₂ contents of 64-74 wt.% and the PRMDG have SiO₂ contents of: (i) 66-70 wt.% for the SNG, (ii) 58-71 wt.% for the QGG and (iii) 66-75% for the PRG (Table 1).

The Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) molar vs. Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) molar relation classify the MDPCG as metaluminous; MDSCG, QGG, SNG as metaluminous to peraluminous and PRG as peraluminous (Fig. 6A). The MDPCG, QGG and SNG are classified as I-type granite (Fig. 6A). According to the criteria proposed by Chappell and White (1992) to classify granite sources, the majority of MDSCG are I-type granite; only a few samples plot in the S-type field. Half of the PRG samples plot in the I-type field while the other samples plot in the S-type field. The majority of samples are high-K granites (Fig. 6B), with only one sample of the SNG plotting in the shoshonitic field (Fig. 6B).

Table 1: XRF Data for Macururé and Poço Redondo-Marancó domains granites.

Granite Sample	Angico (MDSCG)			Areias (MDSCG)			Lagoas (MDSCG)			Santa Helena (MDSCG)			Canudos
	Ponto 13	JUTC-11	JUTC-33	JTC-112	JUMS-27	JUMS-33	JTC-35	JUMS-20	JUMS-22B	JUD-72	JUD-86	JUD-88	JUD-05
SiO ₂	71.59	71.39	71.31	70.86	68.73	71.93	70.74	69.54	72.7	70.14	68.99	70.47	69.45
TiO ₂	0.29	0.28	0.30	0.32	0.424	0.246	0.33	0.368	0.188	0.414	0.446	0.396	0.41
Al ₂ O ₃	15.10	15.08	15.18	14.77	15.83	15.16	15.26	15.7	15.04	15.57	16.06	15.61	16
Fe ₂ O _{3t}	1.21	1.47	1.55	1.31	1.7	1.11	1.73	1.9	0.92	1.57	1.78	1.56	2.06
MnO	0.015	0.015	0.017	0.021	0.023	0.016	0.034	0.031	0.01	0.012	0.016	0.014	0.019
MgO	0.33	0.39	0.43	0.68	0.5	0.33	0.67	0.71	0.26	0.54	0.61	0.57	0.69
CaO	1.42	1.30	1.26	1.12	1.25	0.97	2.55	2.78	0.89	1.92	1.96	1.87	1.44
Na ₂ O	4.42	4.35	4.27	4.41	4.67	4.55	4.33	4.6	4.1	4.89	4.74	4.89	4.72
K ₂ O	4.77	4.86	4.91	5.02	5.29	5.28	3.37	3.33	5.35	3.92	4.34	3.8	4.41
P ₂ O ₅	0.101	0.097	0.135	0.176	0.247	0.09	0.095	0.111	0.074	0.127	0.141	0.131	0.17
LOI	0.37	0.39	0.40	1.14	1.04	0.4	0.75	0.7	0.43	0.6	0.37	0.5	0.82
Sum	99.60	99.60	99.80	99.80	99.7	100.1	99.90	99.8	99.9	99.7	99.5	99.8	100.2
V	19.7	21.1	19.1	21.2	23.9	17.8	32	35	10.3	21.9	29.1	22.8	33
Cr	22.6	20.5	11.6	21.5	20.2	26.8	15.7	72	5.2	93	159	132	48
Ni	<1	1	<1	7.9	15.4	9.3	<1	14.7	6.3	<1	<1	<1	<1
Zn	56	68	68	62	67	48	47	43	49	83	84	73	80
Ga	29.1	28.7	29.4	27.9	29.6	29.7	21.6	20.1	25.9	29	28.1	26.1	31
Rb	180	184	187	214	201	255	121	107	242	137	186	161	193
Sr	603	623	615	497	548	480	413	473	283	529	440	443	525
Y	3.4	4.5	3.6	6.1	6.8	4.7	4.9	5.5	3.2	1.5	2	2.5	4.7
Zr	180	178	183	220	306	173	110	123	99	180	160	151	222
Nb	4.8	4.7	4.7	6.7	8.1	3.7	7	7.8	2.6	8	7.1	6.3	8.5
Ba	1306	1347	1330	1114	1324	1057	823	899	767	1015	858	831	731
Pb	39	38	38	47	57	56	37	36	50	49	84	77	40
Th	14.3	13.9	14.1	34	35	29.2	3	3.7	20.2	10.9	5.6	8.7	31
U	6	4	7	7	4	10.4	5	2.2	5.6	3.1	4	4	17
La	59	74	89	72	104	62	23	28.4	45	47	15	45	49
Ce	87	102	129	135	152	86	42	41	59	65	41	67	71
Nd	36	44	55	54	56	28.8	18	18.2	18.6	28	12	31	30

Table 1 (cont.): XRF Data for Macururé and Poço Redondo-Marancó domains granites.

Granite Sample	Capivara JUD-33	Formosa (MDSCG)				Itabi (MDSCG)			Glória (MDSCG)					
		JUD-13C	JUD-15B	JUD-18	JUTC-138	JUMS-03C	JUMS-09	JUD-34	JUD-35B	JUD-37A	JUD-37B	JUD-80A	JUD-80B	
SiO ₂	64.95	72.49	71.75	69.4	66.63	67.14	67.22	72.69	73.35	72.99	71.27	66.01	73.90	
TiO ₂	0.627	0.221	0.24	0.647	0.52	0.448	0.498	0.088	0.101	0.077	0.096	0.725	0.065	
Al ₂ O ₃	14.8	15.54	15.36	14.4	16.37	16	16.38	15.46	15.1	15.78	16.76	15.62	15.04	
Fe ₂ O _{3t}	4.21	0.89	0.85	1.81	3.54	3.36	3.4	0.47	0.55	0.53	0.51	4.16	0.53	
MnO	0.075	0.014	0.007	0.008	0.057	0.06	0.057	0.015	0.009	0.009	0.008	0.061	0.014	
MgO	2.76	0.22	0.2	0.48	1.40	1.46	1.34	0.09	0.12	0.09	0.11	2.23	0.08	
CaO	3.9	0.53	0.19	2.84	3.29	3.55	3.54	0.67	0.69	0.97	0.78	3.81	0.81	
Na ₂ O	3.31	4.51	4.32	4.52	3.92	3.85	4.51	4.66	4.36	4.83	5.23	3.81	4.91	
K ₂ O	4.28	4.49	5.43	2.65	3.47	3.44	2.22	4.79	4.63	4.79	4.73	2.08	4.55	
P ₂ O ₅	0.331	0.056	0.112	0.203	0.189	0.189	0.227	0.029	0.023	0.023	0.027	0.386	0.030	
LOI	0.39	0.65	0.66	2.07	0.63	0.68	0.47	0.4	0.48	0.23	0.54	0.61	0.40	
Total	99.6	99.6	99.1	99	100.00	100.2	99.9	99.4	99.4	100.3	100.1	99.5	100.3	
V	78	21.8	15.4	17.5	50	52	47	7.8	6.3	4.7	11.1	91	8.7	
Cr	203	246	64	250	38	49	98	168	46	23	95	122	20.1	
Ni	26.9	<1	<1	<1	12.6	20	21.4	<1	<1	<1	<1	17.1	<1	
Zn	66	60	44	138	67	51	60	32	32	34	37	76	35	
Ga	20.4	27.4	28.1	23.2	22.8	19.5	22.7	25.4	24.2	26.4	27.9	24.0	29.6	
Rb	134	176	277	90	117	105	110	262	212	251	261	84	285	
Sr	658	667	494	531	452	585	503	224	255	191	260	649	131	
Y	18.3	6.2	<1	1.5	14.4	13.3	13.7	2.4	6.1	<1	<1	20.8	<1	
Zr	207	155	192	346	194	191	212	70	83	63	67	255	55	
Nb	10.6	3.3	4	9	11.8	9.3	11.2	6.9	2.9	5.3	7.7	12.8	7.5	
Ba	1238	1274	1284	951	977	1367	640	521	592	342	625	821	238	
Pb	42	35	45	12.1	29.6	35	28.6	74	51	90	65	19.6	70	
Th	19.9	21.2	49	23.2	9.6	9	12.1	8.8	8	8.1	10.3	33	9.6	
U	4	4	6	4	5	2.3	5.6	4	3	3	3	2.6	2.4	
La	82	43	78	75	38	41	38	19	20	20	13	93	8	
Ce	117	64	101	108	73	67	78	24	43	21	22	172	11	
Nd	49	31	42	47	30	20.9	27.2	16	17	13	14	64	<8	

Table 1 (cont.): XRF Data for Macururé and Poço Redondo-Marancó domains granites.

Granite	Caraiibas (MDSCG)				Pedra Furada (MDSCG)				Monte Alegre (MDSCG)			Camará (MDPCG)	
Sample	JUD-10A	JUD-10B	JUD-11	JUD-09	JTC-10	JUMS-14B	JUMS-16	JUMS-18	JUD-19	JUD-21	JUD-22B	JUTC-07	JUTC-08
SiO ₂	69.88	71.52	67.33	63.82	71.31	70.79	73.8	72.52	71.87	72.44	54.17	57.85	65.98
TiO ₂	0.401	0.269	0.513	0.725	0.37	0.388	0.181	0.184	0.205	0.208	1.255	0.96	0.59
Al ₂ O ₃	15.24	15.64	16.72	14.62	14.84	15.34	14.44	15.1	15.17	15.38	12.8	15.03	14.72
Fe ₂ O _{3t}	2.11	1.02	2.45	4.67	1.43	1.52	0.97	0.95	0.95	1.16	8.15	7.69	4.22
MnO	0.026	0.013	0.03	0.082	0.016	0.016	0.017	0.012	0.017	0.017	0.124	0.121	0.060
MgO	1.22	0.43	0.85	2.87	0.36	0.4	0.25	0.28	0.32	0.42	5.42	5.70	2.91
CaO	2.18	1.35	2.94	4.02	1.01	1.03	0.83	0.85	1.03	1.07	6.91	5.57	3.42
Na ₂ O	4.42	4.91	4.39	3.28	4.16	4.16	4.52	4.4	4.29	4.44	2.54	3.21	3.58
K ₂ O	3.44	4	3.26	4.04	5.47	5.52	4.68	5.05	4.75	4.51	5.13	2.54	2.78
P ₂ O ₅	0.103	0.085	0.148	0.309	0.119	0.129	0.077	0.101	0.07	0.069	1.467	0.289	0.171
LOI	0.8	0.52	1.04	0.59	0.35	0.29	0.32	0.67	0.96	0.6	0.87	0.90	0.91
Total	99.8	99.8	99.7	99	99.40	99.6	100.1	100.1	99.6	100.3	98.8	99.90	99.30
V	35	24	27.6	88	19.9	25.3	11.3	11	12.1	14.8	152	144	82
Cr	143	53	63	320	14.7	35	13.1	9.5	33	50	115	299	152
Ni	14.2	1.7	2.1	23.3	<1	<1	6.9	7.3	1.1	1.4	27.2	99	53
Zn	65	53	59	73	63	62	44	48	46	41	112	96	69
Ga	23.7	21.9	24.4	20.3	28.9	25.2	25.1	24.5	22	23.4	19.1	21.2	19.1
Rb	128	117	112	130	216	212	229	216	180	198	143	82	96
Sr	440	454	524	649	595	602	294	333	580	541	791	476	478
Y	4.4	<1	4.5	18.8	3	2.3	3.6	4.7	1.4	2.3	33	21.2	15.2
Zr	139	144	186	202	292	280	126	121	134	121	187	169	157
Nb	6.2	3.3	7.8	10.3	5.6	6.2	3.8	3	4.1	4.6	9.8	9.9	7.7
Ba	735	1050	899	1167	1407	1358	580	833	1125	897	2252	878	930
Pb	55	57	39	38	50	51	51	57	45	46	24.4	20.8	28
Th	9.4	8.4	13.2	16.1	46	49	30	18.5	13.6	13.5	12.4	7.1	17.2
U	6	2	3	3	7	7	7.9	6.2	3	4	5	3	4
La	16	17	49	54	126	141	47	49	33	16	116	31	66
Ce	44	40	79	97	194	172	65	55	43	43	182	61	106
Nd	20	21	29	37	75	67	25.7	17.2	25	20	81	28	35

Table 1 (cont.): XRF Data for Macururé and Poço Redondo-Marancó domains granites.

