



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

O PALEOPROTEROZOICO (2.3 A 1.6 Ga) DO TERRENO
ALTO MOXOTÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA:
SIGNIFICADO E IMPLICAÇÕES PARA O GONDWANA
OCIDENTAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 305

Dissertação de Mestrado

Lauro César Montefalco de Lira Santos

Orientador: Elton Luiz Dantas

Brasília

2012



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

O PALEOPROTEROZOICO (2.3 A 1.6 Ga) DO TERRENO
ALTO MOXOTÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA:
SIGNIFICADO E IMPLICAÇÕES PARA O GONDWANA
OCIDENTAL

Lauro César Montefalco de Lira Santos

Dissertação de Mestrado

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas – UnB (Orientador)

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck

Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves (Membro externo)

Brasília

2012

Sumário

Sumário.....	I
Lista de Figuras.....	III
Lista de Tabelas.....	VIII
Agradecimentos.....	X
Resumo.....	XI
Abstract.....	XII
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Apresentação e Objetivos.....	1
1.2 Localização.....	5
1.3 Justificativa do Tema Proposto.....	7
1.4 Materiais e Métodos.....	9
1.4.1 Petrografia e geologia de campo.....	9
1.4.2 Litogeoquímica.....	9
1.4.3 Geocronologia e Geologia Isotópica.....	9
1.4.4 Interpretação dos dados e confecção da dissertação.....	11
1.5 Plano de Dissertação.....	11
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	12
2.1 Introdução Sobre a Província Borborema.....	12
2.2 Subprovíncia Transversal.....	15
2.3 O Terreno Alto Moxotó no Âmbito da Província Borborema.....	16
3. ARTIGO 1.....	19
3.1 Resumo.....	20
3.2 Abstract.....	21
3.3 Introdução.....	22
3.4 Arcabouço litoestratigráfico.....	25
3.5 Evolução tectônica.....	31
3.5.1 Tectônica contraccional (evento Dn).....	33
3.5.2 Tectônica transcorrente (evento Dn+1)da Vermelha Suite.....	34
3.5.3 Tectônica transtraccional (evento Dn+2).....	35
3.6 Metamorfismo.....	37

3.7 Aspectos Conclusivos.....	42
3.8 Agradecimentos.....	45
4. ARTIGO 2	46
4.1 Abstract.....	47
4.2 Introduction.....	48
4.3 Geological Setting.....	49
4.4 Micropetrographical Features.....	59
4.4.1 Floresta Complex.....	59
4.4.2 Malhada Vermelha Suite.....	59
4.4.3 Pedra d'Água Suite.....	60
4.4.4 Serra da Barra Suite.....	60
4.5 Analytical Procedures.....	63
4.6 Whole Rock Geochemistry.....	64
4.6.1. Floresta Complex.....	64
4.6.2 Malhada Vermelha Suite.....	65
4.6.3. Pedra d'Água Suite.....	66
4.6.4. Serra da Barra Suite.....	67
4.7 Geochronological Data.....	73
4.7.1 Zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb geochronology.....	73
4.7.2 Sm-Nd Isotopes.....	76
4.8 Discussion – Tectonic Implications.....	78
4.9 Conclusions.....	80
4.10 Acknowledgements.....	81
5 SÍNTESE CONCLUSIVA DA DISSERTAÇÃO.....	90
6 REFERÊNCIAS.....	93

LISTA DE FIGURAS

INTRODUÇÃO

- Figura 1** - Comparação entre os modelos de reconstrução do supercontinente Columbia (adaptado de Zhao et al. 2004). (a) Modelo de Rogers e Santosh (2002); (b) Reconstrução de Zhao et al. (2002a). Símbolos: (1) Trans-Hudson; (2) Penokeano; (3) Taltson – Thelon; (4) Wopmay; (5) New Quebec; (6) Tongat; (7) Foxe; (8) Makkovik-Ketidiano; (9) Ungava; (10) Nugssugtoqidiano; (11) Kola-Kareliano; (12) Svecofenniano; (13) Orogeno Volhyn – Rússia Central; (14) Pachelma; (15) Akitkan; (16) Orógeno Transártico; (17) Capricórnio; (18) Limpopo; (19) Transamazônico; (20) Eburmeano; (21) Orógeno Trans-Norte China; (22) Zona Tectônica Central da Índia; (23) Orógeno Central Aldano; (24) Orógeno Halls Creek.....**2**
- Figura 2** – Compartimentação tectônica da América do Sul mostrando os principais domínios paleoproterozoicos distintos dos diferentes crátons, terrenos e blocos adjacentes. (adaptada e simplificada de Brito Neves 2011, modificada de Fuck et al., 2008.).....**4**
- Figura 3** – Localização geográfica da região de Sucuru (Paraíba) (área de estudo).....**6**
- Figura 4** – Imagem de satélite de parte da Folha Sumé, com a área de estudo representada pelo retângulo preto. Notar a forma de cunha estrutural imposta pelas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais do Congo e de Coxixola. TAM= Terreno Alto Moxotó, TRC = Terreno Rio Capibaribe.....**8**

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Figura 5 – Separação da Província Borborema em terrenos tectono-estratigráficos, modificado de Santos et al. 2000 e mapa esquemático dos terrenos da Subprovíncia Transversal, modificado e simplificado Santos e Medeiros (1999). AS – América do Sul. Domínios: DMC –Médio Coreau, DCC –Ceará Central, DRN – Rio Grande do Norte, DT – Transversal, DM – Meridional. Terrenos: TCC – Ceará Central, TAC – Acaraú, TBN – Banabuiú, TOJ – Orós-Jaguaribe, TGJ – Granjeiro, TRP – Rio Piranhas, TSD –Seridó, TSJC – São José do Campestre, TOT – Ouricuri-Trindade, TPAB - Piancó-Alto-Brigída, TAP – Alto Pajeú, TAM – Alto Moxotó, TRC – Rio Capibaribe, TMO – Monte Orebe, TRPO – Riacho do Pontal, TPA – Pernambuco Alagoas, TCM – Canindé-Marancó, TSE – Sergipano. Principais Lineamentos: LTB – Trans- Brasileiro, LPA – Patos, LPE – Pernambuco.....	14
figura 6 – Mapa geológico do Terreno Alto Moxotó, adaptado e modificado de Santos et al. (2004).....	17

ARTIGO 1

Figura 1 – A) e B) Província Borborema no contexto das faixas brasileiras-panafricanas situadas entre os crátons São Francisco-Congo e São Luis-Oeste Africano (adaptado de Van Schmus et al., 2008, Santos et al. 1996). C) Mapa modificado de parte do TAM, Santos et al. (2004) (simplificado).....	24
Figura 2 – Localização da área de estudo no âmbito da Folha Sumé da CPRM (modificado de Medeiros e Torres 2000).....	26
Figura 3 - Mapa geológico da área de estudo e seção geológica esquemática.....	27
Figura 4 - Feições de campo do Complexo Floresta (embasamento). A. Migmatito estromático de mesossoma tonalítico e B. Bandamento composicional em ortognaisse granodiorítico, representando, provavelmente, a herança de uma estrutura magmática primária.....	32

Figura 5 – a) a f) - Projeções estereográficas (hemisfério inferior) de igual área das principais estruturas planares (diagramas de polos) e lineares (projeção ciclográfica) obtidas da região de Sucuru e **g)** Direção geral dos diques vulcânicos da suíte Sucuru. ZCCX = Zona de cisalhamento de Coxixola; ZCCG = Zona de cisalhamento do Congo; ZCRA = Zona de cisalhamento Riacho dos Algodões; ZCAD = Zona de cisalhamento Água doce; ZCSE = Zona de cisalhamento Serra do Urubu; ZCRB = Zona de cisalhamento Riacho do Buraco.....**36**

Figura 6 – Detalhe da Zona de cisalhamento de empurrão do Carmo, com a representação dos polos da foliação e ciclográfica da lineação associada. Os triângulos representam as ocorrências dos supostos retroeclogitos ligados à tectônica de empurrão.....**39**

Figura 7 – A) Acamamento magmático, expresso por bandas de metagabro e metapiroxenito, preservado no Complexo Malhada Vermelha; B) Sheet de ortognaisse tonalítico da Suíte Pedra d'Água exibindo baixo ângulo de mergulho; C) Protomilonito da Suíte Pedra d'Água, exibindo cristais de feldspato deformados, indicando transporte tectônico para NW e WNW; D) Granada anfibolito localizado na área de influência da zona de cisalhamento do Carmo, representando possível retroeclogito; E) Milonito da ZC de Água Doce, ligado a tectônica transcorrente D_{n+1} e F) D_{n+1} ; Milonito com protolito dacítico do enxame de diques da Suíte Sucuru, evidenciando deformação dúctil de baixa temperatura durante a fase D_{n+2}**40**

Figura 8 – A) Dobra fechada de geração F_{n+1} relacionada a tectônica transcorrente. B) Porfiroclasto rotacionado relacionado a fase D_{n+1} sugerindo cinemática sinistral para a ZC Riacho do Buraco. C) D) E) e F) Fotomicrografias: C) Cristal de titanita deformado indicando cinemática sinistral para a ZC Serra do Urubu. D) Metawebsterito mostrando textura de equilíbrio entre OPX e CPX. E) Aspecto geral do anfibolito granadífero e F) Textura simplectítica entre anfibólio e plagioclásio.....**41**

Figura 9 – Síntese do modelo estrutural evolutivo proposto para a região de Sucuru (Paraíba) com reapresentação dos principais eventos deformacionais.....**44**

ARTIGO 2

- Figure 1** – Tectono-stratigraphic subdivision of the Borborema province with terrane subdivisions by Santos et al. (2000). SA – South America. Subprovinces: MCS – Médio Coreaú; CCS – Ceará Central; RNS – Rio Grande do Norte; TS – Transversal; MES – Meridional. Terranes: CCT- Ceará Central; ATC – Acaraú, BNT – Banabuiú; OJT – Orós Jaguaribe; GJT – Granjeiro; RPT – Rio Piranhas; SJT – Seridó; SJCT – São José do Campestre; OTT – Ouricuri-Trindade; PABT – Piancó Alto-Brigída; APT – Alto Pajeú; AMT – Alto Moxotó; RCT – Rio Capibaribe; OMT – Monte Orebe; RPOT – Riacho do Pontal; PAT – Pernambuco-Alagoas; MCT – Canindé Marancó; SET – Sergipano. Main Lineaments: TBL – Transbrasiliano; PAL – Patos; PEL – Pernambuco.....**53**
- Figure 2** – Regional situation of the Sucuru region modified from Medeiros and Torres (2000). PABT – Piancó Alto Brigida Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, AMT – Alto Moxotó Terrane, RCT – Rio Capibaribe Terrane.....**54**
- Figure 3** – Geological map of the study area (Sucuru Region).....**55**
- Figure 4** – Geological outcropping features of the Sucuru area: **Floresta Complex:** A) Banded granodioritic orthogneiss, B) Stromatic to Folded migmatite, C) Fine-grained tonalitic orthogneiss and D) Schlieren to folded gray migmatite. **Malhada Vermelha Suite:** E) Massif metagabbros and F) Magmatic layering between metagabbro and metapyroxenite from the Malhada Vermelha Suite.....**56**
- Figure 5** – Geological outcropping features of the Sucuru area **Malhada Vermelha Suite:** A) Boulders of low-foliated metagabbros, B) Detail of the metagabbros C) Intensively fractured block of metagabbro with chlorite along fractures (See figure 6), and D) Boulders of weathered rock with discontinuous level trondjhemitic rock. **Pedra d'Água Suite:** E) and F) low-angle granodiorites.....**57**
- Figure 6** – Geological outcropping features of the Sucuru Area. **Pedra d'Água Suite:** A) Low-angle dipping granodiorite ; **Serra da Barra Suite:** B) Serra da Barra hill, representing the main morphologic feature of the Serra da Barra Suite. C), D), E), and F) Foliated syenogranites.....**58**
- Figure 7** - QAP ternary plot based on modal compositions (Streckeisen 1976) of the metaplutonic suites from the study area.....**61**

Figure 8 – Photomicrographs of the intrusive suites of the Sucuru Region: A) Symplectite texture of amphibole and plagioclase in garnet-amphibolite, B) Subhedral to anedral crystals of opx and cpx in metawebsterite, C) Equilibrium texture between OPX and CPX on metapyroxenite and D) Serpentine from the Malhada Vermelha Suite. E) and F) showing granoblastic texture on metagranodiorite (Pedra d'Água Suite) and metasienogranite (Serra da Barra Suite), respectively.....**62**

Figure 9 – Geochemical diagrams for major elements of the metaplutonic units of the study region. A) TAS diagram ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) from LeBas et al. (1986), B) AFM diagram from Irvine & Baragar (1971), K_2O vs SiO_2 diagram for magmatic arc rock series from Pecirillo & Taylor (1976) and D) Diagram from Maniar & Picolli, (1989) using the Shand's Index for the felsic metaplutonic rocks from the Sucuru region.....**68**

Figure 10 – Chondrite-normalized (Thompson 1982) spider diagrams from the metaplutonic units of the Sucuru region (same symbols as Figure 9).....**69**

Figure 11 – Chondrite-normalized (*Sun and McDonough*, 1989) REE patterns of the metaplutonic units from the Sucuru region (same symbols as Figure 9).....**70**

Figure 12 – Discriminant diagrams for the felsic rocks of the Sucuru Region. (a) and (b) after Pearce et al. (1984). Fields indicate syncollisional granites (syn-COLG), within-plate granites (WPG), volcanic-arc granites (VAG) and ocean-ridge granites (ORG). The field for post-collisional granites (post-COLG) overlaps those of syn-COLG, VAG and WPG. (c) $\text{Nb} \times 1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ diagram. Fields I&S and M indicates I-S-M type granites after Whalen (1987) and (d) Nb-Y-Ce plot of the A-type rocks (Serra da Barra Suite from Eby (1992). Fields A1 – Mantle A-type and A2 –Crustal A-type (same symbols as Figure 9).....**71**

Figure 13 – Discriminant diagrams for the mafic rock of the Sucuru area a) $\text{TiO}_2\text{-MnO} \times 10\text{-P}_2\text{O}_5 \times 10$ plot from Mullen (1983), fields indicate Ocean island tholeiite (OIT), Midge Ocean Ridge Basalt (MORB), Island Arc tholeiite (IAT), Calc-Alkaline Basalts (CAB) and Ocean Island Alkaline (OIA). b) $\text{Ti} \times \text{V}_a$ Plot from Shervais 1982. (c) $\text{Ti}/\text{Y} \times \text{Zt}/\text{Y}$ plot from Pearce and Gale 1977, (d) $-\text{Ti} \times \text{Zr} \times \text{Sr}/2$ plot from Pearce and Cann (1973). (e) Ternary $\text{TiO}_2 \times \text{K}_2\text{O} \times \text{P}_2\text{O}_5$ plot from Pearce et al. (1975), and (f) $\text{Th}/\text{Yb} \times \text{Nb}/\text{Yb}$ plot after Pearce (1983),

Pearce and Peate (1995). DM – Depleted Mantle, EM – Enriched Mantle (same symbols as Figure 9).....	72
Figure 14 – U-Pb Concordia diagram for a granodioritic gneiss from Floresta Complex (Sample LS-64).....	74
Figure 15 – U-Pb Concordia diagram for a monzogranitic gneiss from Pedra d’água Suite (sample LSM-24).....	75
Figure 16 – U-Pb Concordia diagram for a trondhemite from the Malhada Vermelha Suite (Sample LS-03D).....	75
Figure 17 – U-Pb Concordia diagrams on zircon fractions for syenogranitic rock from the Serra da Barra Suite (Sample LS-02).....	76
Figure 18 – Evolution curve of ϵ_{Nd} x Time diagram showing Nd isotopic composition for the metaplutonic units from the Sucuru (Paraíba) area.....	77

LISTA DE TABELAS

INTRODUÇÃO

Tabela 1 - Esboço do histórico das principais unidades mapeadas dentro do Terreno Alto Moxotó, correspondendo a estratigrafia estabelecida por cada autor.....	18
---	----

ARTIGO 1

Tabela 1 – Resumo esquemático dos eventos tectono-estruturais da região de Sucuru (Paraíba).....	30
---	----

ARTIGO 2

Table 1 – Geochemical Results for the investigated Samples from the Sucuru (Paraíba) Region.....	82
Table 2 – Table 2 – Summary of Sm-Nd results for the metaplutonic rocks from the Sucuru (Paraíba area).....	85
Table 3 - Summary of U-Pb results from the analysed sample of the Floresta Complex (LS-64).....	86

Table 4 - Summary of U-Pb results from the analysed sample of the Pedra d'Água Suite (LSM-24).....	87
Table 5 – Summary of U-Pb results from the analysed sample of the Malhada Vermelha Suite (LS-03D).....	88
Table 6 – Summary of U-Pb results from analysed sample of the Serra da Barra Suite (LS-02).....	89

AGRADECIMENTOS

Á Deus por me dar força em tantos momentos difíceis, além de proporcionar a complexa, porém intrigante geologia do Terreno Alto Moxotó.

Aos meus pais, Edilton e Liége, por todo amor, apoio, dedicação e paciência que nunca faltaram nessa e em tantas outras caminhadas.

À minha querida Ayanne de Melo, pelo incentivo de nunca desistir, e sua paciência e compreensão nos tantos momentos de ausência.

Aos professores do IG-UnB, especialmente ao meu orientador Elton Luiz Dantas, por ter me aceitar como orientando, além de sempre ter me repassado valioso conhecimento, auxílio quando necessário e por ter aceito trabalhar em uma região nova e desafiadora como a região de Sucuru. Agradecimentos adicionais são dedicados aos professores (e com certeza amigos), Roberto Ventura, Massimo Mateini e Reinhardt Fuck.

Aos professores Reinhardt Adolfo Fuck e Benjamin Bley de Brito Neves por aceitarem o convite para compor a banca examinadora da presente dissertação.