Granite	Camará		Coronel João Sá (MDPCG)				Sítios Novos (PRDG)						
Sample	JUTC-85	JUMS-35	JUD-56	JUD-66	JUD-69	JUD-70	JUD-104	JUD-106	JUD-107	JUD-108	JUD-203	JUD-204	JUD-205
SiO ₂	65.11	61.14	68.57	66.36	70	62.58	70.23	70.06	66.52	70.18	66.93	66.18	67.28
TiO ₂	0.63	0.819	0.805	0.721	0.546	0.971	0.268	0.374	0.626	0.369	0.595	0.614	0.526
Al ₂ O ₃	14.82	15.14	15.07	15.47	15.21	15.15	15.63	15.27	16.7	15.24	14.9	14.7	14.89
Fe ₂ O _{3t}	4.74	6.02	2.9	3.72	2.24	5.42	1.56	1.68	2.4	1.73	3.46	3.84	3.3
MnO	0.083	0.09	0.026	0.053	0.025	0.083	0.027	0.026	0.016	0.033	0.055	0.058	0.052
MgO	3.32	4.65	0.99	1.71	0.88	2.93	0.5	0.5	0.61	0.62	2.4	2.68	2.23
CaO	3.68	4.26	3.29	3.89	2.86	4.51	1.49	1.18	1.23	1.27	3.25	3.36	3.26
Na ₂ O	3.56	3.2	3.72	3.6	4.24	3.12	4.41	4.33	4.52	4.48	3.59	3.54	3.74
K ₂ O	3.19	3.12	3.31	3.4	3.2	3.58	5.15	5.31	6.19	4.69	3.86	3.52	3.47
P ₂ O ₅	0.179	0.201	0.197	0.23	0.148	0.352	0.107	0.155	0.234	0.198	0.181	0.172	0.154
LOI	0.81	0.95	0.71	0.53	0.39	0.55	0.68	0.75	0.44	0.83	0.52	0.66	0.57
Total	100.10	99.6	99.6	99.7	99.7	99.2	100.1	99.6	99.5	99.6	99.7	99.3	99.5
V	86	120	44	80	43	118	23.9	27	38	27.8	55	60	55
Cr	177	268	45	70	53	253	40	69	130	24.2	206	221	178
Ni	60	80	3.5	10.5	3.9	21.6	1	1.9	1.9	3.6	32	35	29.7
Zn	78	82	93	78	69	101	46	47	72	53	67	74	64
Ga	21.1	20.9	25.3	22.5	24	22.6	25.4	25.3	23.3	25	22.2	22.1	22.3
Rb	116	113	109	103	102	103	168	206	235	191	131	125	121
Sr	403	395	472	615	529	667	490	476	762	561	325	350	342
Y	11.6	25.4	5.5	12.9	6.4	19	4.9	4.1	5	11.7	10.6	10.6	9.7
Zr	162	162	224	214	179	301	204	252	447	174	180	181	168
Nb	8.1	9.7	12.4	11.4	8.5	12.3	4.9	4.7	4.5	9	9.9	9.9	8.6
Ba	876	852	903	1010	912	1283	1245	1367	2214	1116	690	765	648
Pb	28.8	26.6	23.8	31	26.5	22.4	59	55	44	53	54	47	48
Th	9.5	10	12.9	14.6	13.1	20	17.9	24.4	20.6	9.6	13.6	11.9	10.2
U	4	2	2	3	3	3	7	7	4	5	3	3	3
La	44	39	52	69	41	85	47	74	195	47	40	42	36
Ce	66	76	71	107	61	145	67	107	213	86	68	63	51
Nd	27	30	31	49	22	54	31	41	118	36	32	25	21

Table 1 (cont.): XRF Data for Macururé and Poço Redondo-Marancó domains granites.

Granite	Sítios Novos	Queimada Grande (PRDG)												
Sample	JUD-206	JUD-94A	JUD-99	JUD-102	JUD-109	JUD-116	JUD-118	JUD-119	JUD-128A	JUD-128B	JUD-133A	JUD-133B	JUD-177	
SiO ₂	67.52	65.81	64.64	65.18	70.89	66.63	64.04	59.54	61.77	61.94	57.6	64.55	68.03	
TiO ₂	0.548	0.805	0.703	0.655	0.407	0.681	0.758	1.034	0.76	0.98	1.099	0.731	0.582	
Al ₂ O ₃	14.82	15.14	15.21	14.75	14.14	15.87	15.26	15.34	15.35	15.23	16.21	15.07	16.09	
Fe ₂ O _{3t}	3.46	3.93	4.25	4.2	2.27	3.36	4.44	6.33	5.47	5.33	7.31	4.58	2.84	
MnO	0.051	0.059	0.065	0.065	0.042	0.046	0.067	0.103	0.085	0.079	0.12	0.072	0.038	
MgO	2.27	1.88	2.16	2.56	0.94	1.04	2.28	3.74	3.19	3.01	4.52	2.38	0.87	
CaO	3.46	3.39	3.68	4.01	1.91	2.93	3.76	4.87	3.94	4.14	5.08	3.57	2.57	
Na ₂ O	3.74	4.24	3.93	3.69	3.8	4.14	3.95	4.13	4.13	3.77	4.38	3.65	4.09	
K ₂ O	3.2	3.33	3.71	3.54	4.61	3.95	4.02	3.44	3.25	3.79	2.27	3.9	4.15	
P ₂ O ₅	0.148	0.351	0.298	0.221	0.176	0.233	0.293	0.422	0.331	0.396	0.364	0.286	0.186	
LOI	0.51	0.54	0.48	0.53	0.78	0.41	0.78	0.65	0.84	0.72	1.05	0.79	0.44	
Total	99.7	99.5	99.1	99.4	100	99.3	99.6	99.6	99.1	99.4	100	99.6	99.9	
V	59	83	74	81	39	63	78	126	101	97	140	79	47	
Cr	393	129	127	284	81	96	140	159	162	257	352	327	33	
Ni	31	19.1	20.9	33	8.3	2.2	21.5	40	34	34	59	25.4	1.6	
Zn	64	77	69	58	48	80	72	103	99	89	118	71	69	
Ga	21.1	22.2	21.3	20.3	23.5	24.5	22.7	24.2	24.1	24.4	26	21.2	24.3	
Rb	107	107	126	124	163	141	123	144	151	131	131	127	151	
Sr	371	723	581	481	352	615	589	663	634	688	528	563	571	
Y	9.7	21.4	16.9	20.3	9.2	14	15.1	14.4	12.6	17.3	14.7	15.7	10.6	
Zr	156	226	237	233	158	241	217	211	206	271	259	232	200	
Nb	8.4	11.5	12.3	12.7	9.7	13.9	11.6	10.4	7.4	12.3	10.3	11.6	12.2	
Ba	693	1047	1135	840	616	1420	1118	1008	896	1101	362	952	1362	
Pb	45	38	37	37	48	35	41	38	44	43	27.3	45	39	
Th	9.7	9.6	24	18.8	26.5	18.5	14.1	11.6	17.4	18.6	12.1	22.3	16.5	
U	3	3	4	4	9	4	5	4	4	6	5	4	3	
La	21	72	56	37	58	49	51	41	61	71	51	50	32	
Ce	50	79	71	70	57	96	66	75	85	97	79	65	70	
Nd	24	45	30	34	24	38	33	31	33	35	26	21	31	

Table 1 (cont.): XRF Data for Macururé and Poço Redondo-Marancó domains granites.

Granite	Queimada Grande		Poço Redondo (PRDG)											
	JUD-179	JUD-188	JUD-157	JUD-159	JUD-163	JUD-182	JUD-183	JUD-184A	JUD-184B	JUD-184C	JUD-185	JUD-186	JUD-191	
SiO ₂	69.73	64.05	75.41	72.09	72.24	74.46	72.03	70.31	72.85	66.17	73.68	74.5	71.85	
TiO ₂	0.322	0.893	0.085	0.225	0.148	0.076	0.248	0.307	0.145	0.483	0.111	0.061	0.247	
Al ₂ O ₃	15.97	15.22	14.14	14.89	15.2	14.88	15.19	15.85	14.97	17.06	14.93	14.62	15.34	
Fe ₂ O _{3t}	1.6	4.81	0.86	1.74	1.5	0.95	1.94	2.33	1.26	3.69	1.07	0.5	1.99	
MnO	0.023	0.075	0.032	0.036	0.035	0.056	0.048	0.064	0.034	0.069	0.039	0.035	0.059	
MgO	0.45	2.56	0.22	0.42	0.42	0.25	0.51	0.57	0.3	0.93	0.26	0.07	0.49	
CaO	1.41	3.65	1.71	1.78	1.85	0.98	2	2.2	1.58	3.35	1.15	1.01	2.17	
Na ₂ O	4.8	3.59	3.59	3.58	3.4	3.37	3.54	3.92	3.49	3.91	3.47	3.72	3.65	
K ₂ O	4.46	3.85	3.67	4.1	4.03	4.48	3.71	3.82	4.72	2.38	5.12	5.35	3.48	
P ₂ O ₅	0.119	0.341	0.034	0.058	0.08	0.104	0.098	0.17	0.054	0.296	0.099	0.011	0.12	
LOI	0.5	0.67	0.51	0.46	0.7	0.66	0.44	0.45	0.43	0.72	0.45	0.25	0.48	
Total	99.4	99.7	100.3	99.4	99.6	100.3	99.8	100	99.8	99.1	100.4	100.13	99.9	
V	24.2	79	10.6	16.3	11.7	5.8	19.5	18.5	12.8	35	8.4	4.7	11.8	
Cr	31	134	32	112	41	29.1	68	51	115	103	44	71	58	
Ni	1.2	24.9	<1	1.2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
Zn	55	79	22.1	49	46	32	52	66	37	89	42	18.1	57	
Ga	25.9	21.2	14.5	20.3	19.8	20.8	21.4	23.7	18.7	23.9	17.9	21.7	23.3	
Rb	148	129	95	134	127	159	150	157	165	118	181	207	147	
Sr	637	557	272	262	226	104	308	306	251	547	155	115	268	
Y	6.2	18.3	10.7	11.6	13.1	15.3	10.2	18.6	16.2	18.7	10.1	12.5	11	
Zr	158	265	59	108	88	61	150	184	91	291	90	35	190	
Nb	6.4	14.8	6.9	10	8.8	11.7	13.6	15.3	8.9	15.2	8.6	19.8	15.7	
Ba	1339	1051	1136	781	720	360	835	736	718	977	510	242	759	
Pb	42	39	35	29.6	32	31	20.7	24.9	33	23	35.1	63	27	
Th	9.8	30.1	7.2	7.5	12.2	5.9	7.6	8.3	5.4	8.1	13	7.3	13.3	
U	3	6	2	2	<2	2	2	3	2	2	2	7	2	
La	30	67	17	16	25	13	22	35	6	49	16	<4	32	
Ce	57	99	27	31	46	29	44	61	25	91	34	20	59	
Nd	28	40	16	15	24	16	18	33	12	43	23	<8	27	

According to the classification diagram proposed by Frost et al. (2001), based on iron/magnesium relations, the MDPCG and the majority of the MDSCG are magnesian and only one sample from the MDSCG is ferroan (Fig. 6C). The majority of GGG and SNG are magnesian with only two samples, of each group, plotting in the ferroan field (Fig. 6C); the PRG are ferroan (Fig. 6C). Frost et al. (2001) have proposed another classification diagram based on CaO , Na_2O e K_2O relations; in this diagram the MDPCG plot in the calc-alkalic field, whereas the MDSCG and the PRMDG plot in all fields of the diagram (Fig. 6D).