A todos que fazem do laboratório de geocronologia da UnB um laboratório de ponta, por sempre me atenderem quando precisei e pelo auxílio. Adicionalmente fica um muito obrigado para a professora Lucieth Cruz Vieira, por ter recebido minha ligação durante seu dia de descanso para que eu pudesse de pronto usar as dependências do laboratório. Agradeço ainda a Sérgio Junges, Luis Mancine e Érico Natal por me auxiliarem durante o estágio que realizei no laboratório antes mesmo de ingressar na pós-graduação.

Á Reinaldo Brito por me acolher como um pai nos primeiros momentos em Brasília, sempre prestando assistência quando necessário.

Aos grandes amigos (e geólogos) que fiz em Brasília, pelas conversas nem sempre “aprumadas”, mas construtivas. Estes são: Federico Cuadros, Milton Alvarez, Nilo Junior, Ênio Maia, Heriscarth Marcell, Gustavo Lopes, Édnie Rafael, Judiron Santiago, Igor Praxedes, Aureliano Nobrega, Solon Mendes, Geysson Lages, João Gualberto, Thiago Cartaxo, Lindaray Souza, Ana Catarina, Janaina Almeida e Anne Caroline. Além do meu sempre parceiro de campo Haroldo Monteiro Lima.

Agradeço ainda aos professores do DGEO-UFPE, por sempre me prestarem assistência, seja do ponto de vista de logística ou de troca de conhecimentos, além de outras pessoas que de alguma forma ajudaram na construção das ideias da presente dissertação, fica aqui o meu muito obrigado.

Por fim a Capes pela bolsa de mestrado e ao CNPq pelo financiamento das etapas de campo.

RESUMO

O presente trabalho refere-se à evolução tectônica da região de Sucuru (estado da Paraíba) no âmbito Terreno Alto Moxotó (TAM), um domínio tipicamente Paleoproterozoico da Subprovíncia Transversal da Província Borborema. Este trabalho foi dividido em dois artigos científicos. O primeiro artigo tem seu foco na evolução estrutural da região de estudo, além de inferências sobre o metamorfismo associado. A área de estudo é dividida em dois compartimentos tectônicos, um metassedimentar (porção SSE) representado pelo Complexo Sertânia, e um metaplutônico, representado pelo Complexo Floresta (Ortognaisses graníticos a granodioríticos e extensa exposição de migmatitos) e as suítes intrusivas Malhada Vermelha (Rochas máficas-ultramáficas), Pedra D'água (*Sheets* de ortognaisses graníticos-granodioríticos) e Serra da Barra (Sienogranítica), este conjunto é cortado ainda por zonas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes. Foram reconhecidos três episódios deformacionais. O episódio D_n representa um evento contraccional com transporte tectônico para NW-NNW, sendo importantes as zonas de cisalhamento de empurrão de Sucuru e do Carmo. O episódio D_{n+1} é de natureza transcorrente e idade ediacarana, destacando-se as zonas de cisalhamento de Coxixola e do Congo, que representam estruturas de escala regional. O episódio final D_{n+2} , progressivo, transtraccional tardi-ediacarana-cambriano, culminou com a formação do enxame de diques da Suíte Sucuru e dos granitos tipo-A de Prata e Serra da Engabelada. Evidências petrográficas demonstram que o episódio D_n atingiu um pico metamórfico de fácies granulito ou eclogito, cujas paragêneses foram posteriormente reequilibradas para o fácies anfíbolito característico do evento D_{n+1} . O episódio D_{n+1} desenvolveu corredores miloníticos no fácies anfíbolito, com migmatização associada, enquanto o evento D_{n+2} , de fácies xisto verde, é restrito à área de influência das intrusivas tardi a pós-tectônicas. O segundo artigo refere-se com a evolução tectono-magmática das rochas metaplutônicas pré-brasilianas com base em dados de litogeoquímica e geoquímica isotópica (U-Pb e Sm-Nd). Três grandes eventos tectono-magmáticos foram reconhecidos. O primeiro é Sideriano, sendo responsável pela formação dos ortognaisses do Complexo Floresta, cuja assinatura geoquímica indica tipicamente um ambiente de arco magmático. A idade de 2.32 Ga através de U-Pb associado a valores $\epsilon Nd(t)$ variando de positivos a negativos sugerem geração de crosta juvenil Paleoproterozoica associado à retrabalhamento crustal de crosta arqueana. No Riacciano ocorreu o alojamento dos magmas referentes às Suítes Malhada Vermelha (em torno de 2.008 Ga) e Pedra D'Água (2.057 Ga). A primeira suíte possui assinatura geoquímica de magmas toleíticos a cálcio-alcalinos de arcos de ilhas (claras anomalias de Nb e Ta) além de valores de $\epsilon Nd(t)$ entre discretamente positivos até negativos sugerindo um evento transaccional entre oceânico e continental para este magmatismo. Já a Suíte Pedra D'água possui um caráter cálcio alcalino de alto potássio tipicamente peraluminoso associado a valores negativos de $\epsilon Nd(t)$, sugerindo um evento de colisão continental. O terceiro evento magmático é o evento Serra da Barra, que culminou com o *emplacement* dos sienogranitos desta suíte. Este evento ocorreu no estateriano (Idade U-Pb de 1.6 Ga), e representa um evento de extensão crustal coincidente com um evento de quebramento global bem conhecido durante o final do Paleoproterozóico.

ABSTRACT

The present work concerns on the tectonic evolution of the Sucuru region (State of Paraíba), within the Alto Moxotó Terrane (AMT), a paleoproterozoic domain from the Transversal Subprovince of the Borborema Province. It was divided in two scientific papers. The first one focus on the structural evolution of the study área and inferences about the associated metamorphism. The Sucuru area can be divided in two tectonic compartments, the first one is metasedimentary (SSE portion), being represented by the Sertânia Complex. And the other is metaplutonic, represented by the Floresta Complex (granitic to granodioritic gneisses and wide migmatites), and the intrusive suítes: Malhada Vermelha (Mafic-Ultramafic rocks), Pedra d'Água (sheets of granitic-granodioritic orthogneisses) and Serra da Barra (Metasyenogranites). This whole set is affected by thrust and strike-slip shear zones. Three deformational events were recognized. The D_n episode is a thrust event with tectonic transport to NW-NNW of the Sucuru and Carmo shear zones. The episode D_{n+1} is a ediacaran shearing, strongly affected by the Coxixola and Congo shear zones (regional scale structures) plus minor internal shear zones. The final D_{n+2} , progressive episode is transtensional tardi-ediakaran-cambrian. It results on the emplacement of the Sucuru Suite dyke swarm and the intrusion of the Serra da Engabelada and Prata granites. Petrographic evidences showed that the D_n event reached a metamorphic peak at the granulite or eclogite facies, with the original paragenesis were re-equilibrated to amphibolite conditions of the D_{n+1} event. The D_{n+2} , present green-schist metamorphic facies, and is restrict to the influence area of the tardi to post-tectonic intrusive suites. The second papers referes to the tectono-magmatic evolution of the pre-brasiliano metaplutonic units based on whole rock geochemistry and isotopic geochemistry (U-Pb and Sm-Nd). Three magmatic events were recognized. The first one is Syderian, being responsible for the formation of the orthogneisses and migmatites from the Floresta Complex, with geochemical signature typical from arc magmatic setting. The U-Pb age of 2.37 Ga associated with slightly positive to negative $\epsilon Nd(t)$ values suggest generation of paleoproterozoic juvenile crust associated with reworking os archean crustal crust. On the Rhyacian period, the Malhada Vermelha suite magmatism and the Pedra d'Água suite magmatism took place (around 2.008 and 2.057 Ga respectively). The first one has geochemical signature varying from toleitic to calc-alkaline from island arcs (expressive Nb and Ta negative anomalies), beyond $\epsilon Nd(t)$ positive to negative values, suggesting an oceanic to continental transitional setting for this magmatism. On the other hand, the Pedra D'água suite have a high K calc-alkaline peraluminous magmatism, associated with negative de $\epsilon Nd(t)$ values, suggesting a crustal event, typically a continental collisional event. The third identified event is the Serra da Barra event, which formed the syenogranites from this suite. This is a Statherian event (U-Pb age ~ 1.6 Ga), and represent a within-plate crustal (geochemistry signature and negative $\epsilon Nd(t)$ values), which coincides with worldwide know extensional events during the final of the Paleoproterozoic.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação e objetivos

A era Paleoproterozoica (2,5 – 1,6 Ga) representa um intervalo singular na história da Terra, sendo responsável por expressiva atividade tectônica, consequente magmatismo característico, além de eventos climáticos e bioquímicos diferenciados, resultando em mudanças significativas na configuração terrestre (Reddy e Evans 2009). Neste contexto o paleomagnetismo desempenha um papel importante no que diz respeito ao comportamento e evolução crustal durante o Paleoproterozóico. Entretanto, estudos envolvendo dados geocronológicos de orógenos colisionais e a correlação desses orógenos entre os diversos crátons representam as evidências mais robustas da dinâmica dessas massas continentais antigas (Condie 2002a). O exemplo clássico mais bem conhecido de órogeno paleoproterozoico corresponde ao Trans-Hudson no continente norte-americano (Van Kranendonk *et al.*, 1993, Anesley *et al.* 2005, Hoffman, 1998, 1989a, 1989b).

A partir de 2,5 Ga (início do Paleoproterozoico), uma possível fragmentação continental relativa é bem documentada em várias partes do globo terrestre (Mints, 2007, Condie, 2002a). Seguiu-se um período prolongado de baixas taxas de atividade magmática em áreas continentais durante o intervalo de 2,45-2,1 Ga (Condie 1998). Por outro lado, a partir de 2,0-1,9 Ga, tem se observado registros de intensa produção de crosta juvenil, seguida por rápida acreção de arcos magmáticos no intervalo de 1,88-1,84 Ga.

O período entre 2,0-1,8 Ga merece especial destaque por sua atividade geológica singular. Hoffman (1989a) foi pioneiro a identificar expressiva atividade magmática e tectônica durante esse intervalo, demonstrando que sete microcontinentes da América do Norte e Groenlândia foram aglutinados para formar Laurentia, que possivelmente incluiria também Báltica e outros terrenos, formando, assim, extensa massa continental denominada de Nena (Gower *et al.* 1990). Zhao *et al.* (2002) estenderam essa hipótese para outros blocos cratônicos de mesma idade, sugerindo a existência de um supercontinente, resultando da colisão e acreção de massas continentais menores.

Simultaneamente, Roger e Santosh (2002) também propuseram a existência de um supercontinente no Paleoproterozóico, chamado de Columbia. Estes autores sugeriram que África do Sul, Madagascar, Índia, Austrália e partes da Antártica teriam sido aglutinadas à

margem oeste da América do Norte, enquanto Groenlândia, Báltica e Sibéria seriam aglutinados à margem sul da América do Norte e por fim, a América do Sul seria aglutinada à África. Zhao *et al.* (2004) apresentam uma configuração à desses autores e uma comparação entre os modelos para o Colúmbia pode ser feita pela Figura 1.

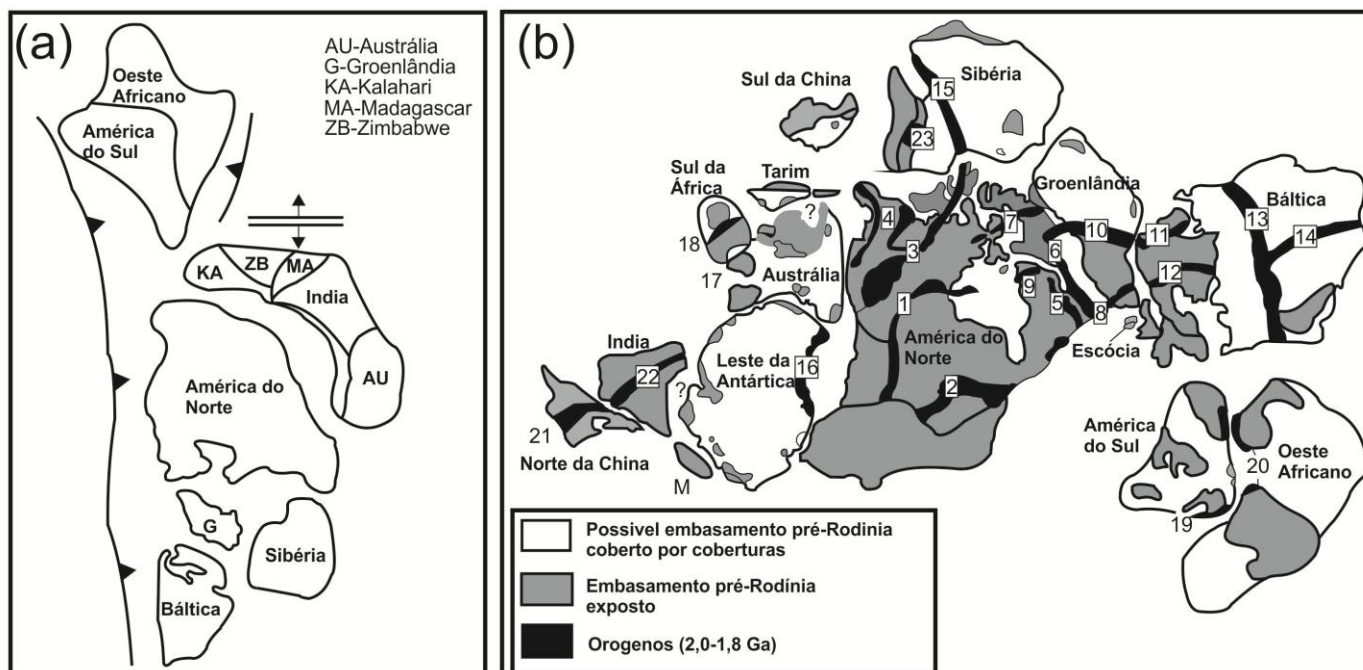


Figura 1 – Comparação entre os modelos de reconstrução do supercontinente Columbia (adaptado de Zhao *et al.* 2004). (a) Modelo de Rogers e Santosh (2002); (b) Reconstrução de Zhao *et al.* (2002a). Símbolos: (1) Trans-Hudson; (2) Penokeano; (3) Taltson – Thelon; (4) Wopmay; (5) New Quebec; (6) Tongat; (7) Foxe; (8) Makkovik-Ketidiano; (9) Ungava; (10) Nugssugtoqidiano; (11) Kola-Kareliano; (12) Svecofenniano; (13) Orogeno Volhyn – Rússia Central; (14) Pachelma; (15) Akitkan; (16) Orógeno Transártico; (17) Capricórnio; (18) Limpopo; (19) Transamazônico; (20) Eburmeano; (21) Orógeno Trans-Norte China; (22) Zona Tectônica Central da Índia; (23) Orógeno Central Aldano; (24) Orógeno Halls Creek.

A partir de 1,8 Ga, predominou ocorrência de extenso magmatismo ligado à subducção, promovendo intensa acreção continental, sendo bem documentada pelos exemplos das faixas Arunta, Musgrave, Mt. Isa, Georgetown, Coen e Broken Hill (1,81-1,5 Ga) na Austrália, Xiong'er (1,81–1,4 Ga) na China, Rio Negro-Juruena (1.80-1.45) e Rondoniano-San Ignacio (1,50-1,30 Ga) no Cráton Amazônico (Brasil) (Zhao *et al.* 2004).

A fragmentação de Columbia iniciou-se a partir de 1,6 Ga, com o princípio da formação de sistemas de riftes ao longo da margem oeste de Laurentia, margem sul de Báltica, sudesde da Sibéria, noroeste da África do sul e norte da China (Roger e Santosh 2002; Condie 2002a). A partir desse período ampla atividade anorogênica começou a se desenvolver, incluindo os primeiros anortositos maciços, intrusões charnockíticas, enxames

de diques (principalmente diabásios) e granitos potássicos com texturas rapakivi, que marcariam o final do Paleoproterozóico. Entretanto, através da análise de distribuição de algumas suturas paleoproterozóicas, alguns autores advogam que a fragmentação não se deu de forma completa. Por exemplo, de acordo com Condie (2002a) ao menos dois crátons (Atlântica e Ártica) sobreviveram à fase de *break-up* e posteriormente tornaram-se parte integrante do supercontinente Rodínia no Mesoproterozoico.

No âmbito da América do Sul, rochas do paleoproterozóico encontram-se relativamente bem expostas e vêm sendo alvo de intensa investigação, principalmente nos últimos anos. Brito Neves (2011) apresenta uma síntese completa da evolução e conhecimento na Plataforma Sul-americana, detalhando as características geológicas-geocronológicas de todas as entidades geotectônicas regionais (crátons e faixas móveis) dos períodos Sideriano (2,35–2,3 Ga), Riaciano (2,22–2,05 Ga), Orosiriano (2,0–1,8 Ga) e Estateriano (1,8–1,55 Ga) do Paleoproterozoico. Uma visão geral da distribuição dos diversos domínios subdivididos de acordo com esses períodos ao longo da Plataforma Sul-americana é mostrada na Figura 2.

O Paleoproterozoico representa uma porção relativamente extensa da Província Borborema e mostra diversas regiões aflorantes em quase todos os terrenos/domínios principalmente como embasamento, como suítes intrusivas ou como rochas supracrustais (Brito Neves *et al.* 2001a). Entretanto, a distinção dos diferentes períodos dentro do Paleoproterozóico, bem como o significado tectônico de cada evento ainda é pouco conhecido, apesar do grande avanço feito nos últimos anos do ponto de vista geocronológico principalmente na porção norte da província.