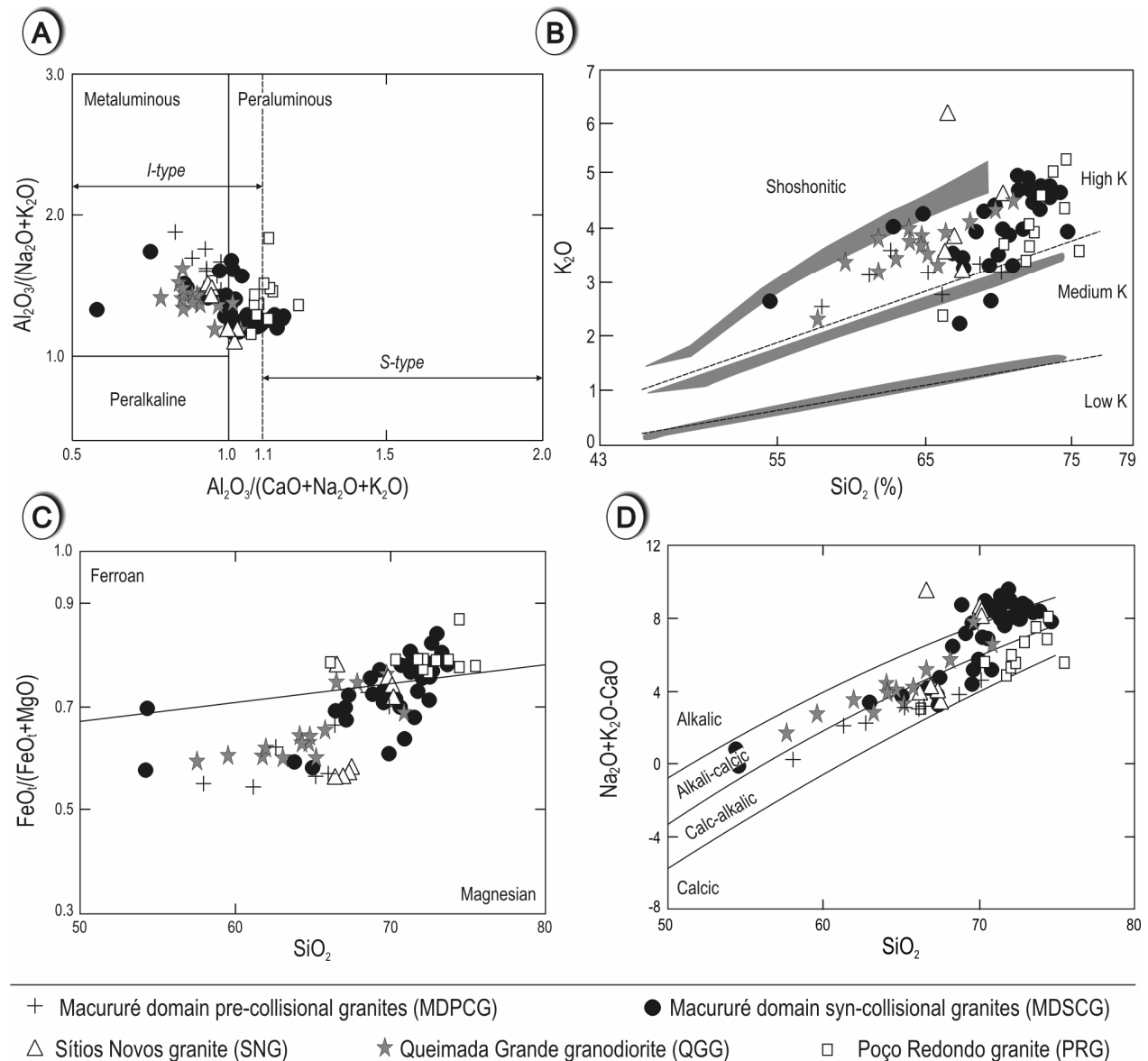


Fig. 6: A. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ molar vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ molar diagram (Shand (1947) modified by Maniar and Piccoli (1989)), dashed line represents the boundary between I- and S-type granites (Chappell and White 1992); B. SiO_2 vs K_2O diagram with subdivisions after Le Maitre et. al (1989) and Rickwood (1989); C. SiO_2 vs $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ diagram (Frost et al. 2001); D. SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ diagram (Frost et al. 2001).

According to the diagram of Pearce (1996) the MDPCG, QGG and SNG are classified as volcanic arc granites and the data for MDSCG and PRG straddle the fields of volcanic arc and syn-collisional granites; only one sample of the MDSCG plots in the within plate granite field (Fig. 7A). However, caution must be taken when using Pearce tectonic classification diagrams, as these were defined using Phanerozoic granites, and their application to Proterozoic granites is still a matter of debate (Förster et al. 1997).

The MDPCG plot in the normal I/S-type field of the diagram proposed by Whalen et al. (1987) to constrain the sources of granite melt generation (Fig. 7B). The MDSCG and the PRMDG plot in all fields of this diagram (Fig. 7B), suggesting involvement of several sources in their petrogenesis.

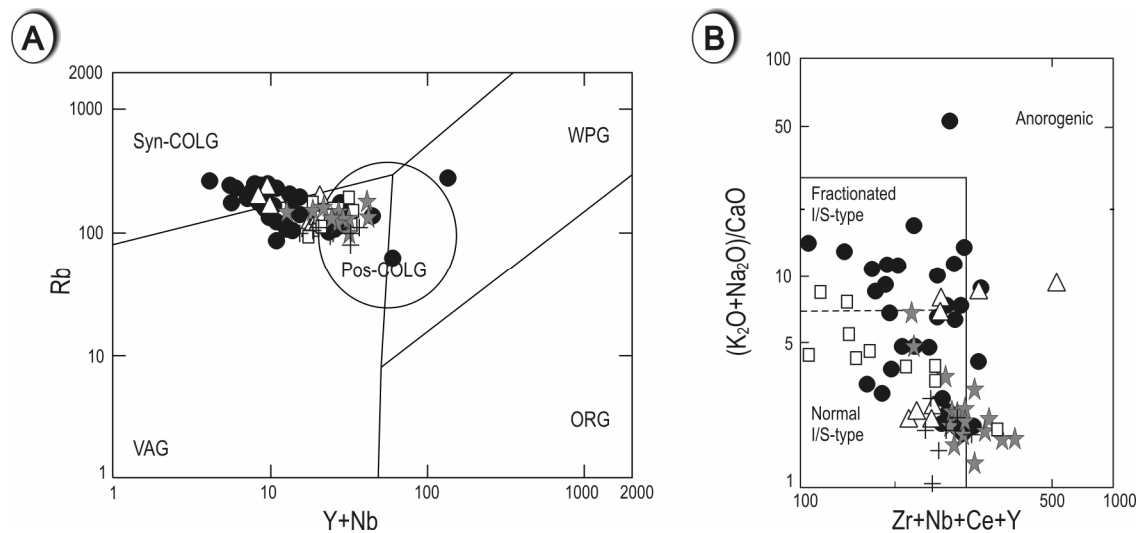


Fig. 7: A. Rb-(Y+Nb) tectonic discrimination diagram for granites (Pearce et al. (1984), Pearce (1996)); B. $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs. $(Zr+Nb+Ce+Y)$ classification diagram (Whalen et al., 1987). Symbols as in Fig. 6.

In the Harker-type variation diagrams (Fig. 8) Fe_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 , MgO and CaO decrease whereas K_2O and Na_2O increase with increasing SiO_2 content. Nb (not shown) and V show negative correlation with SiO_2 , while Rb and Pb present positive correlations with SiO_2 . Sr, Zr and Ba behave like the two latter elements.

During progressive fractional crystallization the S-type melts tend to be more peraluminous. Because apatite is soluble in peraluminous and felsic melts, the abundance of P_2O_5 increase in S-type granites with fractionation (Chappell & White 2001). According to this criterion all the studied granites show a decrease of P_2O_5 with increasing SiO_2 indicating I-type granite characteristics.

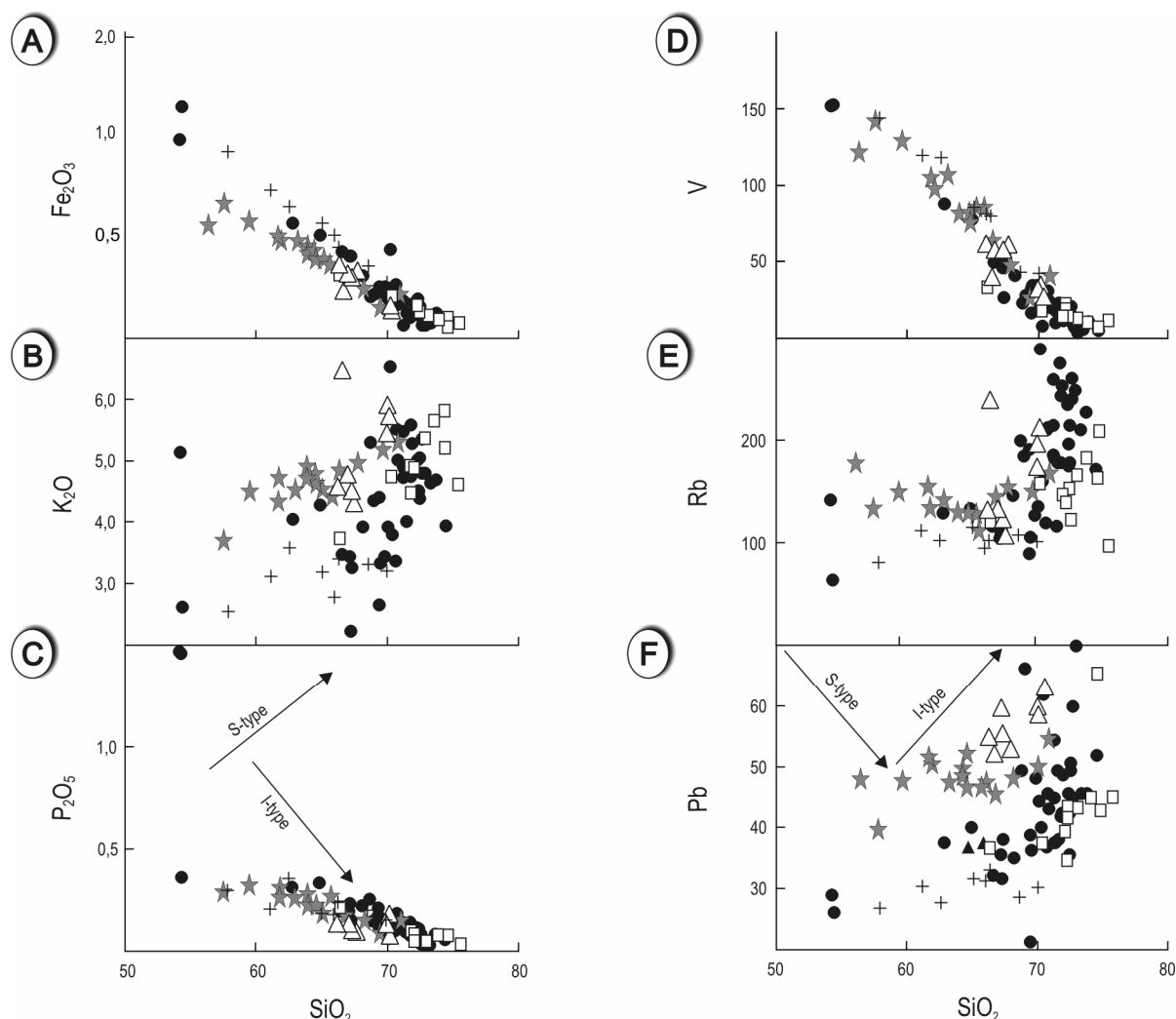


Fig. 8: Selected major and trace elements variation diagrams for Macururé domain collisional granites. Trends of S- and I-type granites from Chappell and White (1992). Symbols as in Fig. 6.

5. Nd and Sr isotope geochemistry

Sr and Nd isotope analyses were performed in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília following the techniques of Gioia and Pimentel (2000). Approximately 60 mg of powdered rock samples were dissolved for Sr, Sm, and Nd extraction in successive acid attacks with concentrated HF, HNO₃, and HCl. A mixed ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd spike was added to the solution before the first acid attack. Sr and the REE group were separated from the whole-rock solutions using a conventional ion exchange. Subsequently, Sm and Nd were extracted by reverse-phase chromatography in columns packed with HDEHP (diethylhexyl phosphoric acid) supported on PTFE powder. Sr, Sm, and Nd aliquots were loaded onto double Re evaporation filaments, and the isotopic measurements were carried out on a multicollector Finnigan MAT-262 mass spectrometer in static mode.

Table 2: Sm-Nd isotopic data for Macururé and Poço-Redondo Marancó domains rocks.

Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	(¹⁴⁷ Sm / ¹⁴⁴ Nd) _m	(¹⁴³ Nd / ¹⁴⁴ Nd) _m	(¹⁴³ Nd / ¹⁴⁴ Nd) _i	εNd ₍₀₎	εNd _(T)	T _{DM} (Ga)	T (Ga)
JUTC-138B	5.297	29.585	0.1082	0.512058	0.511647	-11.31	-4.76	1.41	0.58
JUMS-09	5.129	29.869	0.1038	0.512031	0.511637	-11.84	-4.96	1.39	0.58
JUMS-14B	8.132	59.410	0.0827	0.511990	0.511676	-12.64	-4.20	1.22	0.58
JUMS-27	9.644	59.560	0.0979	0.512064	0.511692	-11.20	-3.88	1.28	0.58
JUMS-33	4.780	29.462	0.0981	0.512054	0.511681	-11.40	-4.09	1.30	0.58
JUTC-33	5.778	37.770	0.0925	0.512057	0.511705	-11.33	-3.61	1.23	0.58
JUD-34	2.425	10.506	0.1395	0.512129	0.511599	-9.92	-5.70	1.86	0.58
JUD-80A	10.348	65.733	0.0952	0.512059	0.511697	-11.29	-3.78	1.26	0.58
JUD-80B	2.190	8.223	0.1610	0.512419	0.511807	-4.27	-1.63	1.78	0.58
JUD-11	5.135	32.128	0.0966	0.511897	0.511530	-14.46	-7.04	1.48	0.58
FS-84A	5.795	33.587	0.1043	0.511894	0.511498	-14.52	-7.67	1.60	0.58
FS-88	6.115	35.097	0.1053	0.512066	0.511666	-11.16	-4.39	1.36	0.58
JUD-18	7.736	50.422	0.0927	0.511639	0.511287	-19.49	-11.79	1.76	0.58
JUD-33	8.745	47.379	0.1116	0.512122	0.511698	-10.07	-3.76	1.36	0.58
JUD-5	4.429	26.165	0.1023	0.511957	0.511568	-13.28	-6.30	1.47	0.58
JUD-21	3.282	17.547	0.1131	0.512132	0.511702	-9.87	-3.68	1.37	0.58
JUD-22B	16.463	87.026	0.1144	0.512127	0.511692	-9.96	-3.87	1.39	0.58
JUD-72	3.908	24.428	0.0967	0.511860	0.511493	-15.17	-7.77	1.53	0.58
JUD-88	4.490	26.277	0.1033	0.511918	0.511525	-14.04	-7.13	1.54	0.58
JUD-35A	5.724	27.246	0.1270	0.512159	0.511676	-9.35	-4.18	1.54	0.58
FS-57	5.481	25.333	0.1308	0.512248	0.511751	-7.61	-2.73	1.45	0.58
FS-85	4.993	23.051	0.1309	0.512291	0.511794	-6.77	-1.89	1.37	0.58
FS-90	7.437	36.673	0.1226	0.511973	0.511507	-12.97	-7.49	1.78	0.58
FS-65	7.227	38.850	0.1124	0.512047	0.511620	-11.53	-5.29	1.49	0.58
FS-67	23.325	105.255	0.1340	0.512246	0.511737	-7.65	-3.00	1.51	0.58
JUMS-35	6.189	32.729	0.1143	0.511919	0.511451	-14.02	-7.45	1.71	0.625
JUD-101	16.440	84.503	0.1180	0.512206	0.511723	-8.43	-2.14	1.32	0.625
JUD-133B	6.691	38.904	0.1040	0.512128	0.511702	-9.95	-2.55	1.26	0.625
JUD-179	4.736	26.639	0.1075	0.512214	0.511774	-8.27	-1.15	1.18	0.625
JUD-109	4.100	24.006	0.1032	0.512161	0.511738	-9.30	-1.84	1.21	0.625
JUD-204	5.218	28.983	0.1088	0.511998	0.511552	-12.48	-5.47	1.51	0.625
JUD-157	2.375	12.227	0.1174	0.512043	0.511562	-11.61	-5.28	1.57	0.625
JUD-191	5.099	28.806	0.1070	0.512054	0.511616	-11.39	-4.23	1.40	0.625
JUD-183	2.906	15.503	0.1133	0.512015	0.511551	-12.15	-5.50	1.55	0.625
MMC-90B	4.166	24.337	0.1035	0.511967	0.511543	-13.09	-5.65	1.48	0.625
MMC-128	10.605	44.981	0.1425	0.512341	0.511757	-5.79	-1.47	1.48	0.625

Mass fractionation corrections were made using a ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr ratio value of 8.3752. 1σ uncertainties on the measured ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio were better than 0.01%. For Sm/Nd and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios, the uncertainties are better than 0.1% (2σ) and 0.003% (2σ), respectively, after repeated analyses of international rock

standards BCR-1 and BHVO-1. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. Nd and Sr procedure blanks were less than 150 and 300 pg, respectively. The T_{DM} values were calculated using the model of DePaolo (1981).

Table 3: Sr isotopic data for Macururé and Poço-Redondo Marancó domains rocks.

Sample	Type	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon\text{Sr}_{(0)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(T)}$	T (Ga)
JUTC-138B	Itabi granite	117	452	0.71513	0.749465	0.708932	150.8872	72.6873	0.58
JUMS-09	Itabi granite	110	503	0.71514	0.633183	0.709904	151.0291	86.4928	0.58
JUMS-14B	Pedra Furada granite	212	602	0.71678	1.019797	0.708346	174.3080	64.3662	0.58
JUMS-27	Areias granite	201	548	0.71723	1.062207	0.708446	180.6955	65.7766	0.58
JUMS-33	Areias granite	255	480	0.72131	1.539101	0.708582	238.6089	67.7101	0.58
JUTC-33	Angico granite	187	615	0.71564	0.880425	0.708359	158.1263	64.5454	0.58
JUD-34	Glória granite	262	224	0.73982	3.394788	0.711745	501.3485	112.6573	0.58
JUD-80A	Glória granite	84	649	0.71213	0.374636	0.709032	108.3038	74.1058	0.58
JUD-80B	Glória granite	285	131	0.76371	6.329243	0.711367	840.4542	107.2871	0.58
JUD-11	Caraibas granite	112	524	0.71607	0.618915	0.710952	164.2300	101.3830	0.58
FS-84A	Caraibas granite	140	523	0.71700	0.775194	0.710589	177.4308	96.2335	0.58
FS-88	Formosa granite	192	661	0.71477	0.840985	0.707815	145.7771	56.8185	0.58
JUD-18	Formosa granite	90	531	0.71458	0.490714	0.710522	143.0802	95.2766	0.58
JUD-33	Capivara granite	134	658	0.71356	0.589543	0.708684	128.6018	69.1715	0.58
JUD-5	Canudos granite	193	525	0.71751	1.064642	0.708705	184.6700	69.4688	0.58
JUD-21	Monte Alegre granite	198	541	0.71733	1.059903	0.708565	182.1150	67.4683	0.58
JUD-22B	Monte Alegre granite	143	791	0.71322	0.523337	0.708892	123.7757	72.1201	0.58
JUD-72	Santa Helena granite	137	529	0.71708	0.749984	0.710878	178.5664	100.3323	0.58
JUD-88	Santa Helena granite	161	443	0.72090	1.052866	0.712193	232.7892	119.0186	0.58
JUD-35A	Center Macururé garnet-schist	119	91	0.74121	3.795983	0.709817	521.0788	85.2654	0.58
FS-57	Center Macururé garnet-schist	41	105	0.77320	1.137043	0.763797	975.1597	852.2195	0.58
FS-85	West Macururé garnet-schist	85	99	0.72573	2.488520	0.705150	301.3485	18.9517	0.58
FS-90	West Macururé garnet-schist	122	63	0.76068	5.632074	0.714103	797.4450	146.1550	0.58
FS-65	East Macururé garnet-schist	159	413	0.72591	1.115866	0.716682	303.9035	182.7993	0.58
FS-67	East Macururé garnet-schist	62	209	0.71274	0.858711	0.705638	116.9624	25.8929	0.58
JUMS-35	Camará tonalite	113	395	0.71654	0.828410	0.709155	170.9013	76.6219	0.625
JUD-101	Queimada Grande granodiorite	172	1312	0.71127	0.379431	0.707888	96.0965	58.6105	0.625
JUD-133B	Queimada Grande granodiorite	127	563	0.71269	0.652972	0.706869	116.2527	44.1386	0.625
JUD-179	Queimada Grande granodiorite	148	637	0.71273	0.672548	0.706735	116.8204	42.2273	0.625
JUD-109	Queimada Grande granodiorite	163	352	0.71852	1.341201	0.706564	199.0064	39.8017	0.625
JUD-204	Sítios Novos granite	125	350	0.72086	1.034644	0.711637	232.2214	111.8828	0.625
JUD-157	Poço Redondo granite	95	272	0.72285	1.012020	0.713828	260.4684	143.0252	0.625
JUD-191	Poço Redondo granite	147	268	0.72835	1.590200	0.714174	338.5380	147.9389	0.625
JUD-183	Poço Redondo granite	150	308	0.72611	1.411608	0.713526	306.7424	138.7321	0.625
MMC-90B	Poço Redondo migmatite	61	310	0.71574	0.569768	0.710661	159.5458	98.0164	0.625
MMC-128	Poço Redondo migmatite	202	126	0.75988	4.662253	0.718318	786.0894	206.8251	0.625

Sr and Nd isotopic analyses were carried out for 35 samples from the Macururé and Poço Redondo-Marancó rocks (Tables 2 and 3). Initial ϵ_{Nd} and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for Macururé domain pre-collisional

granites (MDPCG), Poço Redondo-Marancó domain granites (PRMDG) and Poço Redondo migmatite were calculated to 625 Ma, while initial ϵ_{Nd} and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values for Macururé domain syn-collisional granites (MDSCG) and Macururé schists the age of 580 Ma was chosen on the basis of the U–Pb zircon and titanite ages.

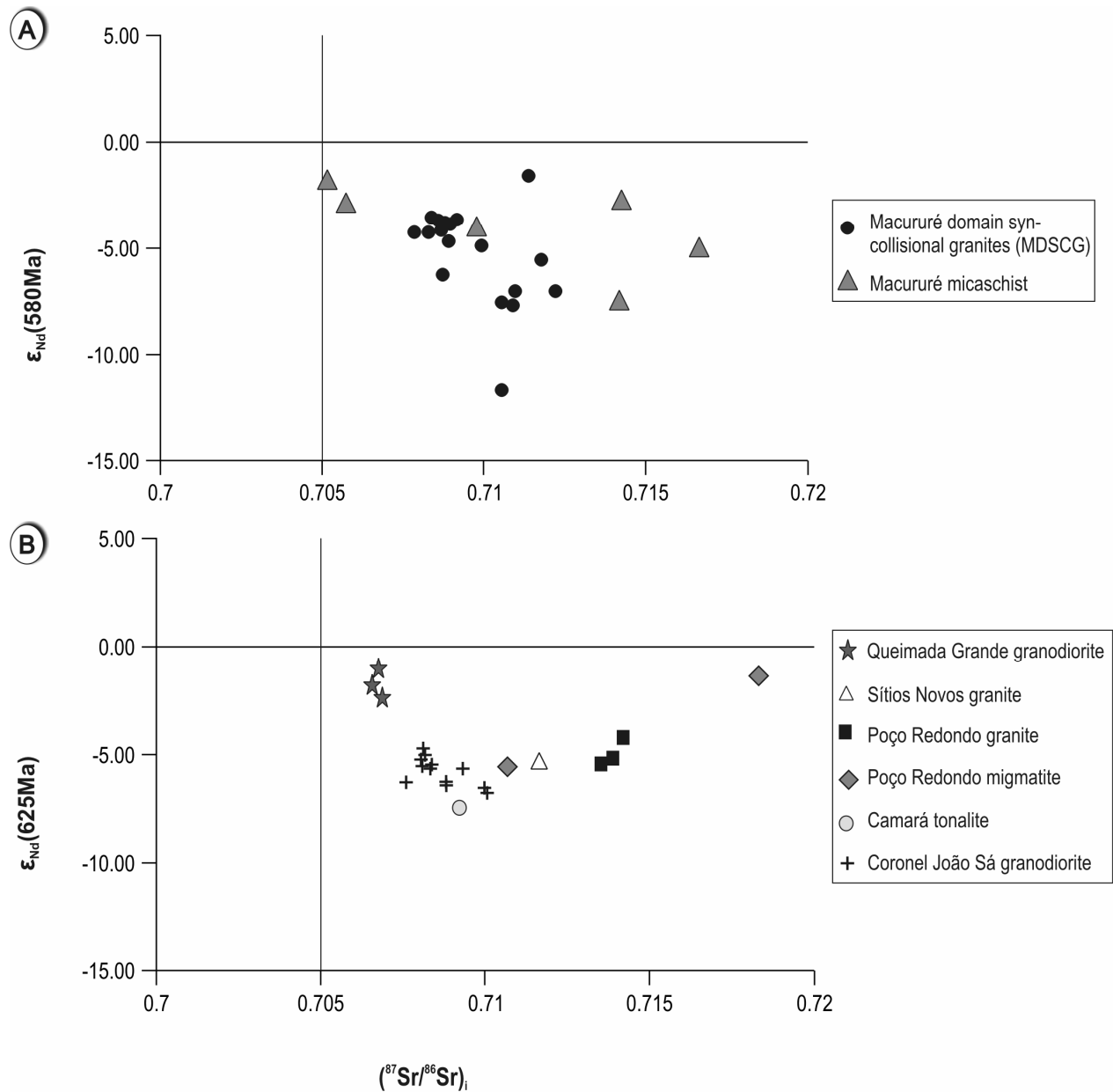


Fig. 9: $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ plot for rocks of Macururé and Poço Redondo-Marancó domains. A. Plot of Macururé domain syn-collisional granites (MDSCG) and Macururé micaschists; B. Plot of Poço Redondo-Marancó domain granites (PRMDG): Queimada Grande granodiorite, Sítios Novos granite and Poço Redondo granite; Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite are plutons of Macururé domain pre-collisional granites (MDPCG). Data for Coronel João Sá granite are from Long et al. (2005).

The Camará tonalite, one of the MDPCG, has a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratio of 0.70916, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of -7.45 and T_{DM} of 1.71 Ga (Tables 2 and 3, Fig. 9B). The other type of MDPCG is the Coronel João Sá granodiorite that has been previously studied by Silva Filho et al. (1997), McReath et al. (1998) and Long et al. (2005). These authors have obtained $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios for the Coronel João Sá granodiorite ranging from 0.7123 to 0.7167, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of -4.8 to -6.9 and T_{DM} from 1.50 to 1.70 Ga (Fig. 9B). The MDSCG show a large range in $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios (0.70782 to 0.71219) and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (-1.63 to -11.79), but present a narrow range in T_{DM} , varying from 1.22 to 1.86 Ga (Fig. 9A). The Macururé micaschists show a very large range in $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios from 0.70515 to 0.76379, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ranging from -1.89 to -7.49 and T_{DM} ranging from 1.37 to 1.78 Ga (Fig. 9A).