Bons exemplos de avanço do conhecimento geológico/geocronológico neste sentido são, por exemplo, os trabalhos de Santos *et al.* (2008) e Dantas *et al.* (2008) definindo unidades siderianas no Maciço de Granja (Domínio Médio Coreaú) e no terreno Rio Piranhas (Domínio Rio Grande do Norte), respectivamente. Crosta continental riaciana foi recentemente documentada no Maciço São José do Campestre do domínio Rio Grande do Norte (Dantas *et al.* 2008). Ainda neste domínio Hollanda *et al.* (2011) contribuiu significativamente para o acervo geocronológico e regional, sugerindo que o magmatismo paleoproterozoico teve importante contribuição no seu arcabouço, uma vez que se deu de pelo menos 2,4 Ga até 1,75 Ga, contemplando todos os períodos (desde o Sideriano até o Estateriano). Na porção central da província (Subprovíncia Transversal), o Paleoproterozóico

não tem ainda recebido atenção devida dos pesquisadores e o avanço do conhecimento ainda é insuficiente para seu entendimento.

Recente destaque pode ser dado, por exemplo, aos trabalhos desenvolvidos por Delgado *et al.* (2003), Accioly (2005) e Santos *et al.* (2008) que têm identificado rochas pertencentes a complexos gabro-anortosíticos de idade estateriana no chamado Terreno Rio Capibaribe dessa subprovíncia, além das clássicas revisões feitas por Brito Neves *et al.* (2001a, 2001b 2011) e Van Schmus *et al.* (2011).

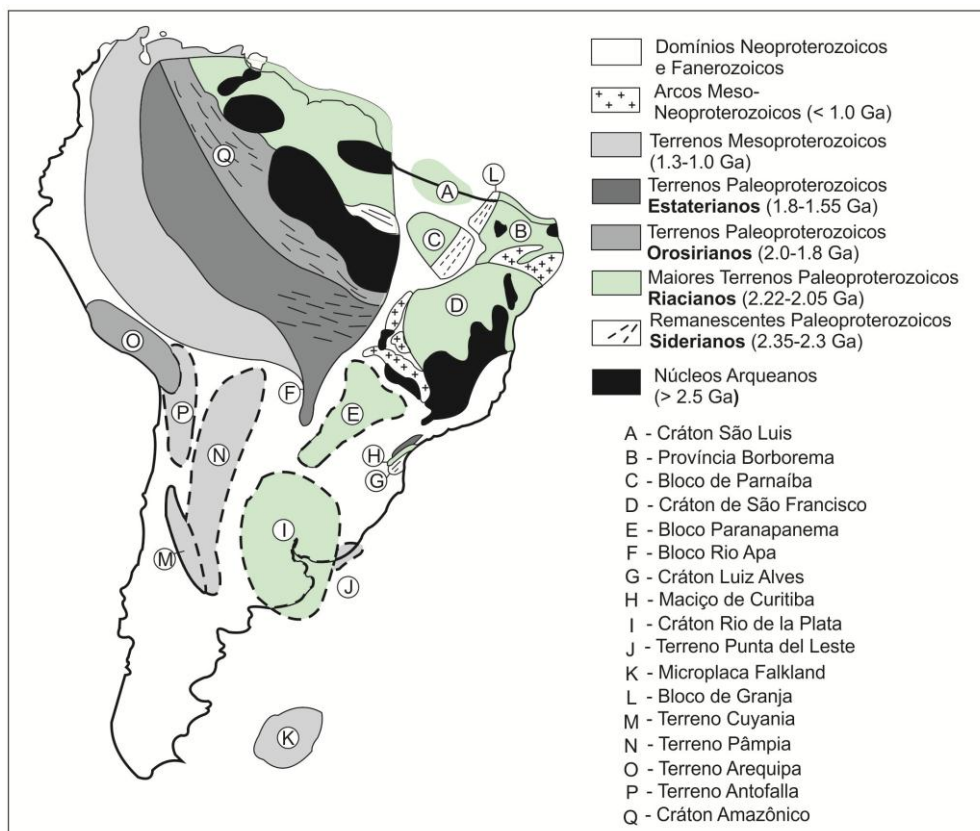


Figura 2 – Compartimentação tectônica da América do Sul mostrando os principais domínios paleoproterozoicos distintos dos diferentes crátons, terrenos e blocos adjacentes. (adaptada e simplificada de Brito Neves 2011, modificada de Fuck *et al.*, 2008.)

A área de estudo que representa o foco desta dissertação localiza-se próxima à localidade de Sucuru, região do Cariri Paraibano, no terreno Alto Moxotó (TAM), um domínio que representa uma das melhores ou possivelmente a melhor exposição do Paleoproterozoico da Província Borborema. O significado geodinâmico do TAM e, conseqüentemente, da região de Sucuru ainda é muito pouco entendido e carente de estudos, principalmente do ponto de vista geocronológico. Estudos pioneiros de geologia básica foram

realizados por Medeiros e Torres (2000). Estes autores distinguiram os complexos Floresta, Sertânia e Sumé, representando as principais unidades supostamente paleoproterozoicas na região de Sucuru.

Entretanto, trabalhos de mapeamento geológico de maior detalhe (escala 1:50.000) revelaram que a área mapeada como Complexo Sumé de Medeiros e Torres (2000) na realidade, engloba porções do Complexo Floresta e, pelo menos, duas unidades litoestratigráficas distintas: As suítes metaplutônicas Malhada Vermelha e Serra da Barra. A suíte Malhada Vermelha é formada por rochas metamáficas-ultramáficas. Já a suíte Serra da Barra representa outra unidade intrusiva, formada por metasienogranitos, meta quartzo sienitos e meta álcali feldspato sienitos.

De aspecto intrusivo no Complexo Floresta, ocorrem ainda os ortognaisses sintangenciais, que no presente trabalho são denominados de suíte Pedra d'Água (ortognaisses granodioríticos e tonalíticos). Os principais objetivos deste trabalho são: datar as unidades metaplutônicas e o Complexo Floresta por LA-MC-ICPMS U-Pb em zircão e Sm-Nd (idades modelos T_{DM} e $\epsilon Nd(t)$), e estudar as unidades do ponto de vista geoquímico, com o objetivo de refinar o mapeamento geológico previamente realizado por Santos 2010, posicionar as unidades em um contexto litoestratigráfico regional no âmbito do TAM, como uma tentativa de entender seu significado tectônico e geodinâmico.

1.2. Localização

A área de estudo situa-se no estado da Paraíba (região do Cariri Paraibano), próximo à divisa com o estado de Pernambuco. As cidades mais importantes da região circunvizinha à área estudada são Sumé e Coxixola, sendo a localidade de Sucuru (distrito do município de Serra Branca) a de maior expressão dentro da área. A localidade de Sucuru encontra-se distante cerca de 380 km da capital da Paraíba, João Pessoa. A área de trabalho possui aproximadamente 232 km², sendo limitada pelas coordenadas geográficas 36°38'36"W - 36° 47'18"W e 7° 44' 15" - 7° 35' 37"S (Figura 3). O acesso à região de Sucuru se dá pela BR-230, partindo-se de João Pessoa. Ao cruzar a cidade de Campina Grande, segue-se pela BR-412 até o município de Sumé, a partir daí o acesso à área é realizado por meio de estradas de terra vicinais.

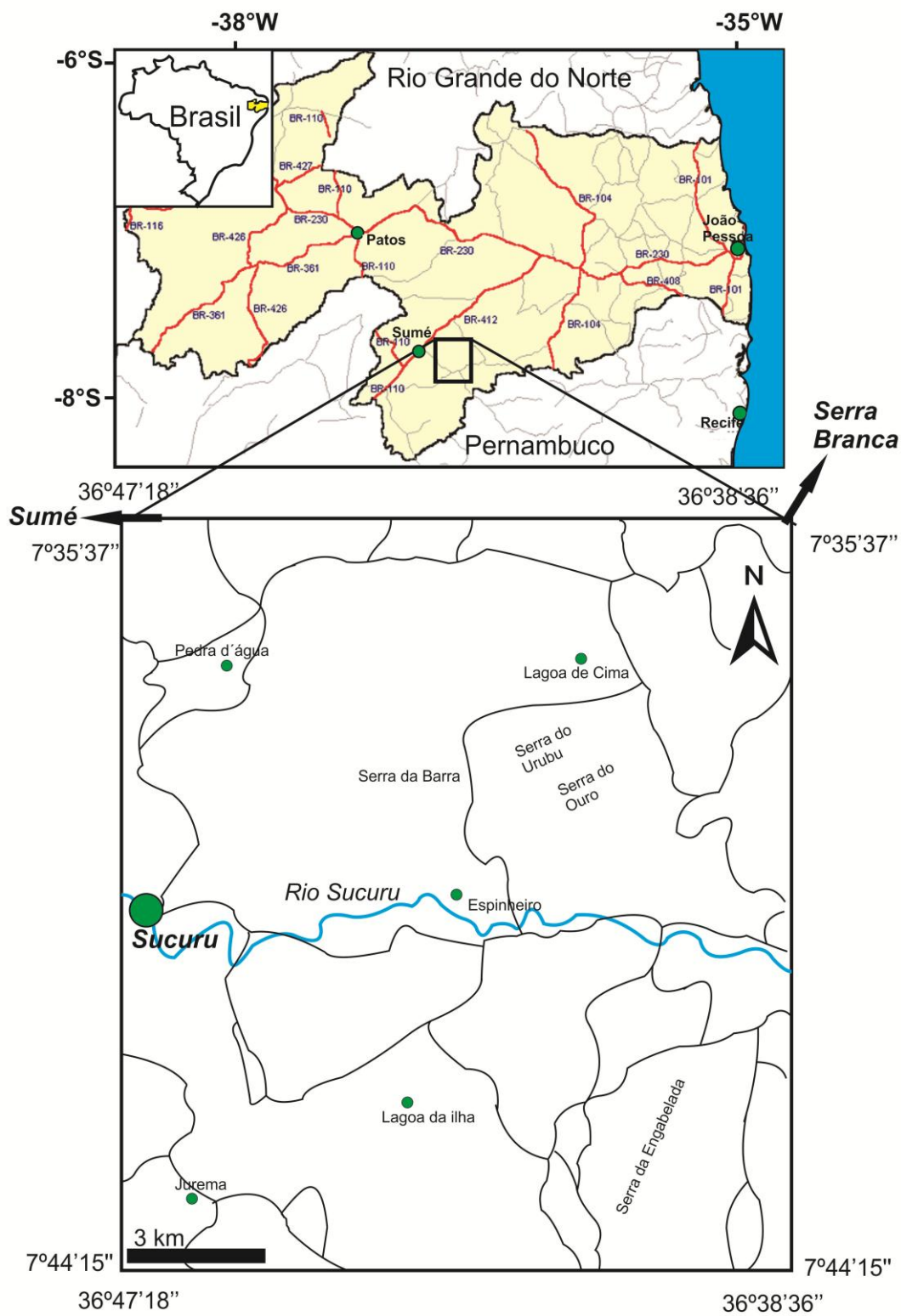


Figura 3 – Localização geográfica da região de Sucuru (Paraíba) (área de estudo).

1.3. Justificativas do tema proposto

O Terreno Alto Moxotó (TAM) corresponde a um importante segmento da Subprovíncia Transversal da Província Borborema, por preservar extensa exposição de rochas do Paleoproterozoico na província, sem expressiva influência da orogênese brasileira (Santos e Ferreira 2002). Investigações levaram alguns pesquisadores a suspeitar de um suposto magmatismo anorogênico pré-Cariris Velhos (1,0 Ga) nos segmentos paleoproterozoicos da Subprovíncia Transversal (Santos e Accioly 2006, Sá *et al.* 2002). No âmbito deste terreno e na região de Sumé, o Complexo Sumé e os granitoides “sin-tangenciais”, descritos por Medeiros e Torres (2000) e Gomes (2001), representam os principais objetos geológicos investigados. Estas rochas apesar de terem sido estudadas anteriormente pelos autores acima, essas investigações pioneiras foram baseadas em um levantamento geológico de escala pequena (1:500.000 e 1:100.000), nos quais o significado dessas rochas do ponto de vista petrogenético e tectônico é ainda desconhecido.

Como já mencionado, o Complexo Sumé foi dividido por nós em porções Complexos Floresta e nas suítes Malhada Vermelha e Serra da Barra, e os granitoides “sin-tangenciais” definidos como suíte Pedra d’Água, por também se tratarem de intrusivas no Complexo Floresta. Todo esse conjunto é influenciado por zonas de cisalhamento transcorrentes regionais (Figura 4)

De acordo com Santos (2000), o Complexo Floresta seria considerado de idade Riacciana, porém as suítes Malhada Vermelha, Serra da Barra e Pedra d’Água carecem de estudos geocronológicos e isotópicos. Esta última suíte ainda sendo tratada como granitoides “sin-tangenciais” e foram correlacionados por Medeiros e Torres (2000) como similares aos granitoides Cariris Velhos (1.0 Ga) do Terreno Alto Pajeú. Apesar do excelente trabalho do ponto de vista de mapeamento geológico destes autores, não há na literatura uma investigação do ponto de vista científica refinada (geoquímica e geologia isotópica) para esta região e representa o principal foco deste trabalho.

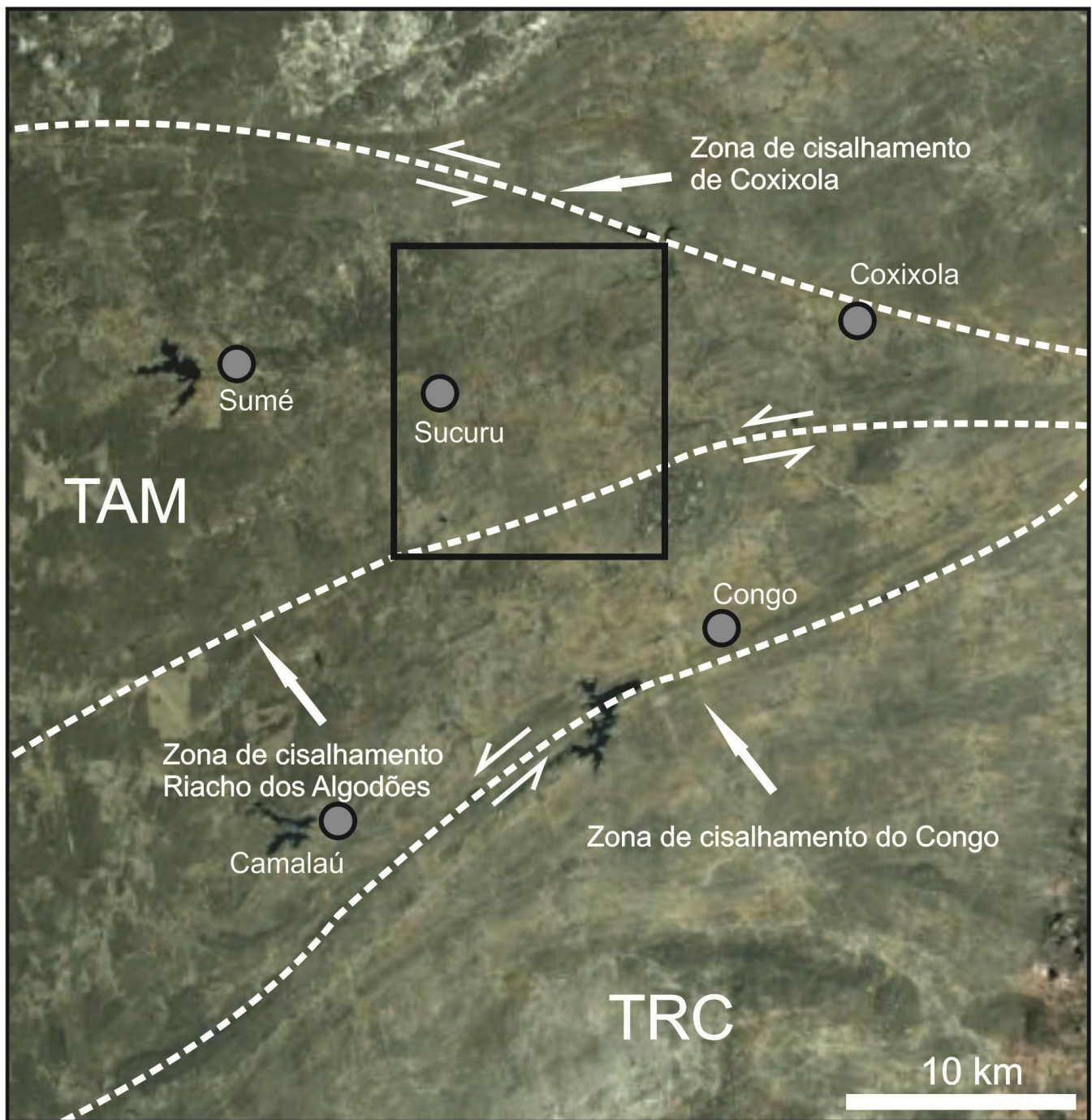


Figura 4 – Imagem de satélite de parte da Folha Sumé, com a área de estudo representada pelo retângulo preto. Notar a forma de cunha estrutural imposta pelas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistras do Congo e de Coxixola. TAM=TerrenoAltoMoxotó, TRC= Terreno Rio Capibaribe.

1.4. Materiais e métodos

1.4.1. Petrografia e geologia de campo

Petrografia preliminar já havia sido realizada, mas durante o período do metrado foram confeccionadas novas seções delgadas com objetivo de refinar a petrografia já feita. Além disso, duas novas campanhas de campo foram feitas visando à coleta de amostras para análises de litogeoquímica e geoquímica isotópica, foco principal da dissertação.

1.4.2. Litogeoquímica

Foi realizada a preparação de 40 amostras, sendo 34 delas utilizadas no primeiro artigo apresentado. A preparação das amostras para química de rocha total foi realizada no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras preparadas foram enviadas para análises no laboratório *ACME Analytical Laboratories* Ltda (Vancouver – Canadá), por digestão em ácido nítrico diluído, fusão de 0,2g de amostra com LiBO_2 , seguido de análise via ICP-ES para os principais óxidos e ICP-MS para elementos menores. Duplicatas de amostras também foram enviadas com o intuito de verificar o controle de qualidade da análise.

1.4.3. Geocronologia e geoquímica isotópica

As análises isotópicas de U-Pb foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília. Para estas análises, as amostras foram quebradas a partir de aproximadamente 10 kg de rocha com auxílio de marreta, martelo e a utilização de britador de mandíbula. Os concentrados de minerais pesados foram separados por separação gravimétrica utilizando bateias e os concentrados de zircão foram separados em separador magnético (Frantz isodynamic separator). Os grãos de zircão foram separados por catação manual, utilizando-se lupa binocular.

Os grãos de zircão foram ionizados gerando uma solução mista de ^{205}Pb - ^{235}U , sendo posteriormente U e Pb separados, utilizando procedimentos próprios do Laboratório de Geocronologia do IG/UnB. As incertezas nos cálculos e teores derivados da medição em

ICP/MS são da ordem de $\pm 0,5\%$. Isótopos radiogênicos de Pb foram corrigidos para valores originais de isótopos radiogênicos segundo o modelo para a idade aproximada da amostra de Stacey e Kramers (1975). As constantes de decaimento usadas foram as de Steiger e J'áger (1977) e são de $0,155125 \times 10^{-9}$ por ano para ^{238}U e $0,98485 \times 10^{-9}$ por ano para ^{235}U . Os dados ^{207}Pb - ^{235}U e ^{206}Pb - ^{238}U de 40 análises foram corrigidos e lançados em um diagrama convencional de “curva concórdia” usando o programa ISOPLOT (Ludwig 2001).

Seguindo os procedimentos analíticos descritos por Bühn *et al.* (2009) e Matteini *et al.* (2009), utilizou-se padrões internacionais de zircão. O padrão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) foi usado como amostra padrão para balanço de massa e correção de desvios. O fator de correção resultante de cada amostra é procedente da posição relativa entre 4 análises, sendo duas referentes ao padrão e duas em branco (Albarède *et al.* 2004). Já o padrão Temora2 (Black *et al.* 2004) foi rodado no início e no fim de cada sessão analítica, apresentando acurácia em torno de 2% e precisão por volta de 1% (1σ). Os erros analíticos foram propagados pela soma quadrática de incerteza externa observada para os padrões de reprodutibilidade e precisão de cada análise desconhecida. Adicionalmente os cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 1.000 foram excluídos das análises.

As análises isotópicas Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia e Pimentel (2000). A alíquota das amostras pulverizadas foi misturada com solução em *spike* ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidas em cápsulas do tipo Savillex. A extração de Sm e Nd das amostras de rocha total seguiram técnicas convencionais de troca catiônica, usando colunas de teflon, contendo resina do tipo LN-SPEC (HEHP – ácido dietilexil fosfórico em PTFE).

Amostras de Sm e Nd foram então inseridas em filamentos de Re e as análises isotópicas foram realizadas no espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT 262 em modo estático. As incertezas de $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são melhores que $\pm 0,4\%$ e $0,005\%$ respectivamente, baseado em análises repetidas em padrões de rocha internacionais (BHVO-1 e BCR-1).

As razões isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas a 0.7210 de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e a constante de decaimento utilizada foi de $6,54 \times 10^{-12}$. As idades modelo T_{DM} foram calculadas utilizando o modelo de DePaolo (1981). As análises Sm-Nd também foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília.

1.4.4. Interpretação dos dados e confecção da dissertação

Para interpretação dos dados obtidos, foram confeccionados figuras (mapas geológicos e esquemas), além de diagramas geoquímicos e de geologia isotópica. Desta forma, os dados foram integrados, permitindo a elaboração de um modelo para evolução tectônica desta porção do Terreno Alto Moxotó, bem como auxiliando no entendimento do seu significado global. No caso dos dados estruturais, as diversas medidas foram plotadas em diagramas estereográficos sinópticos por meio do software stereonet (versão utilizada apenas para estudo e pesquisa). O mapa geológico confeccionado por meio do software arcgis desktop 9.2, e os esquemas foram feitos por meio do Corel Draw v. X5. Por fim, os diagramas geoquímicos e geocronológicos foram feitos utilizando-se os programas Excel 2003, Igpct 2006 e o software Petrograph.

1.5. Plano de dissertação

A dissertação foi organizada na forma de dois artigos assim distribuídos:

- 1) **“Análise estrutural e metamórfica da região de Sucuru-PB: Implicações sobre a evolução do Terreno Alto Moxotó, Província Borborema”**; Aceito para publicação no periódico do Instituto de Geociências da USP – Série Científica.
- 2) **“Early and Late Paleoproterozoic Magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and their Tectonic implications for the pre-Western Gondwana Assembly”**; Artigo a ser submetido a periódico internacional. Este artigo representa a o foco principal da dissertação com a exposição do modelo para a evolução tectônica do magmatismo de região de Sucuru (Paraíba), com base em dados de litogeoquímica e geologia isotópica.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Introdução sobre a Província Borborema

A região de Sucuru-PB está inserida no Terreno Alto Moxotó, Domínio/Subprovíncia Transversal da Província Borborema (PB). A província foi definida por Almeida *et al.* (1977) como uma faixa móvel brasileira, limitada ao norte pelo cráton de São Luis, ao sul pelo cráton do São Francisco, à oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias costeiras. O arcabouço tectônico da PB foi descrito inicialmente por Brito Neves (1975) como um sistema de dobramentos estruturado no final do Neoproterozoico (0,6 Ga), formado por uma alternância de faixas metassedimentares, zonas geanticlinais, maciços medianos, destacando-se ainda extensos lineamentos e grande quantidade de intrusões graníticas. A subprovíncia Transversal foi dividida por este autor em duas faixas brasileiras, Piancó Alto Brígida e Pajeú-Paraíba.

A partir da década de 80, os trabalhos de análise estrutural realizados por Jardim de Sá e colaboradores (ex. Jardim de Sá & Hachspacker 1980) introduziram o conceito de faixas monocíclicas e policíclicas na PB. Grande parte da província seria formada pelo retrabalhamento de crosta paleoproterozoica durante o evento brasileiro. Um modelo final Jardim de Sá (1994) caracterizou supracrustais paleoproterozoicas, mesoproterozoicas e neoproterozoicas estruturadas em três tipos crustais distintos: 1) as faixas monocíclicas brasileiras; 2) as faixas monocíclicas paleoproterozóicas e 3) as faixas paleoproterozóicas retrabalhadas no Brasileiro.

Algumas sínteses tectônicas, bem como a revisão realizada por Santos e Brito Neves (1984) propuseram modelos que procuravam conciliar a polêmica estabelecida entre o mono e policiclismo. Todos esses modelos se baseavam em dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr. Com o advento da geocronologia U-Pb no Brasil, a PB passou a ser subdividida em domínios tectônicos, sendo pioneiras as compartimentações estabelecidas por Santos (1995) e Van Schmus *et al.* (1995). Segundo este último artigo, a província seria estruturada em três grandes domínios principais, denominados de Setentrional, Transversal e Meridional, separados pelos lineamentos Patos e Pernambuco. Por esta época, a descoberta do evento tectônico Cariris Velhos (Brito Neves *et al.* 1995), de idade esteniana-toniana (em torno de

1.0 Ga) e a datação de supracrustais neoproterozoicas na Faixa Seridó tiveram enorme influência no entendimento da geotectônica da Província.

No ano seguinte, Santos (1996) introduziu o conceito de terrenos tectonoestratigráficos com o reconhecimento de processos de acreção e colisão, envolvendo dois eventos sucessivos na formação dos cinturões metamórficos do Domínio Transversal, os eventos Cariris Velhos e Brasileiro. Neste domínio, que foi redenominado de Subprovíncia Transversal por Santos *et al.* (2000) (Figura 5), foram reconhecidos os terrenos Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e a faixa/terreno Piancó-Alto Brígida. O terreno Alto Pajeú é a área clássica do evento Cariris Velhos, tendo sido detalhado por Kozuch (2003) e Medeiros (2004).

De acordo com o estado de conhecimento atual da Província Borborema, a subdivisão em 5 sub-domínios geotectônicos (Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal e Meridional) foi consolidado pelas revisões de Santos e Medeiros (1999); Santos *et al.* (2000) e Brito Neves *et al.* (2000) (Figura 4). Este modelo é atualmente a subdivisão tectônica mais aceita pela maioria dos pesquisadores, mas o modelo dos terrenos tectonoestratigráficos e a existência de processos acrecionários permanece como tema de discussão na literatura. Neves e Mariano (1997, 1999 e 2001) além de Guimarães e Brito Neves (2005), por exemplo, sugerem contexto intracratônico para a evolução da Província Borborema, sugerindo continuidade geológica entre os supostos terrenos desde o Paleoproterozoico, baseados principalmente em dados de litogeoquímica. Estes autores apontam uma série de problemas para o modelo de terrenos tectônicos para a PB, advogando, por exemplo, a inadequação do conceito para a província, além de questionarem a natureza colisional do evento Cariris Velhos (1.0 Ga) o qual é considerado por vários autores como um dos responsáveis pela colagem de terrenos na região.

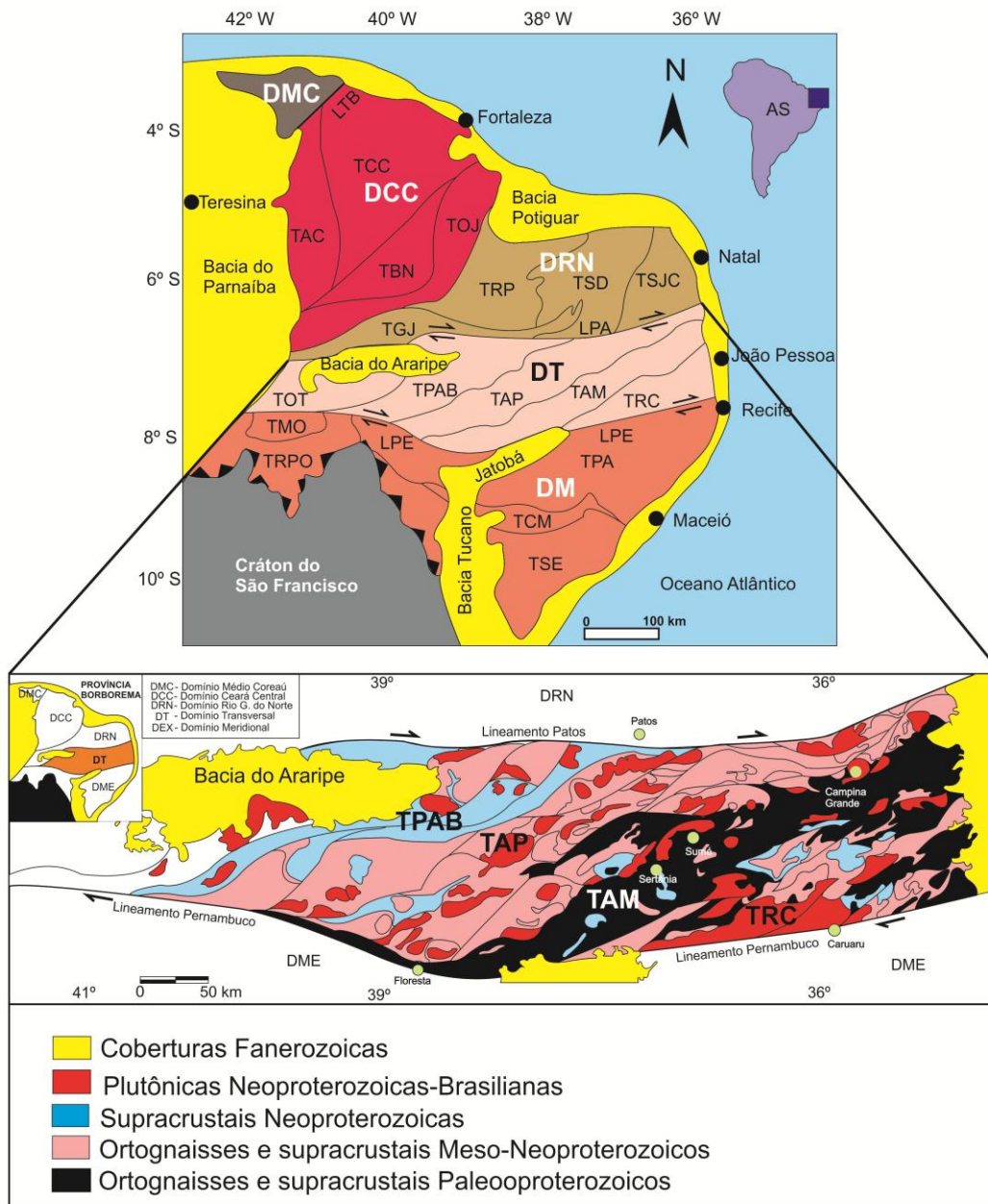


Figura 5 – Separação da Província Borborema em terrenos tectono-estratigráficos, modificado de Santos et al. 2000 e mapa esquemático dos terrenos da Subprovincia Transversal, modificado e simplificado Santos e Medeiros (1999). AS – América do Sul. Domínios: **DMC** –Médio Coreaú, **DCC** –Ceará Central, **DRN** – Rio Grande do Norte, **DT** – Transversal, **DM** – Meridional. Terrenos: **TCC** – Ceará Central, **TAC** – Acaraú, **TBN** – Banabuiú, **TOJ** – Orós-Jaguaribe, **TGJ** – Granjeiro, **TRP** – Rio Piranhas, **TSD** –Seridó, **TSJC** – São José do Campestre, **TOT** – Ouricuri-Trindade, **TPAB** - Piancó-Alto-Brigida, **TAP** – Alto Pajeú, **TAM** – Alto Moxotó, **TRC** – Rio Capibaribe, **TMO** – Monte Orebe, **TRPO** – Riacho do Pontal, **TPA** – Pernambuco Alagoas, **TCM** – Canindé-Marancó, **TSE** – Sergipano. Principais Lineamentos: **LTB** – Trans- Brasileiro, **LPA** – Patos, **LPE** – Pernambuco.

O estudo petrológico e geocronológico dos granitos brasileiros, o estudo comparado dos granitoides Cariris Velhos e Brasileiros (Santos & Medeiros 1999), assim como dos granitos brasileiros dos diversos terrenos (Ferreira *et al.* 1998), além das primeiras investigações de caráter geofísico (Oliveira 2008; Jardim de Sá *et al.* 1997) foram acrescentando subsídios importantes para melhor definição da evolução pré-cambriana do Nordeste brasileiro.

2.2. Subprovíncia Transversal

A Subprovíncia ou domínio Transversal (Figura 5) compreende a região tectônica da Província Borborema situada entre os lineamentos Patos e Pernambuco, abrangendo principalmente os estados da Paraíba e Pernambuco. Esta subprovíncia é formada por terrenos separados entre si principalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras ou menos comumente por zonas de cisalhamento contracionais (Santos & Medeiros 1999).

Distinguem-se os terrenos ou domínios Rio Capibaribe (TRC), Alto Moxotó (TAM) e Alto Pajeú (TAP), além do terreno/faixa Piancó-Alto Brígida (FPB) (Santos 1996; Brito Neves *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000; Medeiros 2004; Oliveira 2008). No extremo oeste da subprovíncia, reconhece-se ainda os terrenos Ouricuri-Trindade (TOT) (recentemente denominado de terreno Araripina por Oliveira (2008) e São José do Caiano, além de faixas de rochas supracrustais ainda pouco conhecidas. Por outro lado, Neves *et al.* (2008, 2009, 2010), estudando ortognaisses e rochas metassedimentares adjacentes aos limites de terrenos propostos pelos autores acima do ponto de vista geoquímico, sugerem que a Subprovíncia Transversal pertence a um único bloco crustal.

Todo o conjunto possui um *trend* estrutural preferencialmente de direção ENE-WSW, sendo formado por terrenos justapostos pelos eventos Cariris Velhos e Brasileiro, de idades toniana (1000 - 850 Ma) e ediacarana (600 – 540 Ma) respectivamente, sendo constituída por rochas que variam desde o Paleoproterozoico até o final do Cambriano. São marcantes ainda, os inúmeros granitos predominantemente calcioalcalinos brasileiros-ediocaranos (principalmente no interior TPAB). Sial *et al.* (1997), Ferreira *et al.* (1998) e Brito Neves *et al.* (2003) sintetizaram os principais tipos de granitos encontrados na Província Borborema, a maioria deles presente neste terreno.

2.3. O Terreno Alto Moxotó no âmbito da Província Borborema

Os principais traços estruturais e unidades litoestratigráficas do Terreno Alto Moxotó começaram a ser esboçados por Santos (1977), os quais foram refinados por Lima *et al.* (1985), Wanderley (1990), Santos (1995), Santos e Medeiros (1999), Medeiros e Torres (2000), Santos *et al.* (2004), Santos (2007), Rodrigues (2008) e Miranda (2010). A maioria desses autores concorda quanto à existência de dois complexos metamórficos de alto grau (Figura 6): os complexos Floresta (rochas metaplutônicas diferenciadas de composição intermediária variando de termos predominantemente dioríticos para tonalíticos-granodioríticos e migmatitos diversos) e Sertânia (sequência de rochas supracrustais com restrita contribuição vulcânica incluindo migmatitos paraderivados), além da ocorrência local de uma delgada cobertura metassedimentar de natureza pelito-carbonática denominada de Complexo Caroalina. Outras unidades são menos consensuais, como pode ser visto na tabela 1 comparativa anexa.

O limite sudeste deste terreno com o terreno Rio Capibaribe é muito bem marcado, uma vez que se faz por expressiva zona de cisalhamento transcorrente sinistral, a zona de cisalhamento Congo, que é muito bem marcada também do ponto de vista aerogeofísico (vide Oliveira 2008). No entanto, o limite norte-noroeste com o terreno Alto Pajeú não é muito claro, sendo a *nappe* Serra de Jabitacá o limite para alguns autores, porém a zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira tem se mostrado um forte candidato.