The Poço Redondo-Marancó domain granites (PRMDG) gave the following results (Fig. 9B): (i) Queimada Grande granodiorite: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios ranging from 0.70656 to 0.70789, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ slightly negative ranging from -1.15 to -2.55 and T_{DM} varying of 1.18 to 1.32 Ga; (ii) Sítios Novos granite: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratio = 0.71164, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = -5.47 and T_{DM} = 1.51 Ga and (iii) Poço Redondo granite: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios ranging from 0.71353 to 0.71417, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ranging from -4.23 to -5.50 and T_{DM} varying of 1.40 to 1.57 Ga. Two analyses were obtained for the Poço Redondo migmatites and the data are: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios (0.71066-0.71832), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (-1.47 to -5.65) and T_{DM} = 1.48 Ga.

6. Discussion

6.1. Source(s) for the ~ 580 Ma Macururé domain syn-collisional granites (MDSCG)

Our Sm-Nd and Rb-Sr isotope data provide insights into possible magma sources for the ca. 580 Ma-old Macururé syn-collisional granites. The granites variation of $\epsilon_{\text{Nd}}(580 \text{ Ma})$ from -1.63 to -11.79 (Fig. 10A) is observed also in the Macururé micaschists, Marancó metasediments, Poço Redondo migmatites and in rocks of the Pernambuco-Alagoas Massif (PEAL) (Fig. 10A), which can be potential melting sources for the Macururé granites. The majority of the $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values shown by the MDSCG are similar to those found for the Macururé schists (Table 2), implying that the likely melting sources for the MDSCG are the Macururé micaschists or, alternatively, that the micaschists may have contributed material to the bulk geochemistry. There is only one exception observed in samples of the Formosa granite that presents one $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value of -4.39 and another of -11.79. Figure 10B shows a plot of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ for the Macururé syn-collisional granites and associated micaschists. The majority of granites plot in the field represented by the

micaschists, suggesting that they might be partial melts of the latter. Another piece of evidence that supports this hypothesis are the MDSCG depleted-mantle Nd model ages (T_{DM}) in the range 1.26-1.78 Ga (Table 2), which are very similar to T_{DM} values for Macururé micaschists, from 1.36 to 1.76 Ga. The more negative $\epsilon_{Nd}(t)$ value (-11.16) of the Formosa granite, which plots well below the field for Macururé micaschists, can be explained by magma mixing, or contamination with less radiogenic crust such as the Pernambuco-Alagoas Massif, or the São Francisco craton.

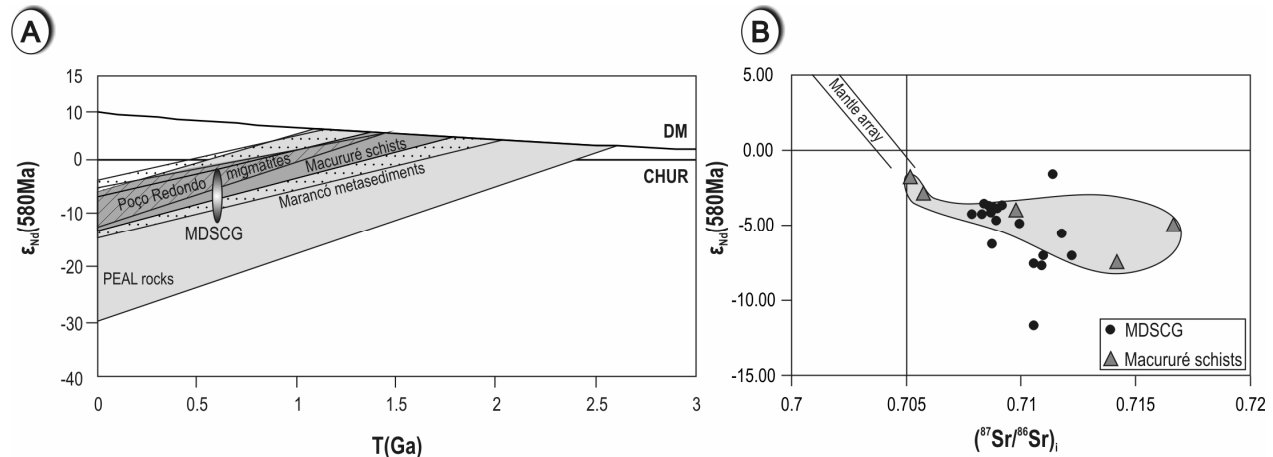


Fig. 10: A. Evolution of $\epsilon_{Nd}(580)$ for the MDSCG and their possible source components. Data for Poço Redondo migmatites and Marancó metasediments are from Carvalho (2005). Data for Pernambuco-Alagoas Massif (PEAL) are from Silva Filho et al. (2002); B. $\epsilon_{Nd}(580)$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ for MDSCG and Macururé micaschists.

To test the hypothesis of magma mixing, we performed quantitative modeling using a simple mixture equation for Nd and $\epsilon_{Nd}(t)$ data with the Macururé micaschist and the migmatite of the Pernambuco-Alagoas Massif. The obtained results (Fig. 11A) confirms the micaschists as the major component in the generation of syn-collisional granites and the rocks of Pernambuco-Alagoas massif as a minor component. The majority of MDSCG plots between the two compositional calculated lines for the mixture between de Macururé micaschists and the PEAL rocks, suggesting that the magma mixing is a suitable process to generate this granites. This same plot, of $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. Nd (Fig. 11B), also exclude the possibility of fractional crystallization as a major operating process in the generation of the granites because this process cannot account for the large range of variation in $\epsilon_{Nd}(t)$ values. Only the generation of the Monte Alegre and Areias granites can be explain by fractional crystallization.

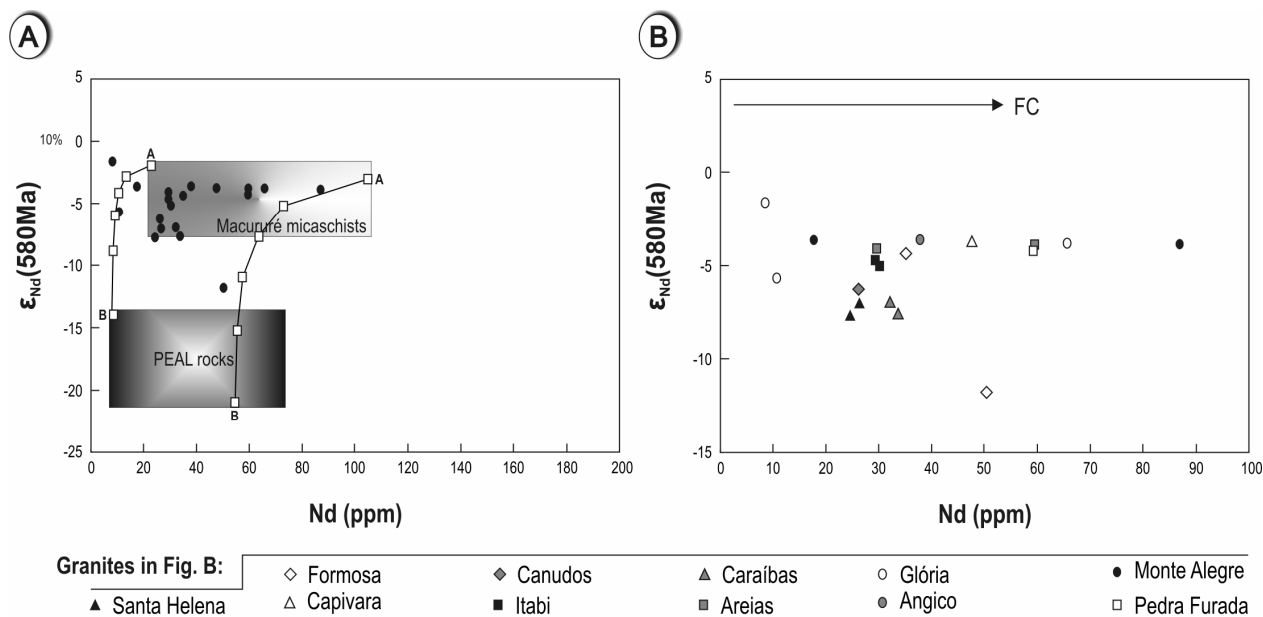


Fig. 11: A. $\epsilon_{Nd}(580)$ vs Nd for the MDSCG, represented by black ellipses. The gray rectangles represents field for Macururé micaschists and Pernambuco-Alagoas massif (PEAL) rocks. A and B represents samples of Macururé micaschist and PEAL migmatite, respectively, used as end-members of compositional modeling. The white square represents the calculated composition for a mixture between the two end-members in a 0, 20, 40, 60, 80 and 100% of each component. Note that the majority of samples for the MDSCG plot between the two compositional calculated lines for mixture. B. $\epsilon_{Nd}(580)$ vs Nd for MDSCG plotted as individual plutons. The arrow indicates the theoretical trend of fractional crystallization for the granites.

The Macururé domain is a typical sedimentary domain of the Sergipano belt bound by two regional-scale shear zones, namely the Belo Monte-Jeremoabo to the north and the São Miguel do Aleixo to the south (Fig. 2). This domain has undergone a substantial crustal thickening during the main deformation event D₂ that probably facilitated high degrees of partial melting of the metasedimentary pile to form the parental magmas of the MDSCG. In the easternmost part of the Macururé domain the micaschists show features of migmatization like many quartz-feldspar segregation that indicate considerable percentage of *in situ* partial melting. The contact between MDSCG and the micaschists are knife sharp, and intrusion of the granite barely caused contact metamorphism in the metasediments. These granites occasionally contain large rafts of metasedimentary rocks (Fig. 4C), apparently split off during granite intrusion.

According to Bueno et al. (2008) field observations support the suggestion that the granitic magmas migrated/crystallized along the S₂ axial plane foliation and were collected at the hinge zones of F₂ folds. In this situation, the axial plane foliation probably acted as a channel for magma migration and collection to form large scale batholiths. The space necessary for granite emplacement along the country rock's axial plane foliation may have been generated by hydraulic fracturing in a scenario similar to that suggested for leucogranites in the Himalayas (Searle et al., 2003).

The MDSCG show characteristics of I-type granites, such as decrease of P_2O_5 with increasing SiO_2 (Fig. 6C), positive correlation between Pb and SiO_2 (Fig. 6F), $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) < 1.1$ (Fig. 6A) and titanite. According to the original characteristics of S-type granites (Chappell and White 1974, 2001) these features conflict with derivation of the MDSCG by partial melting of the Macururé micaschists. However, the S-type characteristics were defined in granites generated from melting of pelites of the Lachlan Fold Belt. The Macururé Sequence is more Ca-rich and melting of it can generate magmas with geochemical signatures similar to those recorded in the MDSCG. In resume, the MDSCG features can be explained by the geochemical characteristics of the Macururé micaschists.

Oliveira et al. (2005) have obtained U-Pb SHRIMP detrital zircon data for Macururé domain quartzite and micaschist. The main cluster of zircon age is around 980 Ma with some zircon grains showing Archean ages (2.8 Ga and 3.1 Ga). According to these authors the protoliths of the Macururé metasediments resulted dominantly from erosion of sources with ages between 1.0 and 2.0 Ga, with a few grains coming from Archean sources. More significantly, no zircon grain younger than 900 Ma was observed which indicate a maximum deposition age for the Macururé sediments well before the Neoproterozoic Brasiliano orogeny, possibly shortly after the ca. 1.0 Ga Cariris Velhos orogeny (Brito Neves et al 1995). This affirmative is confirmed by the Sm-Nd isotope data of Oliveira et al. (2005) that indicate Nd model ages (T_{DM}) varying from 1.2 to 1.8 Ga (Fig. 12A). These T_{DM} are very similar to those found for the Poço Redondo-Marancó domain and Pernambuco-Alagoas Massif rocks (Fig. 12B). According to detrital zircon ages and the T_{DM} , the protoliths of Macururé domain metasediments may have originated by erosion of rocks from the Poço Redondo-Marancó domain and the Pernambuco-Alagoas Massif.

The Poço Redondo-Marancó Domain comprises metasediments, volcanic and plutonic rocks (Santos et al. 1988, Carvalho, 2005) with migmatitic basement. The Pernambuco-Alagoas Massif is built up mostly by orthogneisses and granites in its southern part (Silva Filho et al. 2002). If the Macururé micaschists resulted from erosion of the Poço Redondo-Marancó Domain and the Pernambuco-Alagoas Massif, they will have geochemical characteristics similar to the source rocks. Following this reasoning, if the Macururé micaschist have undergone high degrees of partial melting to form the MDSCG parental magmas, then these granites will have geochemical characteristics very close to the micaschists.

Crawford and Searle (1993) proposed that the collision-related leucogranites in North Pakistan are partial melts of biotite-rich sedimentary protoliths, even though the granites do not show Rb/Sr isotopic characteristics compatible with derivation from crustal protoliths. These authors concluded that the

sediments were immature and leucogranites have inherited their isotopic characteristics. In our case, the MDSCG show geochemical and isotopic characteristics of the likely source rocks of the Macururé micaschists, i.e. the Poço Redondo-Marancó domain and the Pernambuco-Alagoas massif.