Há um consenso, entretanto, de que a influência brasileira, em termos de intrusões graníticas, é bastante limitada, estando restrita ao magmatismo de tipo-A, com idade entre 590 e 540 Ma (Guimarães *et al.* 2005, Hollanda *et al.* 2010). Isto é, apesar de várias zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras cortarem as rochas paleoproterozóicas, há uma limitada atividade granítica brasileira ainda pouco entendida, sendo parte deste magmatismo estritamente relacionado às transcorrências. A área de estudo da presente dissertação encontra-se na parte central-sudoeste do TAM (Figura 4), e os aspectos geológicos locais são abordados nos artigos em anexo.

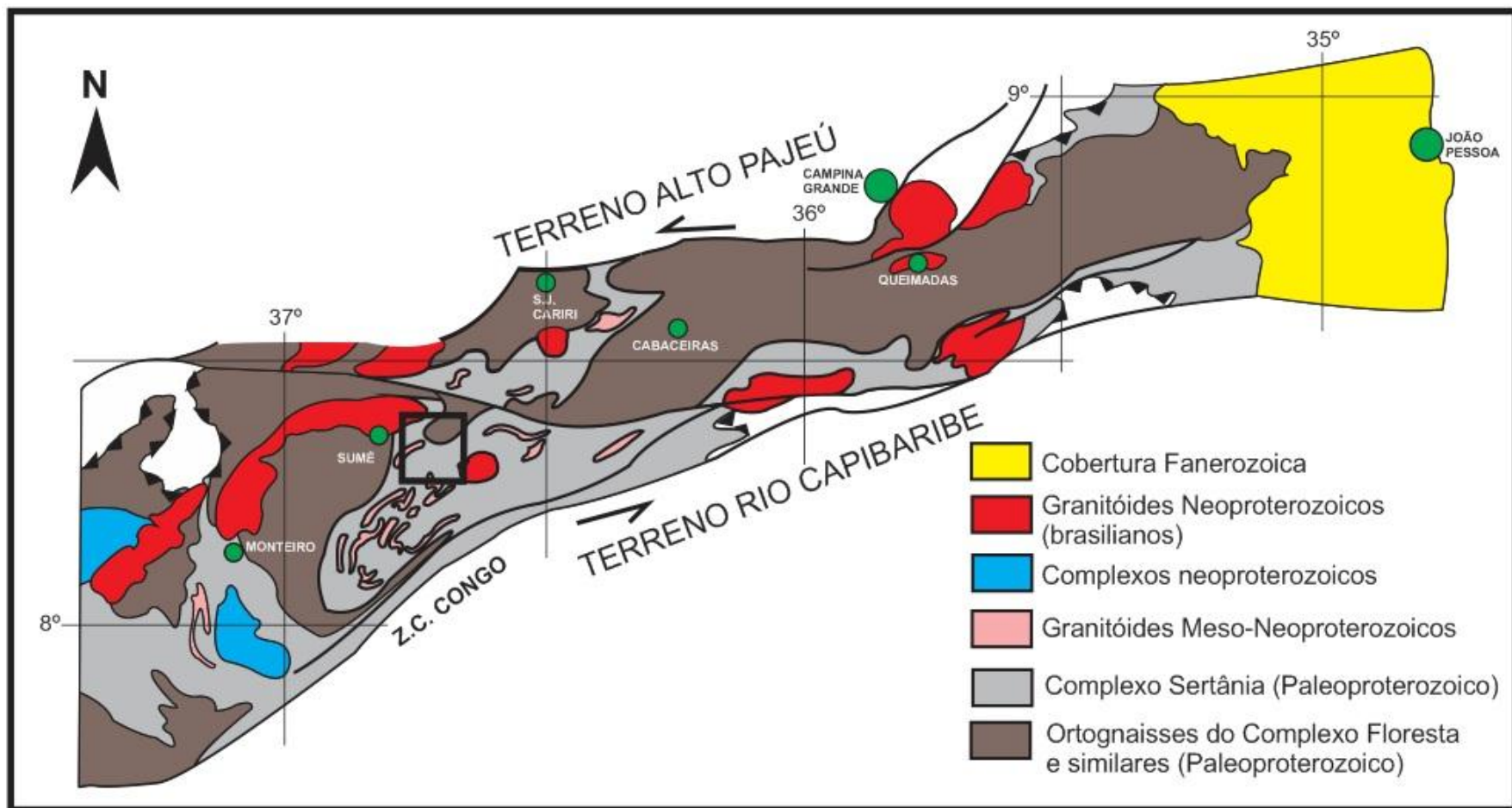


Figura 6 – Mapa geológico do Terreno Alto Moxotó, adaptado e modificado de Santos et al. (2004).

	SANTOS (1977)	LIMA ET AL. (1985)	MEDEIROS E TORRES (2000)	RODRIGUES (2006)	ACCIOLY (2007) ; SANTOS (2007)	SANTOS (2010)
CAMBRIANO						Suíte (enxame) diques Sucuru Granitos Prata e Serra da Engabelada
	Granito Barra Verde Sequência tipo Cardealina		Granitoides tarde a pós-transcorrência	Granitos Queimadas e Campina Grande		
MESO-NEOPROTEROZOICO			Granitoides sin-transcorrência		Complexo Surubim-Cardealina	
			Ortognaisses tangenciais		Metagranitoides Cariris Velhos Metatexito La. da Cidade Ortognaisse Estrela d'Alva Augen-Ortognaisse Mioré	
	Sequência tipo São Caetano			Complexo São Caetano		
PALEOPROTEROZOICO		Suíte Prece do Rodrigues		Ortognaisses graníticos e granodioríticos	Suíte intrusiva Camalaú	Suíte intrusiva Camalaú
						Complexo Olho D'água do Cunha
	Complexo gabro-anortosítico Barro Vermelho	Suíte Malhada Vermelha			Suíte Intrusiva Malhada Vermelha	Complexo Malhada Vermelha
	Sequência tipo Sertânia		Complexo Sertânia / Surubim-Cardealina / Sumé	Migmatitos, anfibolitos e ortognaisses anfibolíticos / Ortognaisses e migmatitos / Complexo Sertânia	Complexo Sertânia	Complexo Sertânia
	Metagranitoides tipo Barra da Serra / Tipo Serra da Bandarra			Ortognaisses Aldogões / Metagranitoides Barra da Serra		
	Sequência tipo Feliciano	Complexo Floresta		Complexo Floresta / Complexo Sertânia	Complexo Floresta	Complexo Floresta

Tabela 1 – Esboço do histórico das principais unidades mapeadas no Terreno Alto Moxotó, correspondendo a estratigrafia estabelecida por cada autor, compilado de Santos (2010).

ARTIGO 1

**Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Sucuru – Paraíba:
Implicações sobre a Evolução do Terreno Alto Moxotó, Província
Borborema.**

Santos, L.C.M.L.; Santos, E.J; Dantas, E.L.; Lima, H.M.

Artigo aceito para publicação na revista “Geologia, USP – Série Científica”,
com previsão para Dezembro/2012, no volume 12, N: 3.

3. Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Sucuru – Paraíba: Implicações sobre a Evolução do Terreno Alto Moxotó, Província Borborema.

Lauro César Montefalco de Lira Santos¹, Edilton José dos Santos², Elton Luiz Dantas¹,
Haroldo Monteiro Lima³

¹IG- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB

²CPRM –Sureg-PE – Serviço Geológico do Brasil

³ Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

* Email: lmontefalco@unb.br

3.1. RESUMO

Inserida no Terreno Alto Moxotó da Província Borborema, a região de Sucuru (Paraíba) engloba dois domínios tectono-estratigráficos predominantemente pré-ediocaranos, separados por uma expressiva zona de cisalhamento de empurrão (ZC do Carmo). O primeiro é de caráter metaplutônico, sendo formado por uma trama granítica-granodiorítica e migmatítica (Complexo Floresta) e por várias suítes intrusivas. Dentre essas, distingue-se uma suíte máfica-ultramáfica (Malhada Vermelha), outra predominantemente granítica-granodiorítica (Pedra d'Água) e uma terceira sienogranítica (Serra da Barra). No segundo domínio predominam paragneisses migmatíticos do Complexo Sertânia. Todo conjunto foi cortado por diques e granitos tipo A ediacaranos-cambrianos. Três eventos tectônicos são reconhecidos. O episódio D_n representa um evento contraccional com transporte tectônico para NW-NNW, sendo importantes as zonas de cisalhamento de empurrão de Sucuru e do Carmo. O episódio D_{n+1} é de natureza transcorrente e idade ediacarana, destacando-se as zonas de cisalhamento de Coxixola e do Congo, que representam estruturas de escala regional. O episódio final D_{n+2} , progressivo, transtraccional tardi-ediacarano-cambriano, culminou com a formação do enxame de diques da Suíte Sucuru e dos granitos tipo A de Prata e Serra da Engabelada. Evidências petrográficas demonstram que o episódio D_n atingiu um pico metamórfico de fácies granulito ou eclogito, cujas paragêneses foram posteriormente reequilibradas para a fácies anfíbolito característico do evento D_{n+1} . O episódio D_{n+1} desenvolveu corredores miloníticos na fácies anfíbolito, com migmatização associada, enquanto o evento D_{n+2} , de fácies xisto verde, é restrito à área de influência das intrusivas tardias a pós-tectônicas. A ocorrência de granada

anfibolitos com textura symplectítica no caminho metamórfico M_n - M_{n+1} sugere que o evento contraccional representou um episódio metamórfico de alta pressão, marcando uma sutura de idade, provavelmente, paleoproterozoica.

Palavras-chave: Paleoproterozoico; Orógeno colisional; Província Borborema; Nordeste do Brasil.

3.2. ABSTRACT

Inserted on the Alto Moxotó Terrane of the Borborema Province, the Sucuru region (Paraíba state, Brazil) includes two dominantly pre-Ediacaran tectono-stratigraphic domains, bounded by an expressive thrust shear zone (Carmo SZ). The first domain has a metaplutonic nature, being formed by granitic-granodioritic to migmatitic orthogneisses (Floresta Complex) cut by several intrusive suites. These suites comprise a unit of mafic-ultramafic nature (Malhada Vermelha), a second one mainly of granitic-granodioritic-tonalitic composition (Pedra d'Água) and a last suite whose composition corresponds mainly to syenogranitic (Serra da Barra). On the second domain predominate migmatitic paragneisses from of the Sertânia Complex. All these units were cut by Cambrian-Ediacaran felsic dykes and A-type granites. Three tectonic events were recognized. The first D_n episode represents a thrusting with tectonic transport to NW-NNW, being important the Sucuru and Carmo shear zones. The D_{n+1} episode is a transcurrent event of Ediacaran age, being important in regional context the Coxixola and Congo shear zones. The final progressive late Ediacaran-Cambrian D_{n+2} episode, culminated with the emplacement of the Sucuru dyke swarm and the Prata and Serra da Engabelada A-type granites. Petrographic evidences show that the D_n episode reached its metamorphic peak on the granulitic or eclogitic facies, whose paragenesis were after re-equilibrated to the amphibolite during the D_{n+1} event. The D_{n+1} episode developed mylonitic corridors on the amphibolite facies with associated migmatization, while the D_{n+2} event reached a greenschist facies restrict to influence of the late and post-tectonic intrusives. The occurrence of garnet amphibolites with symplectite texture along the metamorphic path M_n - M_{n+1} suggests that the thrust event represented a high pressure metamorphic episode, indicating a probable Paleoproterozoic suture.

Keywords: Paleoproterozoic; Collisional orogen; Borborema Province; Northeastern Brazil.

3.3. INTRODUÇÃO

A Província Borborema (PB) localiza-se na região nordeste do Brasil, a qual foi pioneiramente descrita por Almeida *et al.* (1977) como uma região de dobramentos brasileira (650 – 500 Ma). A província é limitada ao noroeste pelo Cráton São Luis, ao sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias costeiras. De acordo com investigações de caráter regional (Villeneuve e Cornée, 1994; Feybesse *et al.*, 1998; Jardim de Sá, 1994; Trompette, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995, 2008), a PB é apenas o segmento de uma ampla colagem brasileira-panafricana que tem continuidade nas faixas Farusiana, Nigeriana e Central Africana, fazendo parte do embasamento neoproterozoico do Gondwana ocidental (Figura 1A).

De acordo com Brito Neves, Santos, Van Schmus (2000), a disposição da província seria resultado de pelo menos três eventos distintos. O primeiro está presente em blocos do Paleoproterozoico médio (~2,0 Ga) que promoveu a colagem dos terrenos arqueano-paleoproterozoicos, presentes, principalmente, nas subprovíncias ao norte do Lineamento Patos. O segundo seria evidenciado pelo evento Cariris Velhos, que originou faixas metavulcanossedimentares entre 0,99 e 0,92 Ga ao sul desse lineamento, interpretadas seja como cinturões orogênicos (Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999; Kozuch, 2003; Brito Neves, Santos, Van Schmus, 2000; Santos *et al.*, 2010; Sales *et al.*, 2011), seja como riftes pré-brasileiros (Neves e Mariano, 2001) O terceiro evento regional da PB corresponde à orogenia brasileira-panafricana, na qual desenvolveram-se faixas metavulcanossedimentares, com idade entre 650 e 520 Ma. Esse evento orogênico promoveu a convergência e colagem final dos domínios brasileiros e pré-brasileiros, dando origem a cinturões colisionais que hoje constituem o mosaico orogênico denominado de Província Borborema.

Em geral, a maioria dos autores aceita uma subdivisão da PB em cinco subprovíncias: Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte (Setentrional), Transversal e Meridional (Figura 1B). Essas subprovíncias possuem características distintas entre si e incluem diferentes domínios, muitos dos quais com características de terrenos tectonoestratigráficos (Santos, 1996; Brito Neves, Santos, Van Schmus, 2000). Van Schmus *et al.* (1995), no entanto, preferem subdividir a província apenas nos domínios Setentrional, Transversal e Meridional, com base, principalmente, na assinatura isotópica do Nd. Segundo esses autores, o domínio Setentrional, que engloba as subprovíncias Médio Coreaú, Ceará Central e Rio

Grande do Norte, possui abundante embasamento paleoproterozoico, ao contrário dos domínios Transversal e Meridional, onde este embasamento é escasso ou ausente. Entretanto, Neves e Mariano (2004) e Neves *et al.* (2006) defendem um modelo intracontinental para a PB. Esses autores consideram que não há prova incontestável de acreção juvenil neoproterozoica, com base na análise geoquímica e isotópica das rochas graníticas da associação cálcio-alcálica rica em K, abundante em toda a PB.

A área investigada localiza-se na região central do estado da Paraíba e é geologicamente situada no Terreno Alto Moxotó (TAM) (Figura 1C), um dos segmentos do Subprovíncia Transversal. O TAM compreende um bloco paleoproterozoico com extrema complexidade estrutural, contendo raros *klippes* de rochas supracrustais ediacaranas e algumas intrusões de granitos ediacaranos-cambrianos tipo A. Seu arcabouço é dominado por rochas orto e paraderivadas que foram retrabalhadas principalmente no período Ediacarano (635 – 542 Ma).

Neste contexto, o objetivo deste trabalho é apresentar novos dados sobre a evolução estrutural e metamórfica de uma área-chave do TAM, a região de Sucuru (Paraíba), visando caracterizar o significado tectônico deste domínio paleoproterozoico, no âmbito de uma faixa essencialmente neoproterozoica (0,99 – 0,52 Ma) da Subprovíncia Transversal (Santos *et al.*, 2010).

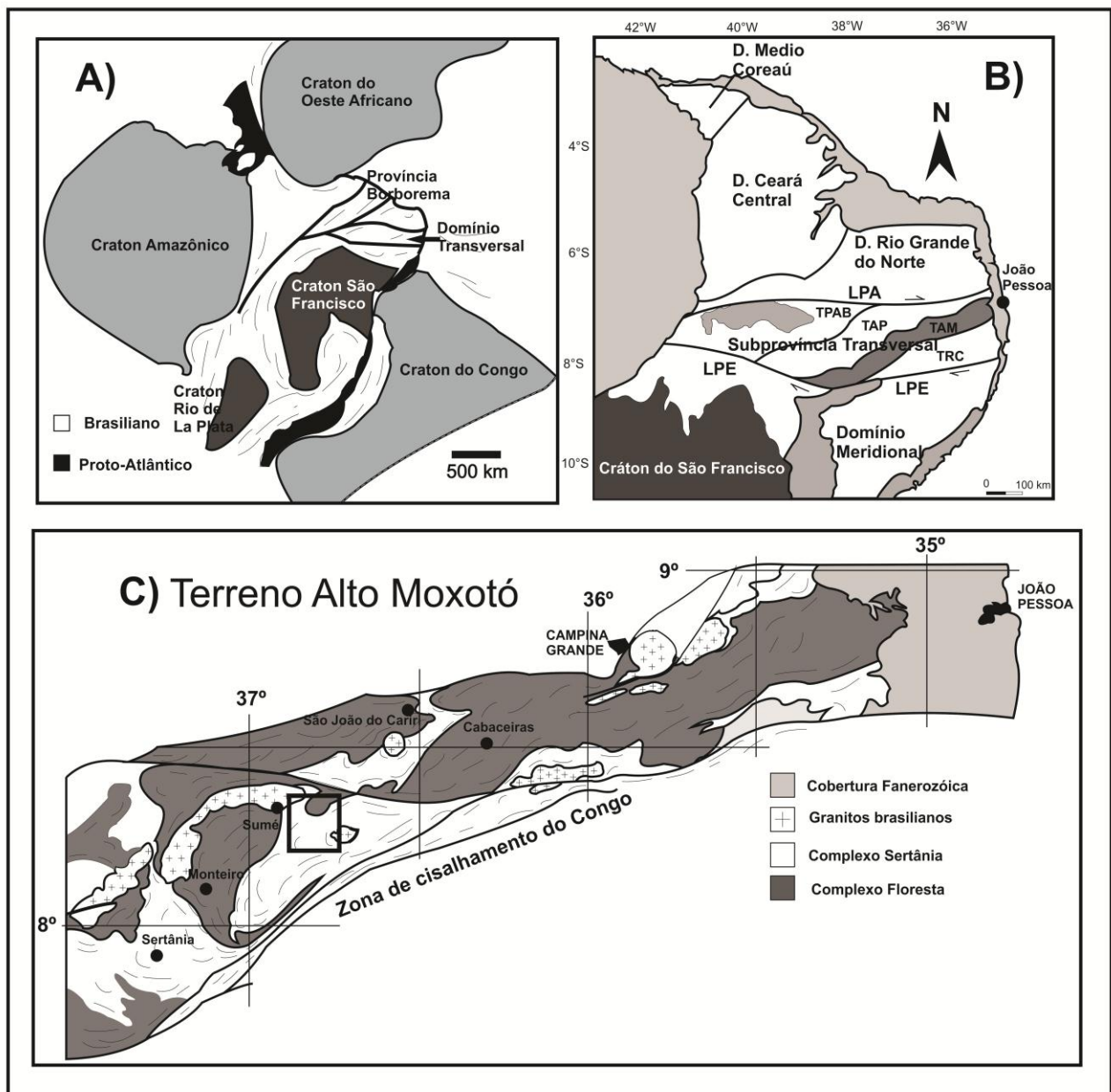


Figura 1 – A) e B) Província Borborema no contexto das faixas brasileiras-panafricanas situadas entre os crátons São Francisco-Congo e São Luis-Oeste Africano (adaptado de Van Schmus et al., 2008, Santos et al. 1996). C) Mapa modificado de parte do TAM, Santos et al. (2004) (simplificado).