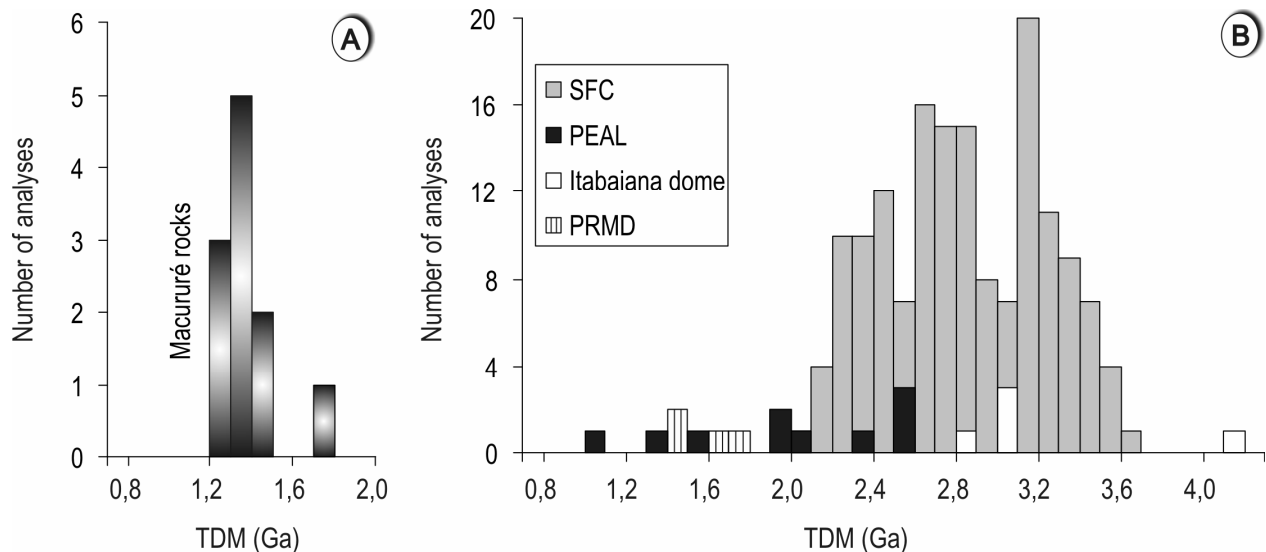


Fig. 12: Sm-Nd model ages for: A. Metasedimentary rocks of the Macururé domain; B. Potencial source areas. SFC = São Francisco Craton, PEAL = Pernambuco-Alagoas massif, PRMD = Poço Redondo-Marancó domain (after Oliveira et al. 2005).

For many geologists is a consensus that the geochemical compositions of granites are a function of the sources and crystallization history of the melt (Clemens 2003, Frost et al. 2001, Barbarin 1999, 1990, Förster et al. 1997, Pearce 1996), for this reason is too difficult to consider classification schemes that can enclose all types of granites presents in the crust. The I- and S-type classification was proposed by Chappell & White (1974) on the basis in observations made in low-temperature granites, in the southeast of Australia, that contain isotopic evidence demands contrasting source reservoirs for S- and I-type granitic magmas. According Clemens (2003) the SE Australia is one of the places in the world where it is particularly easy to see that such differences exist. For some reason/s, granites of the Lachlan Fold Belt preserve these differences while, in some other regions, granite typology can be somewhat less distinct. Crawford and Searle (1993) reported an existence of collision-related granitoid magmatism in North Pakistan that varying in composition from biotite-bearing aplitic granodiorites and monzogranites through two-mica granites to pegmatitic, garnet-muscovite leucogranites, it means, in the Himalayan area there are collisional granites resulted from partial melting of metasedimentary rocks that do not show the common S-type characteristics. In conclusion, our data support the hypothesis that MDSCG are product of high degrees of partial melting of the Macururé micaschists but they cannot be classified as S-type granites because they do not show the typical features of this granite type.

6.2. Sources for the ~ 625 Ma granites in the Macururé and Poço Redondo-Marancó domains

6.2.1. Source(s) for the Macururé domain pre-collisional granites (MDPCG)

The MDPCG are represented by the Camará tonalite and the Coronel João Sá granodiorite (Fig. 2). These granitoids are deformed in different scales by the tectonic events that affected the Macururé domain. The two plutons have similar U-Pb zircon ages, i.e. 628 ± 12 Ma for the Camará tonalite (Bueno et al. 2008) and 625 ± 2 Ma for the Coronel João Sá granodiorite (Long et al. 2005).

Long et al. (2005) have also commented on the petrogenesis of the Coronel João Sá granodiorite. On the basis of field relationships and Sr and Nd isotope these authors suggested that the granodiorite has originated by partial melting of a lower crust basaltic source, represented by amphibolite xenoliths entrained in the granodiorite, and a unknown crustal source represented by zircons with inherited cores. These authors concluded that the granodiorite magma was product of partial melting of local heterogeneous crustal sources with a small contribution from the mantle and the likely candidates of appropriate age and Sm-Nd isotope systematics are Archaen/Transamazonian basement and Cariris Velhos age supracrustal material making up the Sergipano belt. The plot of $\epsilon_{Nd}(625)$ versus crystallization age shows that the data of Long et al. (2005) for Coronel João Sá granodiorite fall in the fields for the Poço Redondo migmatite, Marancó metasediments, Macururé micaschists and Pernambuco-Alagoas Massif rocks (Fig. 13A). In the $\epsilon_{Nd}(625)$ versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram (Fig. 13B), data for the samples of the Coronel João Sá granodiorite plot partially in the field of Macururé micaschists. Representatives of Cariris Velhos rocks in the Sergipano belt, the Poço Redondo migmatite, are also shown in the $\epsilon_{Nd}(625)$ versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram in order to test for its likelihood as source for the Coronel João Sá granodiorite magma. According to these data the migmatites cannot be magma source for the granodiorite as proposed by Long et al. (2005).

Another example of pre-collisional granites in the Macururé domain is the Camará tonalite (Fig. 2). This pluton also contains amphibolite xenoliths (Fig. 3A) but unlike the Coronel João Sá granodiorite it entrains xenoliths of deformed Macururé micaschists (Fig. 3B). The Camará tonalite has $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ratio of 0.70916, $\epsilon_{Nd}(t)$ of -7.45 and T_{DM} of 1.71 Ga (Tables 2 and 3, Fig. 9B). In the ϵ_{Nd} evolution diagram (Fig. 13A), the data for the tonalite plot in the fields for Marancó metasediments, Pernambuco-Alagoas Massif and partially in the field of Macururé micaschists. In the $\epsilon_{Nd}(625)$ versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram (Fig. 13B), the tonalite plots below the field for the Macururé micaschists. The Camará tonalite shows isotope and geochemistry characteristics very similar to the Coronel João Sá granodiorite. Both granitoids were

emplaced pre- to early-D₂ (Bueno et al. 2008), have amphibolite xenoliths and similar crystallization age. As such, they may have had similar petrogenetic evolution, especially regarding the sources of melting. According Long et al. (2005) the fractional crystallization of a single source is not applicable, in the generation of Coronel João Sá granodiorite, because this process cannot account for the range of variation in initial Sr and Nd isotopic compositions. Our data together with the data obtained by Long et al. (2005) suggest that the source for both Coronel João Sá granodiorite and Camará tonalite was a mixture between at least two end-members represented by lower crust of basaltic composition (represented by amphibole xenoliths) and an upper crust (represented by tonalitic enclaves) that can be emplaced in the infrastructure of São Francisco Craton or Pernambuco-Alagoas PEAL (Fig 15). The magma must have had contamination with Macururé micaschists because the granites show many zircon grains with inherited core, and this contamination can have been more intense in the Camará tonalite because it show a more negative $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ than the Coronel João Sá granodiorite.

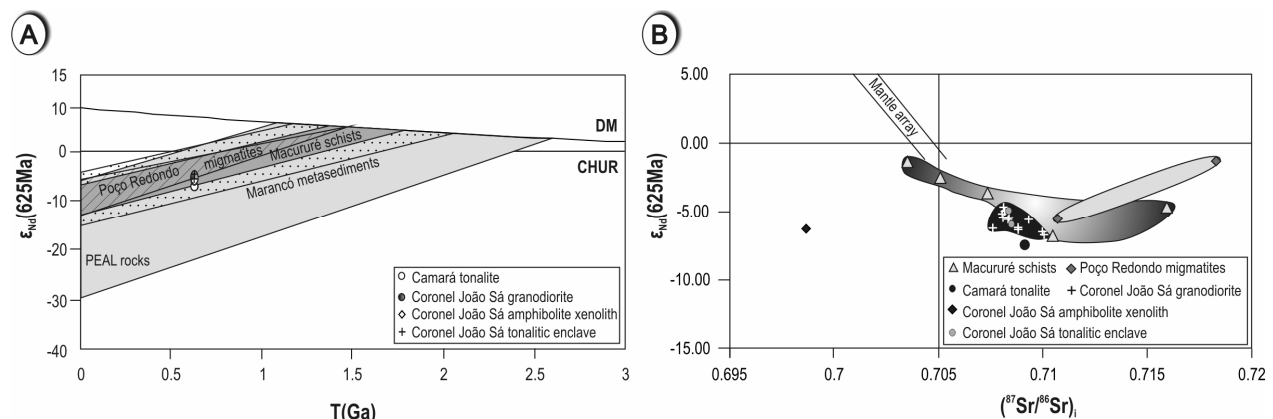


Fig. 13: A. Evolution of $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ for the MDPCG (Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite), and their possible source components. Data for Coronel João Sá granodiorite, Coronel João Sá tonalitic enclave and Coronel João Sá amphibolite xenolith are from Long et al. (2005). Data for Poço Redondo migmatites and Marancó metasediments are from Carvalho (2005). Data for Pernambuco-Alagoas Massif (PEAL) are from Silva Filho et al. (2002); B. $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ plot for MDPCG, and their possible source components.

6.2.2. Source(s) for the Poço Redondo-Marancó domain granites (PRMG)

The Queimada Grande granodiorite is one of the plutons that occur in the Poço Redondo-Marancó domain (Fig. 2). The Queimada Grande granodiorite presents $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios ranging from 0.70656 to 0.70789, $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ slight negative from -1.15 to -2.55 and T_{DM} varying from 1.18 to 1.32 Ga (Tables 2 and 3, Figs. 9 and 14). The $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ calculated for the granodiorite is, until now, the greater value found in the granites of the Macururé and Poço Redondo-Marancó domains and suggested the presence of an enriched mantle source or a basic crustal source derived from a depleted mantle. In the diagram of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ evolution

(Fig. 14A), the data for the granodiorite plots in the fields of Marancó metasediments, Pernambuco-Alagoas Massif rocks that are overlapped and partially in the field of Macururé micaschists and Poço-Redondo migmatite. In the $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram (Fig. 14B), the data for Queimada Grande granodiorite plot in a field totally different of the other granites found in the Poço-Redondo Marancó domain and, according to this diagram, the Poço-Redondo migmatite did not contributed material to the granodiorite magma.

The Queimada Grande granodiorite shows trace element abundances characteristic of volcanic arc granitoids such as depletion in Nb and Ti relative to Rb, Ba and K (Table 1). Enrichment of these elements is generally assigned to fluids from subducted sediments or subducted ocean crust (Briqueu et al. 1984, Pearce et al. 1984, Pearce 1996). In the diagram proposed by Pearce (1996) the granodiorite plots in the volcanic arc field (Fig. 7A). This pluton shows characteristics of I-type granite such as decrease of P_2O_5 with increasing SiO_2 (Fig. 6C), positive correlation between Pb and SiO_2 (Fig. 6F), $\text{mol Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) < 1.1$ (Fig. 6A) and titanite. The granodiorite shows numerous aligned mafic xenoliths that are evidence of magma mixing and mingling. The combined field relations, major-element, trace-element and Nd-Sr isotopic analyses suggest that the Queimada Grande granodiorite was formed in a subduction-related, arc-type setting by magma mixing between a mantle-derived basic crustal source that has previously experienced subduction zone element depletion and a crustal component that could be represented by the Macururé micaschists.

The other granites of Poço Redondo-Marancó domain are Sítios Novos and Poço Redondo granites. The Sítios Novos granite has $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratio of 0.71163, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of -5.47 and T_{DM} of 1.51 Ga (Tables 2 and 3, Fig. 9B) and the Poço Redondo granite has $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratio ranging from 0.71352 to 0.71417, $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ from -4.23 to -5.50 and T_{DM} varying from 1.40 to 1.57 Ga (Tables 2 and 3, Figs. 9 and 14). In the diagram of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ evolution (Fig. 14A), the data for the granites plots in the fields of Poço-Redondo migmatite, Marancó metasediments, Macururé micaschists, Pernambuco-Alagoas Massif rocks that are overlapped. In the $\epsilon_{\text{Nd}}(625)$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram (Fig. 14B), the data for Sítios Novos granite plot in a field drawn by the Poço Redondo migmatites and the Poço Redondo granite plot partially in this same field. The field characteristics and Nd-Sr data obtained for the granites allowed suggesting that possible source for the generation of Poço Redondo and Sítios Novos granites was the partial melting of Poço Redondo migmatite.

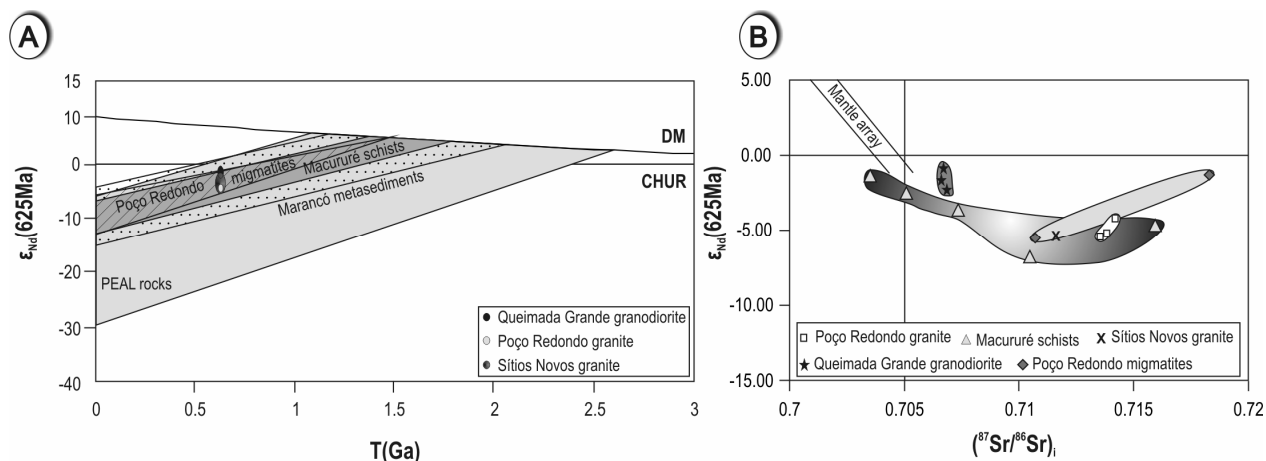


Fig. 14: A. Evolution of $\epsilon_{Nd}(625)$ for the PRMG (Queimada Grande granodiorite, Poço Redondo granite and Sítios Novos granite) and their possible source components. Data for Poço Redondo migmatites and Marancó metasediments are from Carvalho (2005). Data for Pernambuco-Alagoas Massif (PEAL) are from Silva Filho et al. (2002); B. $\epsilon_{Nd}(625)$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ plot for PRMG and their possible source components.

6.3. Tectonic implications

6.3.1. A 625 Ma-old Neoproterozoic arc developed in the Sergipano belt

There are two possible models for the origin of the Neoproterozoic igneous activity that generated the Queimada Grande granodiorite. The first model envisages a mantle plume whereas the second is that the rocks are the products of an active arc related to oceanic subduction.

The first model, based on a mantle plume activity, was proposed by Neves and Mariano (1997) for the generation of high-K calc-alkalic plutons of the Borborema Province (Fig. 1). The Queimada Grande granodiorite is an example of high-K calc-alkalic pluton in the Sergipano belt, southernmost part of Borborema Province (Fig. 1). Neves and Mariano proposed this model to explain the association between mafic to intermediate (diorite to granodiorite) and felsic rocks (coarse-grained to porphyritic quartz monzonites to granites) in the Borborema Province. These authors concluded that the main petrogenetic process responsible for the generation of these rocks was magma mixing and the source for the granitoids are lower crust and the source region for the diorites is the metasomatized subcontinental lithospheric mantle. The granitoids studied by Neves and Mariano (1997) are emplaced along major shear zones of the Borborema Province. However, according to the authors the granitoids generation was not controlled by a tectonic event because the scale of the magmatism is too large to be assigned to transcurrent faulting and the increase of temperature promoted by the shear zones would not be high enough to trigger melting under fluid-absent conditions that prevailed in the deep crust. Another argument used by the authors to consider the mantle plume as the model for granitoids generation in the Borborema Province is the absence of

common features found in a tectonic environment related to subduction. According the authors in the Borborema Province there are no Brasiliano-age ophiolites, sutures zones, or high-pressure metamorphic rocks in the internal portion of the province.

We consider another model for generation of the Queimada Grande granodiorite as the product of an active arc related to subduction. Another data that reinforce the hypothesis that the Queimada Grande granodiorite is a Neoproterozoic arc in the Sergipano belt is the presence of volcanic rocks with arc geochemistry affinity in the Poço Redondo- Marancó domain that give U-Pb SHRIMP zircon ages about 603 Ma (Carvalho 2005). According to Neves and Mariano (1997) in the Borborema Province there is no evidence of collision tectonics. In the Borborema Province there are granites with similar crystallization ages like 591 Ma-old Teixeira batholith and 576 Ma-old Serra Redonda granite-diorite pluton (Archanjo et al. 2008) that were emplaced along regional shear zones, and the 584 Ma-old Angico granite and 571 Ma-old Pedra Furada granite that had emplacement controlled by collision (Bueno et al. 2008). The Teixeira and Serra Redonda granitoids are located in the northern part while the Angico and Pedra Furada granites are located in the southernmost part of the Borborema Province. On a regional scale, what geological scenario could explain the simultaneous emplacement of syn-collisional granites in the Sergipano Belt (approximately between 590-570 Ma) and strike-slip-related granitoids (590-520 Ma) in domains at north in the Borborema Province? Bueno et al. (2008) suggested that only in a collision environment this scenario is possible. Fetter et al. (2003) have recognized a continental arc in the northwestern portion of the Borborema Province represented by the Santa Quitéria batholith dated at ca. 665 and 591 Ma; the arc was formed during collision of the Borborema Province with the West African-São Luís craton. All of these evidences support the hypothesis that the Borborema Province has endured multiple Neoproterozoic collisional events.

Despite the high-K calc-alkaline rocks being generally associated with extensional tectonic settings (Karsli et al. 2007, Njanko et al. 2006, Guimarães et al. 2004, Whalen et al. 2004), there are high-K calc-alkaline granitoids associated with different tectonic settings (Barbarin et al. 1999). Silva Filho et al. (2000) suggested that the high-K calc-alkaline granitoids along the boundary of Pernambuco-Alagoas massif and the Sergipano belt could be remnants of an arc during the Brasiliano orogeny. There are other high-K calc-alkaline granitoids ascribed to the development of arc-type setting, like the St Peter Suite in Australia (Swain et al. 2008), I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoids from southeastern Roraima, Brazil (Almeida et al. 2007), the Saghro Massif in Morocco (El Baghdadil et al. 2003) and the Sierra de Macon I-

type high-K calc-alkaline granitoid in the Argentina that, moreover, also shows a negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Poma et al. 2004). In conclusion, our integrated field, geochemistry and isotope data suggest that the Queimada Grande granodiorite belongs to a 625 Ma-old Neoproterozoic magmatic arc in the Poço Redondo-Marancó domain of the Sergipano belt.

We propose that the Camará tonalite and the Coronel João Sá granodiorite represent coeval arc-rocks in the Macururé domain. There are many similarities between these granites and the Queimada Grande granodiorite. All of the granites show similar crystallization age, between 624 Ma and 628 Ma (Brito et al. 2006, Long et al. 2005, Bueno et al. 2008). From the geochemical point of view, the granitoids are also similar; they are magnesian, metaluminous, I-type, high-K calc-alkaline granites with trace element signatures of volcanic arc granites. Additionally, the granitoids show numerous mafic xenoliths of amphibolitic composition. The difference amongst these granites is the $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value. The Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite show more negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values, i.e. -7.45 and -4.83 to -6.86 respectively, when compared with the Queimada grande Granodiorite, -1.15 to -2.55. This difference can be explained by greater amounts of crustal assimilation during magma generation. The probable magma sources are lower crust of basaltic composition and an upper crust that can be emplaced in the infrastructure of São Francisco Craton or Pernambuco-Alagoas Massif (Fig 15).

The only possibility for the generation of arc-type rocks in the Poço Redondo-Marancó and in Macururé domain, simultaneously, is that the Macururé domain was connected in Poço Redondo-Marancó domain before the beginning of Brasiliano orogeny (Fig. 15). This conclusion is supported by T_{DM} and detrital zircon data for Macururé domain quartzite and micaschist obtained by Oliveira et al. (2005) as argued above. The rocks of Macururé domain show Nd model ages (T_{DM}) varying from 1.2 to 1.8 Ga (Fig. 12A) and cluster of zircon age is around 980 Ma indicating that these rocks as product of erosion of Cariris Velhos sources around 1.0 Ga found in Poço Redondo-Marancó domain.

6.3.2. A ~ 580 Ma-old collisional granites developed in the Sergipano belt

After generation of continental arcs in the Sergipano belt represented by ~ 625 Ma-old Queimada Grande granodiorite, Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite the Macururé crust start to thicken until the generation of the ca. 580 Ma-old collisional granites (Fig. 15). During collision of two or more plates there should be an interval of time between the first contact of the colliding blocks and the onset of granitic magmas. This period of time is required for the crust to be sufficiently thickened and its lowest levels reach the pressure-temperature conditions for granitic magma generation. For the Himalayas, which is the most

recent example and still active continent-continent collision (Nelson et al., 1996; Klemperer, 2006), the incubation period between the beginning of continental collision and the production of granites is approximately 25 million years, a number derived from the initial contact between India and Asia at 57 Ma and the oldest leucogranite at 32 Ma (Leech et al., 2005). In ancient orogenic belts the beginning of collision is more difficult to infer. Nevertheless, Ferré et al. (2002) estimated in 60 million years the span of time between collision and S-type granite generation in the Proterozoic Thans-Sahara belt. In the Sergipano belt, if the ~ 625 Ma-old arc granites is taken as the maximum age for onset of the main collisional event (D₂) in the belt and the age of the Angico granite (584±10 Ma) as the first syn-D₂ granites, we then have a maximum time span of about 41 million years since the beginning of collision and the generation of the first syn-collisional granites.

It is possible to drawn an analogy between the Himalayas and the Sergipano Belt because the Sergipano Belt contains several structural and lithologic domains that render it comparable to Phanerozoic orogens. Searle & Szulc (2005) suggest that the High Himalaya metamorphic sequence operated as a ductile channel flow approximately 15-20 km thick, extruding southwards, and bound by major shear zones above and below where the leucogranites are generated. According to Searle *et al.* (2003) a mid-crustal layer was at high temperature, deforming in a ductile manner with a combination of both pure and simple shear, and was partially melted *in situ* to produce leucogranite sheets, which migrated horizontally following the planes of anisotropy defined by the metamorphic foliation.

Field observations are consistent with the interpretation of the Macururé domain as a Neoproterozoic analogous of the ductile channel flow model proposed for the High Himalaya. The Macururé domain is a metasedimentary domain and is located between shear zones, i.e. the São Miguel do Aleixo, to the south, and the Belo Monte Jeremoabo, to the north. During collision between the Pernambuco-Alagoas massif and the São Francisco Craton, the Macururé domain was compressed between two regional shear zones, thereby generating a great crustal shortening. Partial melting of the metasedimentary rocks may have taken place during this shortening event to form *in situ* granitic magmas. The magma then migrated along the S₂ axial plane foliation towards the region of less tension and was collect in the hinge of F₂ folds. From the structural point of view, the Macururé domain operated as a ductile channel flow bound by two shear zones, between which the metasedimentary pile was exhumed and eroded, exposing side by side contrasting lithotectonic domains such as the Vaza Barris and the Macururé.