3.4. ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO

A área foi mapeada originalmente por Medeiros e Torres (2000) que distinguiram o Complexo Sumé, representado por ortognaisses e migmatitos, com intercalações de anfibólitos, piroxenitos, granulitos, formações ferríferas e rochas calciossilicáticas, com ocorrências de apatita. Este termo foi adotado por vários trabalhos de integração posteriores (Santos, Ferreira, Silva Jr., 2002; Bizzi *et al.*, 2003), mas trabalhos de mapeamento de mais detalhe (Santos, 2010) demonstraram que a área deste Complexo engloba, na realidade, vários complexos metaplutônicos, inclusive porções do complexo gnáissico-migmatítico regional, o Complexo Floresta. Por esta razão, o termo Complexo Sumé está sendo abandonado na presente investigação, para evitar futuras complicações na terminologia estratigráfica do TAM.

A região de Sucuru (Paraíba) (Figura 2) possui um *trend* geral NE-SW e pode ser dividida em dois domínios principais. O primeiro é predominantemente formado por rochas metaplutônicas e é situado na porção WNW da área. Este domínio é representado por quatro unidades, que são denominadas de complexo Floresta e as Suítes intrusivas Malhada Vermelha, Serra da Barra e Pedra d'Água. O segundo domínio é essencialmente formado por rochas metassedimentares do Complexo Sertânia e ocupa a porção ESE da área. Unidades cambrianas também ocorrem sendo representadas pelas intrusões graníticas de Prata e da Serra da Engabelada, e pelo enxame de diques vulcânicos da Suíte Sucuru (Figura 3).

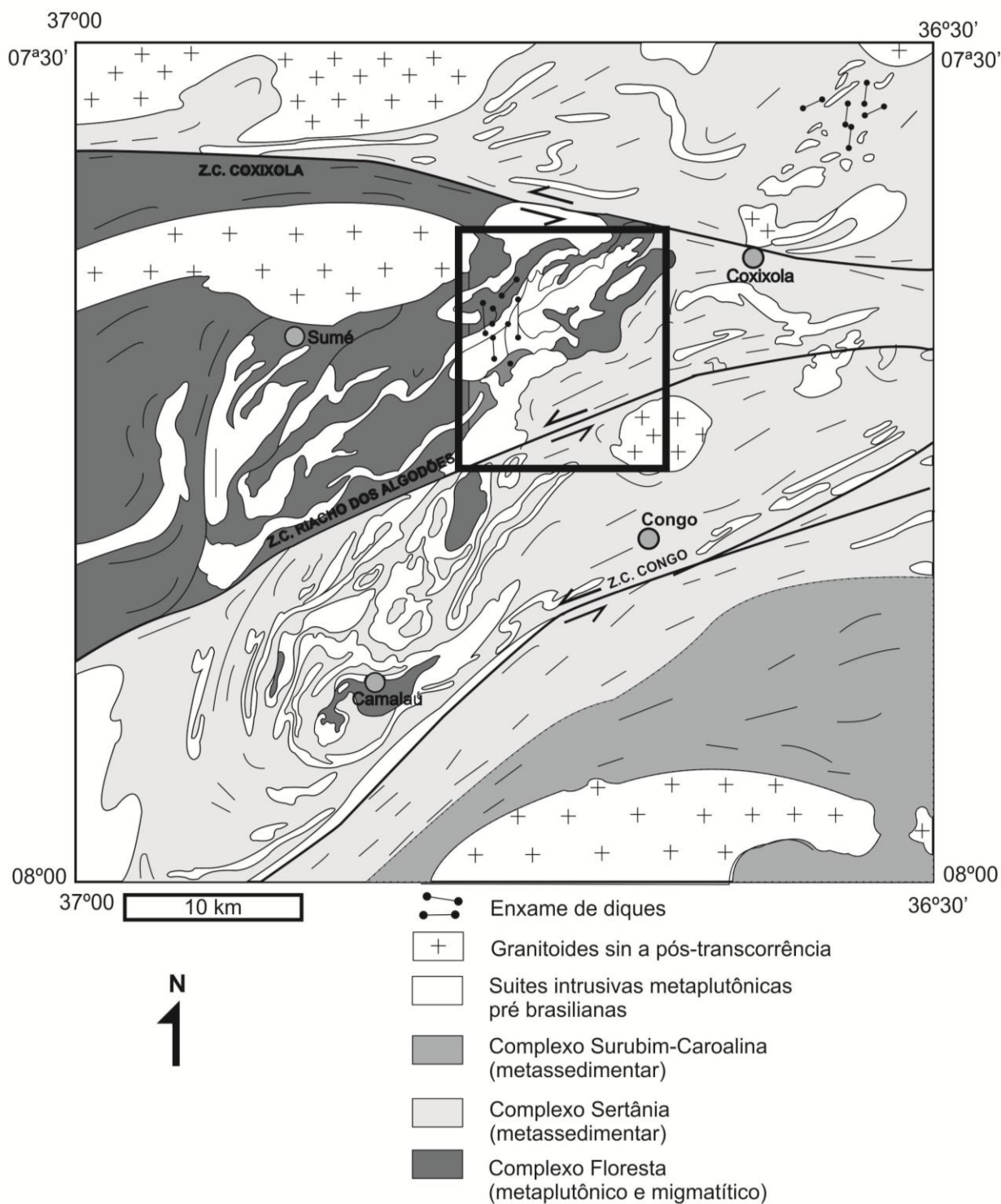
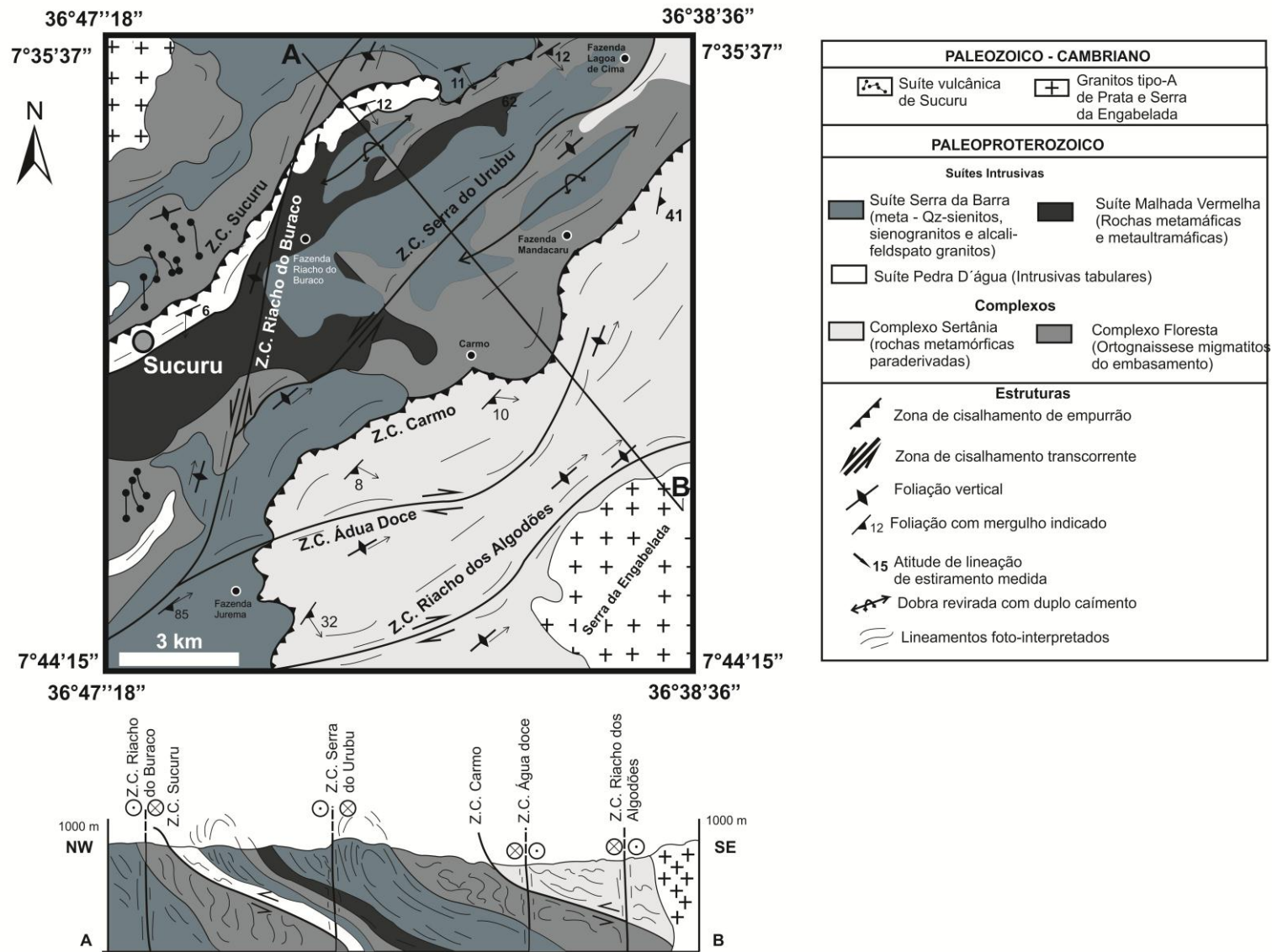


Figura 2 – Localização da área de estudo no âmbito da Folha Sumé da CPRM (modificado de Medeiros e Torres 2000).



O Complexo Floresta é composto por ortognaisses de composição granítica, tonalítica e granodiorítica com hornblenda como principal fase máfica, além de migmatitos dobrados e flebíticos com expressivos mobilizados quartzo-feldspáticos. Os gnaisses são formados por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda e biotita. Clorita apresenta-se como principal mineral de alteração. Localmente, concentrações expressivas de apatita podem ocorrer nos gnaisses, principalmente nos de composição granodiorítica.

O Complexo Sertânia representa o domínio metassedimentar, correspondendo a uma associação de xistos e paragnaisses com duas micas, granada e sillimanita, com rara contribuição vulcânica na área de estudo. As rochas deste complexo podem ocorrer ainda migmatizadas, aparecendo como migmatitos estromáticos, dobrados e nebulíticos. A principal associação mineral é composta por quartzo + plagioclásio + feldspato potássico + biotita + muscovita + sillimanita.

A Suíte Pedra d'Água corresponde a ortognaisses de composição monzogranítica, podendo ser granodiorítica, ocorrendo também como metatonalitos. Apresentam em sua mineralogia principalmente quartzo e plagioclásio, além de feldspato potássico biotita e muscovita, com quantidades menos expressivas de apatita, zircão e clorita. Apresentam ainda fácies milonitizadas representadas por milonitos a protomilonitos geralmente exibindo foliação que mergulha em baixo ângulo (8 – 12°) em geral para SSE, encaixados na zona de cisalhamento de empurrão de Sucuru.

O Complexo Malhada Vermelha é formado por um conjunto de rochas metaplutônicas, com predomínio de rochas metamáficas (metagabros) e metaultramáficas (metaclinopiroxenitos, metawebsteritos e peridotitos) e menos comumente, metafélsicas. As principais características mineralógicas desta unidade é a associação em equilíbrio clino + ortopiroxênio, sugerindo condições metamórficas na fácies granulito. Além desses minerais, essas rochas podem apresentar granada + serpentina + talco + olivina ± anfibólio. Apesar da forte deformação e recristalização, é observado um suposto acamamento ígneo em alguns afloramentos, o qual sugere que o Complexo Malhada Vermelha, nesta região possui feições de campo semelhantes aos de complexos acamadados de alto grau clássicos descritos ao redor do mundo (tais como Messina, África do sul; Sittampudi, Índia, conforme Windley, Bishop, Smith, 1981, entretanto este aspecto precisa ser melhor investigado por pesquisas futuras.

A Suíte Serra da Barra corresponde a uma associação de ortognaisses de composição sienogranítica, álcali-feldspato granítica e raros álcali-quartzo sienitos intrusiva nos

ortognaisses do Complexo Floresta, morfologicamente bem expressa pelas serras da Barra e do Urubu. Esta suíte foi originalmente confundida com a Suíte Olho d'Água do Cunha ou Serra do Olho d'Água, mas na região de Sumé (NW da área de estudo), esta unidade inclui uma associação de metassienitos com metapiroxenitos, sugestiva de mecanismos de imiscibilidade de líquidos, fenômeno que não foi observado na região de Sucuru. Por este motivo, esta comparação foi abandonada e definida como uma nova unidade litoestratigráfica. Os ortognaisses desta Suíte são caracterizados por rochas com textura predominantemente granoblástica, típica de recristalização metamórfica em seções delgadas, contendo ainda discretas bandas miloníticas registrando cinemática transcorrente sinistral ligada à zona de cisalhamento Serra do Urubu.

Sua mineralogia é formada por quartzo, feldspato potássico, anfibólio, biotita, titanita, apatita e zircão com presença eventual de clinopiroxênio. Epidoto ocorre ainda como principal mineral de alteração. Na região de Jurema, no limite entre esse complexo e o Complexo Sertânia, existem quatro ocorrências de anfibolito com abundante granada. Essas rochas são formadas por hornblenda, granada, diopsídio e eventual plagioclásio, às vezes exibindo textura simplectítica entre anfibólio e plagioclásio. Rochas aparentemente similares têm sido descritas pontualmente no TAM, sendo interpretadas como retroeclogitos (Beurlen, Guimarães, Barreto, 1992; Almeida *et al.*, 1997, 2009; Carmona, 2006), mas não se afasta a possibilidade de se tratarem de granulitos máficos com granada, uma vez que eventual ortopiroxênio é observado também em rochas deste tipo na Suíte Malhada Vermelha.

Completando a estratigrafia, ocorrem unidades cambrianas, que são representadas pelos granitos de Prata e Serra da Engabelada (monzogranito e sienogranito, respectivamente), além do enxame de diques félsicos e intermediários da Suíte Sucuru. Os diques deste enxame possuem direção geral N-S e cortam todos os complexos e suítes acima descritos, sendo formados, principalmente, por dacitos, riodacitos, riolitos e basaltos.

Tabela 1 – Resumo esquemático dos eventos tectono-estruturais da região de Sucuru (Paraíba).

Evento	Fácies Metamórfico	Regime Tectônico	Estruturas Associadas	Padrões Estruturais
D_n	Eclogito/ Granulito	Contracional	S_n L_n F_n	Tectonitos de baixo ângulo, bandas miloníticas-ultramiloníticas mergulhando para S-SE Comumente, lineação de estiramento mineral com alta obliquidade e caimento para SE Critérios cinemáticos sugerem transporte tectônico para NNW Dobras Reviradas do tipo 1C e 2, apertadas e fechadas afetando o bandamento S_{n-1}
D_{n+1}	Anfibolito Alto	Transcorrente	S_{n+1} L_{n+1} F_{n+1}	Tectonitos com mergulho da foliação vertical a sub-vertical, variando de milonitos a protomilonitos Em geral a lineação apresenta-se horizontal ou sub-horizontal (lineação mineral ou de estiramento mineral) Dobras fechadas, apertadas até isoclinais com plano axial subvertical
D_{n+2}	Xisto Verde	Transtracional	S_{n+2} F_{n+2}	Discretas superfícies miloníticas milimétricas, com alto ângulo de mergulho distribuídas em duas direções distintas e intrusão de diques vulcânicos da Suíte Sucuru, sugerindo um regime transtracional Localmente podem ocorrer dobras em caixa ou <i>kink bands</i>

3.5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A região de Sucuru possui trama estrutural de direção geral NE-SW, com predominância de deformação de regime dúctil. O arcabouço estrutural final é resultante da combinação de duas zonas de cisalhamento transcorrentes de caráter regional, de idade ediacarana (Brasiliana), conhecidas como zonas de cisalhamento de Coxixola (ZCCX) e do Congo (ZCCG). A ZCCX possui cinemática dextral, enquanto a ZCCG apresenta cinemática sinistral. Ambas são responsáveis por uma deformação regional geral não coaxial, na qual a ZCCX afeta principalmente a porção WNW da área, enquanto que a ZCCG influencia notadamente a porção SSE.

Esta última possui uma larga faixa milonítica (acima de 4 km), sendo penetrada por granitos alcalinos e peralcalinos denominados como de tipo Moderna ou, mais recentemente, de Suíte Vila Moderna (Santos e Vasconcelos, 1973; Accioly, 2010). A ZCCG é considerada um limite entre dois terrenos da Subprovíncia Transversal, quais sejam o TAM e o terreno Rio Capibaribe (TRC) e seu enraizamento crustal tem sido demonstrado por dados aeromagnéticos e gravimétricos (Oliveira, 2008).

Com base em dados de fotointerpretação geológica e sistemático trabalho de campo e microscópico, foi possível a identificação de três fases deformacionais na região de Sucuru, nomeadas aqui de D_n , D_{n+1} e D_{n+2} , sendo as duas primeiras fortemente penetrativas e de natureza compressiva e a última espaçada e de caráter transtraccional. As principais feições mesoestruturais são descritas na Tabela 1.

No Complexo Floresta (Figuras 4A e 4B), a trama estrutural é marcada por bandamento gnáissico composicional, onde faixas félsicas e máficas se alternam regularmente. O bandamento gnáissico (S_{n-1}) mostra estruturas dobradas complexas, muitas vezes associadas à formação de mobilizados migmatíticos, que devem ter sido geradas por interferência com estruturas das fases D_n e D_{n+1} . Além disso, observa-se a presença de dobras intrafoliais no interior desse bandamento, indicando a existência de uma foliação anterior à trama dominante.

Por outro lado, afloramentos do Complexo Malhada Vermelha mostram alternância métrica composicional máfica e ultramáfica, que lembra acamamento magmático S_0 . Considerando-se a inexistência de estruturas tipicamente magmáticas, tais como horizontes cumuláticos, níveis de coexistência e/ou mixtura de magmas, supõe-se que os contatos entre

essas bandas composicionais já representem uma estrutura metamórfica, embora sejam o testemunho de um episódio tectonomagmáticos, talvez pós-bandamento do Complexo Floresta. A colocação dos magmas da Suíte Malhada Vermelha é ainda um problema em aberto.

A fase D_n é de caráter contraccional (figuras 5 e 6) e é uma estrutura importante do ponto de vista tectônico, sendo suas principais estruturas regionais as zonas de cisalhamento de empurrão de Sucuru e do Carmo. A zona de cisalhamento do Carmo situa-se no contato entre os complexos Floresta e Sertânia e abriga rochas eclogíticas ou granulíticas com granada.

A idade desta fase é desconhecida, mas pode ser paleoproterozoica, se for relacionada à fase de metamorfismo eclogítico de Almeida *et al.* (1997, 2009). No entanto, os padrões estruturais são similares àqueles descritos por Rodrigues e Archanjo (2011) no sistema de empurrão de Riachão do Bacamarte, considerado por esses autores como neoproterozoico.

O evento D_{n+1} representa a tectônica transcorrente do sistema anastomosado de zonas de cisalhamento da Subprovíncia Transversal, sendo, portanto, de idade brasiliana. A fase D_{n+2} corresponde à fase transtraccional tardibrasiliana, ediacarana-cambriana.

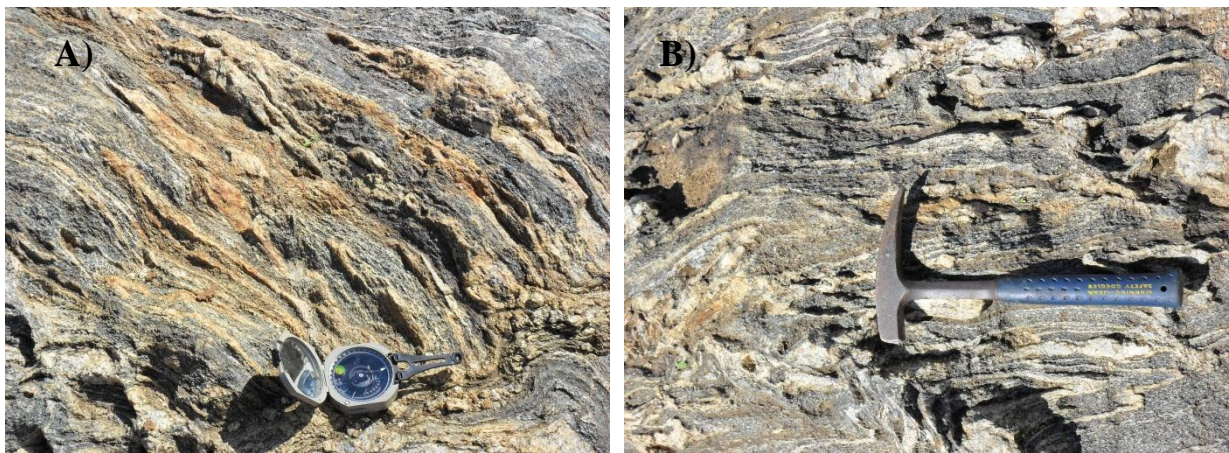


Figura 4 - Feições de campo do Complexo Floresta (embasamento). A. Migmatito estromático de mesossoma tonalítico e B. Bandamento composicional em ortogneisse granodiorítico, representando, provavelmente, a herança de uma estrutura magmática primária.

3.5.1. Tectônica contracional (evento D_n)

O bandamento S₀ encontra-se bem impresso nas rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Malhada Vermelha (Figura 7A) e em alguns paragneisses do Complexo Sertânia, porém exibindo uma discreta até severa transposição pela primeira fase tectônica representada por uma foliação S_n. O evento D_n é responsável pelo desenvolvimento de uma foliação S_n de baixo ângulo (~10°) mergulhando para SSE até E, que ocorre, em geral, associada a uma lineação de estiramento mineral de alto *rake*, mostrando caimento geral para SSE em tramas miloníticas a protomiloníticas.

Os critérios cinemáticos associados são superfícies S-C, S-C-C' e sigmoides dos tipos delta e sigma, principalmente em feldspatos. Os planos dessa foliação mergulham em geral para SSE, e associados aos critérios cinemáticos observados sugerem tectônica de empurrão ou contracional com transporte tectônico *up-dip* (em geral) para WNW (Figuras 7B e 7C). O comportamento das lineações de alta obliquidade e foliação de baixo ângulo associadas possuem padrões planares e principalmente lineares muito similares aos identificados por Rodrigues e Archanjo (2011), de modo que as zonas de cisalhamentos contracionais da fase D₁ podem fazer parte do mesmo evento descrito por esses autores como Sistema de Empurrão Riachão do Bacamarte.

Esta tectônica encontra-se fortemente envolvida pelos migmatitos dos complexos Floresta e Sertânia, principalmente dos tipos dobrados e, em alguns locais, esta deformação encontra-se “mascarada” pela forte tectônica transcorrente imposta principalmente pelas ZCCX e ZCCG. Grandes estruturas expressam a ação dessa tectônica contracional são as zonas de cisalhamento de Sucuru e do Carmo (ZCC) (Figura 6), ambas de direção ENE-WSW. Estas são responsáveis pela produção dos primeiros dobramentos (F_n) com estilos variados (dobras reviradas, inversas e apertadas). Esta última ZC é particularmente importante pois coloca em contato dois blocos distintos, um de caráter metaplutônico a WNW e um metassedimentar a SSE da área. Aliadas à cinemática da ZCC foram observadas duas ocorrências de meta-anfibolitos com abundante granada (Figura 7D), além de metawebsteritos (possíveis granulitos) (Figura 8D).

Os anfibolitos granadíferos possuem em sua mineralogia anfibólio, granada, piroxênio e plagioclásio (Figura 8E), mostrando por vezes texturas simplectíticas (Figura 8F) de anfibólio e plagioclásio ± clinopiroxênio, que podem ser correlacionáveis aos retroeclogitos descritos

nas regiões de Floresta e Bodocó por Beurlen, Guimarães, Barreto (1992), de Itatuba e Salgado de São Félix (Almeida *et al.*, 1997; Carmona, 2006). A ocorrência de uma zona de empurrão (Figura 6), no limite entre os complexos metaplutônico e metassedimentar paleoproterozoicos, associada a rochas de alto grau metamórfico, são indicativos e compatíveis com o modelo de uma sutura colisional paleoproterozoica defendida por Almeida *et al.* (1997) no TAM. Esses dados são coerentes também com o modelo evolutivo de Medeiros e Torres (2000), que advogam que esta tectônica tangencial mergulhando para SE está intimamente relacionada a eventos de alto grau metamórfico. Como mencionado anteriormente, entretanto, não se pode descartar a possibilidade de que a justaposição desses dois complexos possa ter ocorrido durante o Neoproterozoico.

3.5.2. Tectônica transcorrente (evento D_{n+1})

A fase tectônica D_{n+1} é a tectônica predominante, desenvolvendo milonitos subverticais, com intensa deformação não coaxial provocada pelo regime transcorrente brasileiro, comum em toda PB. Esta fase é identificada por milonitos e ultramilonitos (Figura 7E), formados principalmente pela movimentação das ZCCX de direção E-W e vorticidade dextral e ZCCG (Figura 5b) de direção NE-SW e cinemática sinistral, localizadas à N e a S da área, respectivamente, sendo responsável por diversos estilos de dobramento da foliação S_n , produzindo dobras de geração F_{n+1} , que evidencia fases variadas de *strain* demonstradas por dobras abertas, fechadas apertadas e mais raramente isoclinais (Figura 8A).

Critérios cinemáticos mesoscópicos são observados nas diversas superfícies horizontais (plano XZ), sendo eles superfícies S-C e S-C-C', porfiroclastos do tipo sigma e porfiroclastos rotacionados, que ocorrem principalmente nos tipos miloníticos (Figura 8B). Esses milonitos apresentam em geral foliação vertical (frequentemente 90°) e lineação de estiramento mineral ou mineral com atitude sub-horizontal ou horizontal, podendo ocorrer com alta obliquidade, como resquício da tectônica de empurrão anterior. Adicionalmente, em seções delgadas, os principais critérios observados são microsuperfícies S-C, porfiroclastos deformados (Figura 8C), além de raros “peixes” de mica.

Foram mapeadas várias zonas de cisalhamento transcorrentes na área (Figuras 5C a 5F), que estão relacionadas ao par ZCCX e ZCCG, conforme descrito anteriormente. A ZC sinistral Riacho dos Algodões, de direção ENE-WSW desloca a zona de cisalhamento do

Carmo na altura da fazenda Jurema, próximo das ocorrências de granada metapiroxenitos e metagabros. A foliação S_n foi dobrada pela movimentação desta ZC em vários locais, gerando dobras com eixos paralelos ou subparalelos à direção da ZC. É provável que a colocação do granito da Serra da Engabelada esteja relacionada à movimentação (transtracional) dessa estrutura, numa fase tardia. Esse plúton possui a forma de um *stock* vertical, como demonstram os mergulhos da foliação do Complexo Sertânia nas suas margens norte e oeste.

Outra zona de cisalhamento transcorrente significativa, denominada aqui de ZC de Água Doce, também de direção ENE-WSW, mas, neste caso, de cinemática dextral desloca também a zona de cisalhamento contracional do Carmo e apresenta um rejeito mais expressivo que a anterior, aproximadamente 6,5 km. A ZC Serra do Urubu possui direção NE-SW, sendo limitada a oeste por uma ZC sinistral tardia da fase D_3 , a ZC Riacho do Buraco, de direção NNE-SSW e rejeito sinistral. O conjunto das ZC Água Doce e Serra do Urubu produz vários dobramentos da foliação S_1 , com eixos subparalelos à direção das ZC.

3.5.3. Tectônica transtracional (evento D_{n+2})

Esse evento é um episódio progressivo da fase D_{n+1} , sendo marcado por uma zona de cisalhamento e pelo enxame de diques da Suíte Sucuru (Figura 5G). Trata-se de importante fase de caráter transtracional rúptil-dúctil, cuja principal expressão é representada pela reativação da zona de cisalhamento Riacho do Buraco, de direção aproximadamente NNE-SSW e cinemática sinistral.

Alguns diques da Suíte Sucuru são subparalelos a esta ZC, mas a maioria preenche fraturas ou microfalhas na direção NNW. Os dados referentes a esta fase ainda são preliminares e foram obtidos em afloramentos ligados a diques deformados (Figura 7F), exibindo trama milonítica com paragênese de baixo grau metamórfico. Observa-se a presença de zonas de cisalhamento centimétricas a métricas, com foliação S_{n+2} vertical. Nesses tectonitos dúcteis de baixa temperatura, aparecem principalmente milonitos e protomilonitos, com forte componente de achatamento.

Se comprovada a existência de um par conjugado de bandas miloníticas centimétricas, orientadas nas direções NNE com rejeito sinistral e NNW com rejeito dextral (não definido no presente levantamento), poder-se-ia aventar a existência de um σ_1 compressivo de direção aproximada N-S. Estes padrões estruturais implicariam em um regime tectônico transtracional

associado, possivelmente, a zonas de cisalhamento de direção E-W e rejeito destral (ZCCX) (Woodcock e Schubert, 2004). No entanto, nem o ângulo agudo teórico, nem as estruturas associadas (falhas normais e de empurrão) são compatíveis com tal modelo, sendo então uma questão ainda não resolvida no presente trabalho.

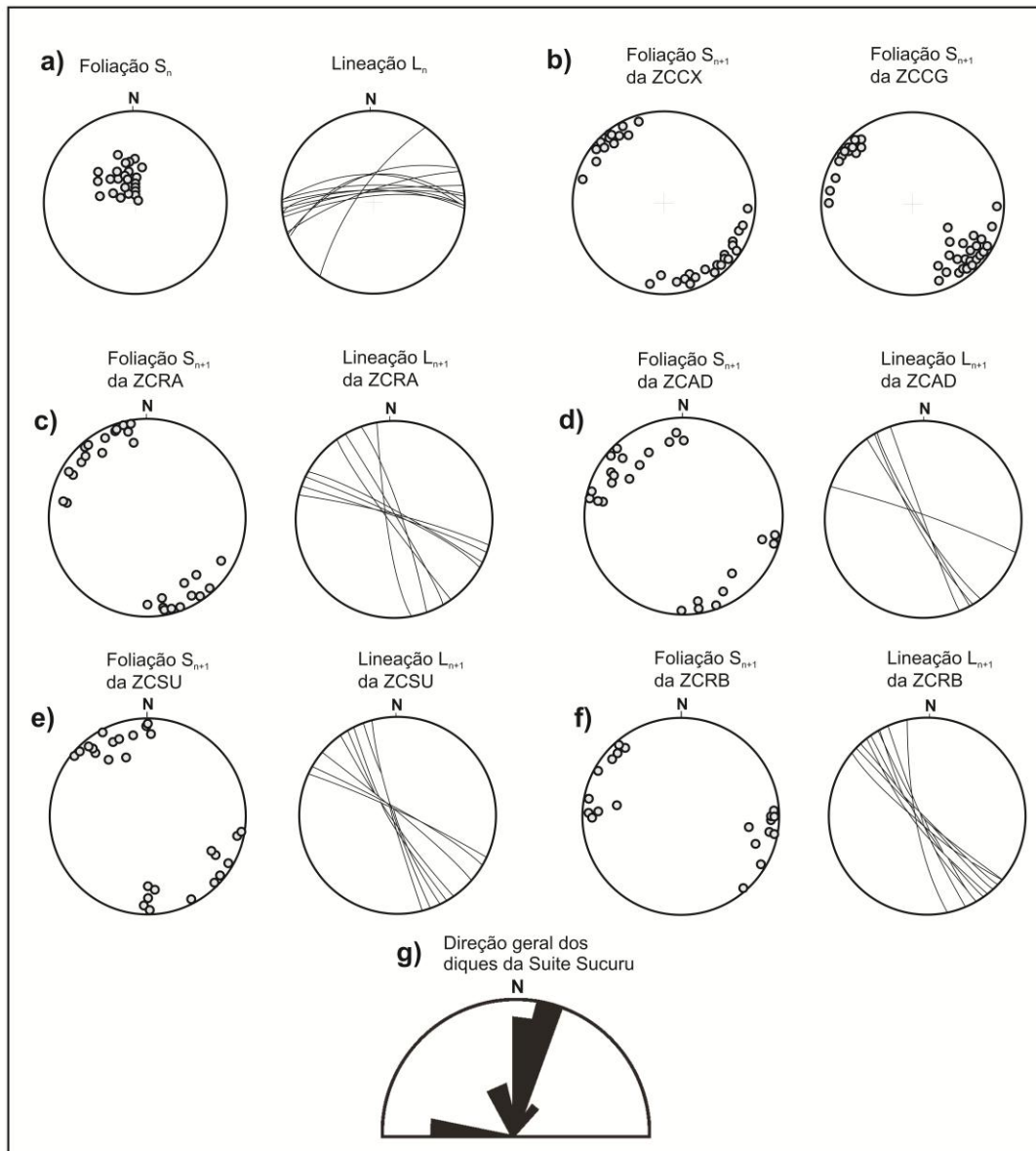


Figura 5 – a) a f) - Projeções estereográficas (hemisfério inferior) de igual área das principais estruturas planares (diagramas de polos) e lineares (projeção ciclográfica) obtidas da região de Sucuru e **g) Direção geral dos diques vulcânicos da suíte Sucuru.** ZCCX = Zona de cisalhamento de Coxixola; ZCCG = Zona de cisalhamento do Congo; ZCRA = Zona de cisalhamento Riacho dos Algodões; ZCAD = Zona de cisalhamento Água doce; ZCSE = Zona de cisalhamento Serra do Urubu; ZCRB = Zona de cisalhamento Riacho do Buraco.

3.6. METAMORFISMO

As assembleias minerais metamórficas foram identificadas em seções delgadas dos diferentes litotipos, cujo estudo visou identificar as principais paragêneses características de cada evento deformacional reconhecido no campo. A partir dessa análise, foi possível estimar os limites das condições P-T vigentes em cada um desses episódios, de modo a situá-los no contexto evolutivo do TAM e da própria PB. Esses dados vão ser refinados futuramente com estudos de química mineral.