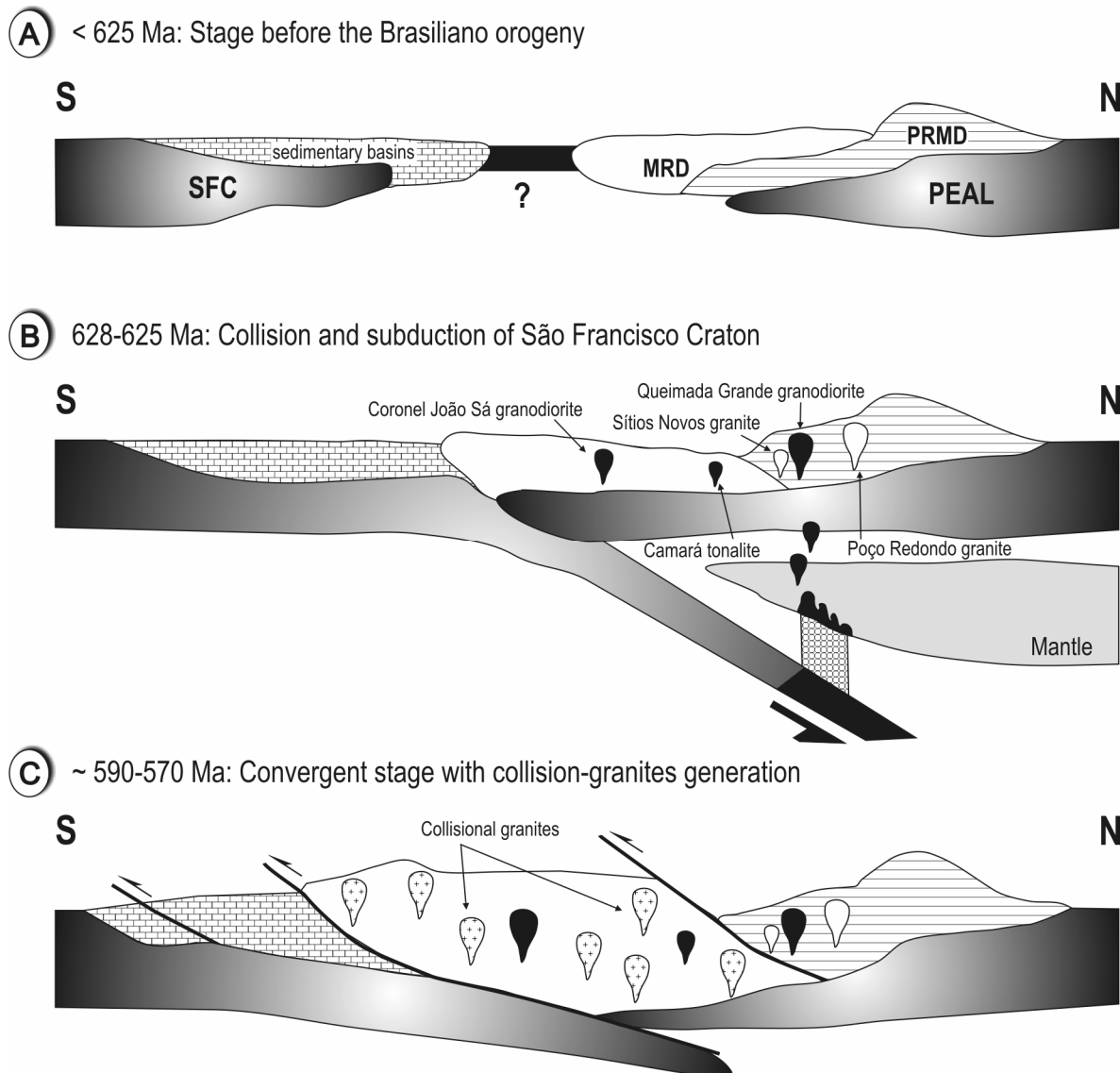


Fig. 15: Proposed tectonic evolution for the Macururé and Poço Redondo-Marancó domain during the Brasiliano orogeny. SFC = São Francisco Craton, PEAL = Pernambuco-Alagoas Massif, MRD = Macururé domain, PRMD = Poço Redondo-Marancó domain.

7. Conclusions

We have drawn the following conclusions:

1. Granites in the Sergipano belt can be divided into two groups: (i) ~ 625 Ma-old Poço Redondo-Marancó granites (PRMG), formed by arc-type and crustal granites, and Macururé domain pre-collisional granites (MDPCG) and (ii) ~ 580 Ma-old collision-related granites.

2. The 625 Ma-old arc-type granites comprise the Queimada Grande granodiorite in the Poço Redondo-Marancó domain and Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite in the Macururé domain. All these plutons are high-K calc-alkaline, metaluminous, magnesian, I-type volcanic arc granites. The sources for the Queimada Grande granodiorite are inferred to magma mixing between basic crustal sources derived from mantle that have previously experienced subduction-related depletion and a crustal component that could be represented by the Macururé micaschists. The proposed sources for the Camará tonalite and Coronel João Sá granodiorite are mixture of lower crust of basaltic composition and an upper crust that can be emplaced in the infrastructure of São Francisco Craton or Pernambuco-Alagoas Massif.
3. The 625 Ma-old crustal granites comprise the Poço Redondo and Sítios Novos granites in the Poço Redondo-Marancó domain that were generated by partial melting of local migmatites.
4. The majority of collisional granites are high-K, metaluminous and I-type granites. Despite these granites not showing the typical features of S-type granites, we conclude based on field aspects, geochemical similarities with the host micaschists and Nd-Sr isotopic signatures, that these granites are products of high degrees of partial melting of the Macururé micaschists.
5. The ca. 625 Ma-old arc-type granites demonstrate existence of collisional tectonics between the São Francisco Craton and the Pernambuco-Alagoas Massif to form the Sergipano belt in the Neoproterozoic and imply in a connection between Macururé and Poço Redondo-Marancó domain before the beginning of Brasiliano orogeny.
6. The Macururé domain acted as a ductile channel flow during the Neoproterozoic limited by Belo Monte-Jeremoabo and São Miguel do Aleixo shear zones that facilitated the generation and migration of magmas. The granitic magmas migrated/crystallized along the S₂-related axial plane foliation and were collected at the hinge zones of F₂ folds to form large scale batholiths. The space necessary for granite emplacement along the country rocks axial plane foliation may have been generated by hydraulic fracturing, in a scenario similar to that suggested for leucogranites in the Himalayas.

Acknowledgements

The authors acknowledge the financial support of the Brazilian agencies FAPESP (05/60119-5, 04/05054-2; 02/03085-2; 02/07536-9), CNPq (301025/2005-3) and Millenium Project of CNPq (42.0222/2005-7). Bárbara Lima and Jeane Chaves are thanked for whole rock Sm-Nd and Sr laboratory facilities. We also thank Lena Virgínia Soares Monteiro for valuable comments of the manuscript.

References

- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Oliveira, E.C. 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155, 69-97.
- Allard, G.O., Hurst, V.J., 1969. Brazil-Gabon geologic link supports continental drift. *Science* 163, 528–532.
- Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J. 2003. Endentação na Faixa Sergipana, NE do Brasil: compatibilização entre os elementos estruturais e cinemática. *Anais IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, Rio de Janeiro*, p. 115-117.
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Neves, B.B.B., Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310-326.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Lithos* 25, 227-238.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature* 414, 738-742.
- Briqueu, L., Bougault, H., Joron, J.L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones – petrogenetic implications. *Earth Planetary Science Letter* 68, 297-308.

- Brito, M.F.L., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Mariano, G., Torres, H.H.F. 2006. Geoquímica isotópica de Sr e Nd do complexo granítico Sítios Novos, magmatismo neoproterozóico no sistema de dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 312.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Beurlen, H. 1977. O sistema de dobramento Sergipana – Análise do conhecimento. In: *Anais rev. prep. Simp. Craton São Francisco e Faixas Marginais*. SBG. Bahia. Esp. 3:369-391.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos E. J., Campos Neto, M.C., Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Implicações e Perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 279-296.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil, and implications for the timing and duration of continental collision. *Gondwana Research* 15, 86-97.
- Carvalho, M.J. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.
- Carvalho, M.J., Oliveira, E.P. 2002. Dados Sm-Nd preliminares em sedimentos e vulcânicas do domínio Marancó n Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil. *Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, p.297.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology* 8, 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489-499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. 1992. I- and S-types granites in Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science* 83, 1-26.
- Clemens, J.D. 2003. S-type granitic magmas—petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* 61, 1–18.
- Crawford, M.B., Searle, M.P. 1993. Collision-related granitoid magmatism and crustal structure of the Hunza Karakoram, North Pakistan. In: Treloar, P.J., Searle, M.P. (eds). *Himalayan Tectonics*. Geological Society Special Publication 74, 53-68.

- Davison, I., Santos, R.A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research* 45, 319-342.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 315-332.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-197.
- El Baghadadil, M., El Boukhari, A., Jouider, A., Benyoucef, A., Nadem, A. 2003. Calc-alkaline Arc I-type Granitoid Associated with S-type Granite in the Pan-African Belt of Eastern Anti-Atlas (Saghro and Ougnat, South Morocco). *Gondwana Research* 6, 557-572.
- Ferré, E., Gleizes, G., Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114, 199-219.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schumus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborerna Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research* 6, 265-273.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trunbull, R.B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40, 261-293.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 219-245.
- Grujic, D., Casey, M., Davidson, C., Hollister, L.S., Ktindig, R., Pavlis, T., Schmid, S. 1996. Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. *Tectonophysics* 260, 21-43.
- Grujic, D., Hollister, L.S., Parrish, R.R. 2002. Himalayan metamorphic sequence as an orogenic channel: insight from Bhutan. *Earth and Planetary Science Letters* 198, 177-191.

- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schumus W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research* 135, 23-53.
- Jardim de Sá, E.F., Moraes, J.A.C., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. Abstracts, 34º Congresso Brasileiro de Geologia 3, 1246-1259.
- Jardim de Sá, M.F., Legrand, J., Hackspacher, P.C. 1981. Contraste de estilos estruturais e metamórficos na Faixa de dobramento Sergipana. *Revista Brasileira de Geociências* 11, 128-137.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F., Sen, C. 2007. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos* 98, 67-96.
- Klemperer, S.L. 2006. Crustal flow in Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow. In: Law, R.D., Searle, M.P. & Godin, L. (eds) *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications 268, 39-70.
- Leech, M.L., Singh, S., Jain, A.K., Klemperer, S.L., Manickavasagam, R.M. 2005. The onset of India-Asia collision: Early, steep subduction required by timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 234, 83-97.
- Le Maitre, R.W. (ed.), Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell, Oxford, 193 p.
- Long, L.E., Castellana, C.H., Sial, A.N. 2005. Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology* 46, 255-273.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin* 101, 635-643.

- McReath, I., Lafon, J.M., Davison, I., Chaves, J.M., Conceição, H. 1998. Brasiliano-age granitoids in the Sergipana Fold Belt, NE Brazil: the Coronel João Sá Pluton. *Journal of South American Earth Science* 11, 51-66.
- Nascimento, R.S. 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma seqüência de rifte continental neoproterozóica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 140p.
- Nelson, K.D., Zhao, W., Brow, D.L., et al. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet, synthesis of Project INDEPTH results. *Science* 274, 1684-1688.
- Neves, S.P., Mariano, G. 1997. High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: origin of biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *International Geology Review* 39, 621-638.
- Njanko, T., Nédélec, A., Affaton, P. 2006. Synkinematic high-K calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon shear zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Science* 44, 494-510.
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Science* 44, 470-478.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Araújo, M.N.C., Dantas, E., Basilici, G., Bueno, J.F., McNaughton, N. 2005a. Evidence from detrital zircon geochronology and whole-rock Sm-Nd isotopes for off-craton provenance of clastic metasedimentary units of the Sergipano belt, NE Brazil. *X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, Paraná, Boletim de Resumos Expandidos*, p. 308-311.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B., Koukharsky, M. 2004. The Sierra de Macon, Plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province Argentina. *Journal of South American Earth Science* 16, 587-597.

- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247–264.
- Santos, R.A., Menezes Filho, N.R., Souza, J.D. 1988. Programa Levantamentos Básicos; carta geológica, carta metalogenética e previsional, 1:100.000, Projeto Carira. DNPM/CPRM, 4 vols.
- Searle, M.P., Szulc, A.G. 2005. Channel flow and ductile extrusion of the high Himalayan slab-the Kangchenjunga–Darjeeling profile, Sikkim Himalaya. *Journal of Asian Earth Science* 25, 173-185.
- Searle, M.P., Simpson, R.L., Law, R.D., Parrish, R.R., Waters, D.J. 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. *Journal of Geological Society* 160, 345-366.
- Silva Filho, M.A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: seqüências orogênicas mesoproterozóicas. *Anais 40º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, Minas Gerais, p. 16.
- Silva Filho, M.A., Torres, H.F. 2002. A new interpretation on the Sergipano belt domain. *Anais da Acadêmica Brasileira de Ciências* 74, 556-557.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schumus, W.R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE-Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research* 5, 409-422.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Lyra de Brito, M.F., Pimentel, M.M. 1997. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano Belt, Brazil: significance for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review* 39, 639-659.
- Silva Filho, A.F., Van Schumus, W.R., Guimarães, I.P. 2000. High-K calc-alkaline granitoids of ca. 1 Ga T_{DM} along the limit PE-AL massif/Sergipano Fold Belt, NE Brazil and their geotectonic significance. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 182-185.
- Silva, J.M.R. 1992. Evolução Tectono-Metamórfica de uma parte da Faixa Sul-Alagoana, Sistema de Dobramentos Sergipano – Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 130p.

- Silva, J.M.R., Campos Neto, M.C., Brito Neves, B.B. 1995. Deformação e metamorfismo principais de uma parte da Faixa Sul-Alagoana (Complexo Macururé), sistema de dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 343-350.
- Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G., Schwarz, M. 2008. Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia, Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research*, doi:10.1016/j.precamres.2007.07.028.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B. de, Hackspacher, P., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.
- Whalen, J.B., Curie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-418.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J. 2004. Geochemical and isotopic (Nd–O) evidence bearing on the origin of late- to post-orogenic high-K granitoid rocks in the Western Superior Province: implications for late Archean tectonomagmatic processes. *Precambrian Research* 132, 303-326.