A evolução metamórfica da área pôde ser melhor calibrada nas rochas metaplutônicas dos complexos Malhada Vermelha, cujas rochas metamáficas-ultramáficas registram associações minerais magmáticas e sua substituição por minerais metamórficos das sucessivas fases tectono-metamórficas nelas atuantes. Assim, foi possível identificar gabros, noritos, clinopiroxenitos augíticos, raros websteritos, leucogabros e anortositos como relictos nos ortognaisses e rochas metamáficas-ultramáficas, formando paragêneses primárias. Essas rochas ígneas mostram uma combinação de olivina, orto e clinopiroxênio e plagioclásio rico em anortita, minerais que ocorrem em variadas proporções nessas rochas.

O evento tectônico D_n é caracterizado por uma fase inicial de desestabilização da paragênese primária, inicialmente na fácies granulito ou eclogito e, posteriormente, na fácies anfibolito alto. O evento D_n/M_n é marcado pela paragênese ortopiroxênio-clinopiroxênio-granada, que ocorre restritamente na área. A preservação de ortopiroxênio nas rochas metamáficas e metaultramáficas da unidade Malhada Vermelha sugere a existência de uma fase tectônica anidra, que manteve esse mineral estável. Estes dados sugerem que o metamorfismo M_n atingiu condições de fácies granulito. A ocorrência de anfibolitos com simplectitas de anfibólio e plagioclásio \pm CPX, por outro lado, parecem indicativas de que se trata de um evento de alta pressão, possivelmente de fácies eclogito, representando, talvez o pico metamórfico do episódio M_n .

A paragênese metamórfica dominante nas rochas desses complexos, no entanto, compreende clinopiroxênio-anfibólio-plagioclásio, a qual demonstra a existência de um processo retrometamórfico e uma progressão para o fácies anfibolito alto. Note-se a presença de anfibolitos milonitizados no baixo ângulo com predominância da associação hornblenda + plagioclásio, presente, inclusive nos mobilizados félsicos, comprovando sua associação com o evento contracional. Intensa migmatização ocorre tanto nos ortognaisses do Complexo Floresta, quanto nos paragnaisses do Complexo Sertânia, confirmando o fácies anfibolito alto

deste episódio. A idade deste evento é desconhecida, em face da superposição do evento D_{n+1} , também de fácies anfibolito alto, podendo ser tanto paleoproterozoica, quanto neoproterozoica, conforme discussão apresentada no item anterior.

O episódio tectono-metamórfico D_{n+1} apresenta corredores de cisalhamento, onde são comuns milonitos anfibolíticos e biotíticos, sugerindo que a fácies anfibolito manteve-se nesta fase. Migmatização e injeção de diques félsicos, pegmatíticos e aplíticos comprovam a atuação de um metamorfismo com reações com água no sistema. Os corredores de cisalhamento atravessam tanto o complexo metaplutônico, quanto o complexo metassedimentar. Intensa cominuição de cristais de quartzo nos milonitos gnáissicos e anfibolíticos e minerais dobrados em zonas de charneira paralelas às superfícies S_{n+1} aparecem em toda área, mas a transposição e recristalização das estruturas geradas durante a fase D_n limita-se às áreas adjacentes as zonas de cisalhamento transcorrentes. A idade desse episódio tectonometamórfico de idade ediacarana já é amplamente conhecida pela literatura.

O último episódio metamórfico M_{n+2} está relacionado a um regime transtraccional, sendo documentado por milonitos de baixo grau metamórfico. A paragênese sericita+clorita+plagioclásio+quartzo com ocasional epídoto (alanita) é característica dos milonitos da zona de cisalhamento Serra do Buraco e ocorre discretamente nos diques milonitizados da Suíte Sucuru. Essa associação mineral indica condições metamórficas de mais baixo grau, de fácies xisto verde. O episódio tectono-metamórfico D_{n+1} apresenta corredores de cisalhamento, onde são comuns milonitos anfibolíticos e biotíticos, sugerindo que a fácies anfibolito manteve-se nesta fase. Migmatização e injeção de diques félsicos, pegmatíticos e aplíticos comprovam a atuação de metamorfismo com reações com água no sistema.

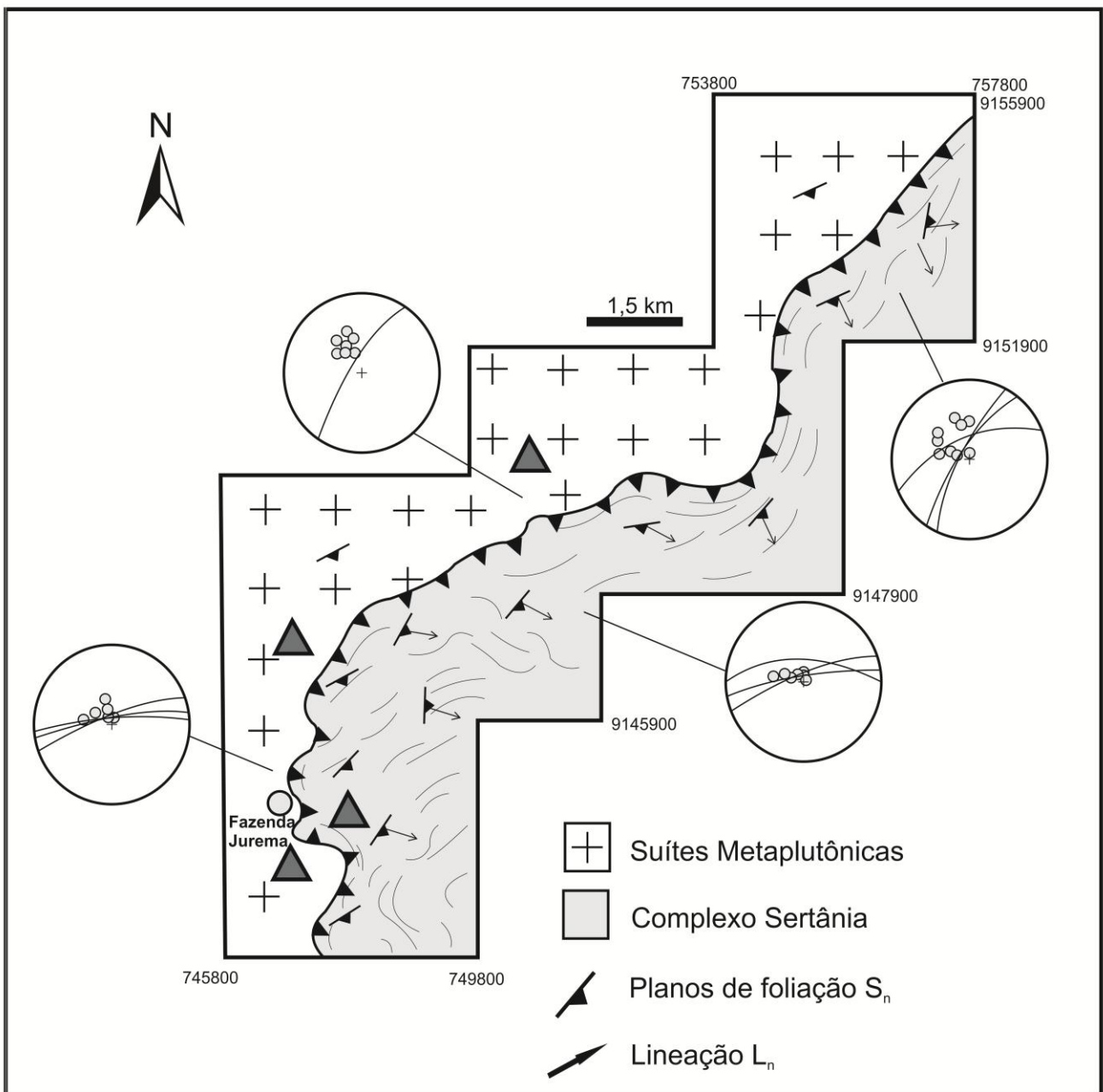


Figura 6 – Detalhe da Zona de cisalhamento de empurrão do Carmo, com a representação dos polos da foliação e ciclográfica da lineação associada. Os triângulos representam as ocorrências dos supostos retroeclogitos ligados à tectônica de empurrão.

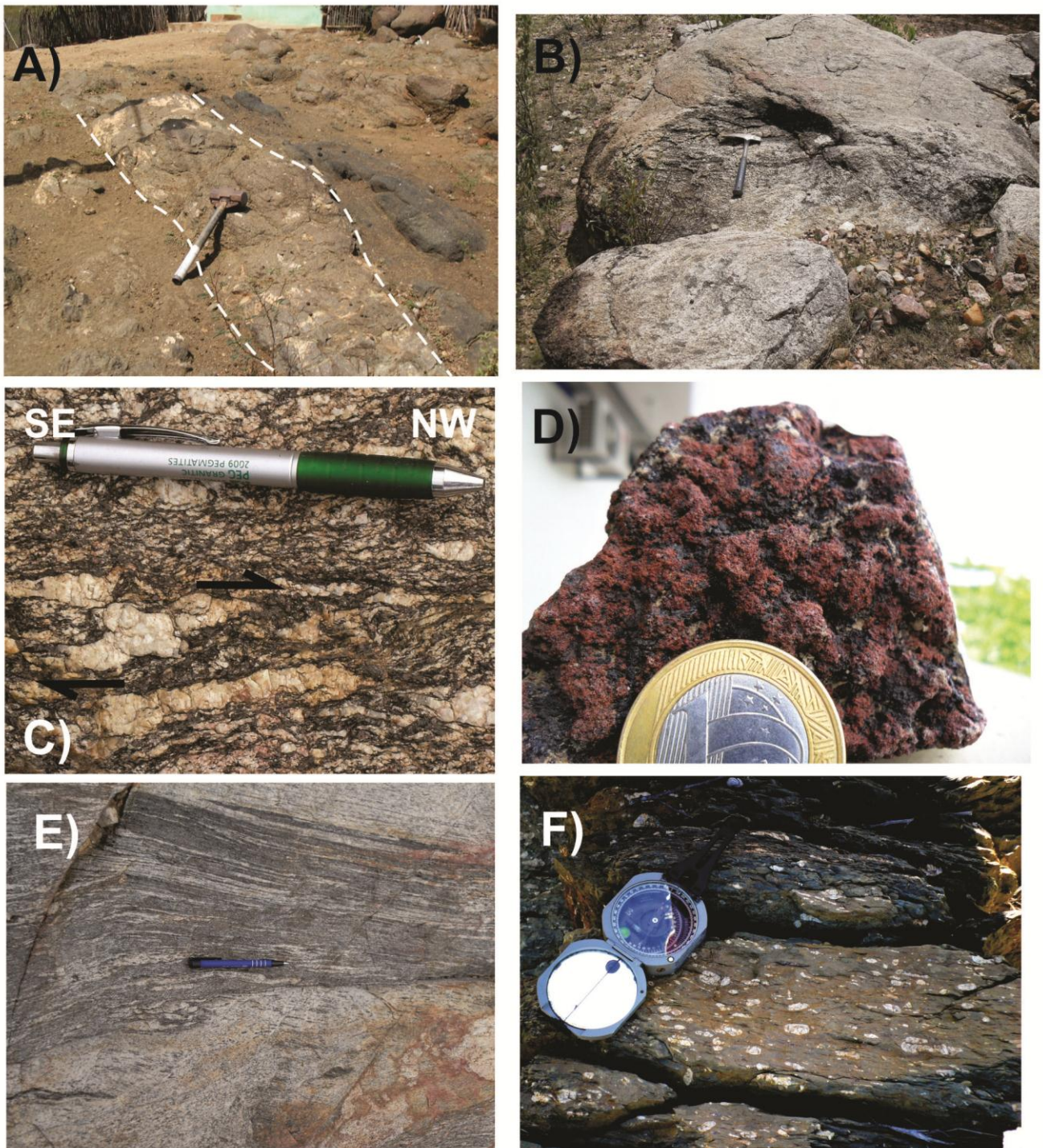


Figura 7 – A) Acamamento magmático, expresso por bandas de metagabro e metapiroxenito, preservado no Complexo Malhada Vermelha; B) Sheet de ortogneiss tonalítico da Suíte Pedra d'Água exibindo baixo ângulo de mergulho; C) Protomilonito da Suíte Pedra d'Água, exibindo cristais de feldspato deformados, indicando transporte tectônico para NW e WNW; D) Granada anfíbolito localizado na área de influência da zona de cisalhamento do Carmo, representando possível retroeclogito; E) Milonito da ZC de Água Doce, ligado a tectônica transcorrente D_{n+1} e F) D_{n+1} ; Milonito com protolito dacítico do enxame de diques da Suíte Sucuru, evidenciando deformação dúctil de baixa temperatura durante a fase D_{n+2} .

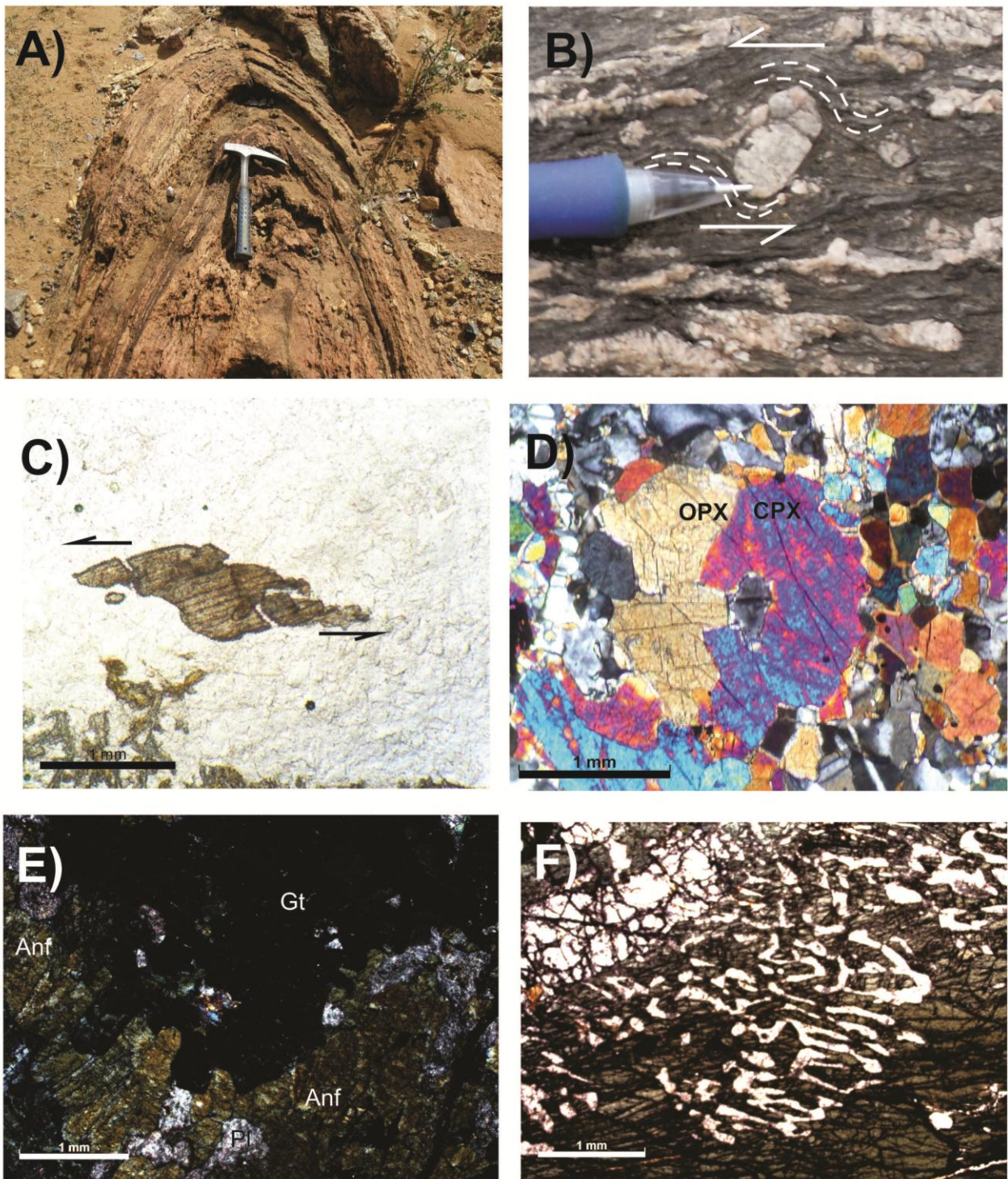


Figura 8 – A) Dobra fechada de geração F_{n+1} relacionada a tectônica transcorrente. B) Porfiroclasto rotacionado relacionado a fase D_{n+1} sugerindo cinemática sinistral para a ZC Riacho do Buraco. C) D) E) e F) Fotomicrografias: C) Cristal de titanita deformado indicando cinemática sinistral para a ZC Serra do Urubu. D) Metawebsterito mostrando textura de equilíbrio entre OPX e CPX. E) Aspecto geral do anfibolito granadífero e F) Textura *symplectítica* entre anfibólio e plagioclásio.

3.7. ASPECTOS CONCLUSIVOS

O estudo detalhado das unidades de alto grau da região de Sucuru (Paraíba) revelou complexidade evolutiva tanto estratigráfica, quanto estrutural. Foram reconhecidas, pelo menos, três fases deformacionais, que foram denominadas de episódios D_n , D_{n+1} e D_{n+2} . As rochas mais antigas da área mostram *trend* geral NE-SW, sendo divididas em dois blocos tectônicos, um de caráter metaplutônico (porção WNE) e outro de natureza metassedimentar (porção SSE). Estes blocos são separados por uma zona de cisalhamento contracional, chamada de zona de cisalhamento do Carmo, à qual se associam supostas rochas retroeclogíticas, podendo representar o ramo de uma sutura paleoproterozoica advogada por alguns autores no TAM. As estruturas mais antigas são magmáticas, sendo representados por acamamento e foliação de fluxo, preservadas em rochas da suíte intrusiva máfico-ultramáfica Malhada Vermelha.

A primeira estrutura tectônica S_n é representada por tectonitos contracionais de baixo ângulo associados com lineações de estiramento mineral de alta obliquidade. Os critérios cinemáticos observados indicam transporte tectônico acima do mergulho para NW a WNW. Credita-se a essa deformação D_n metamorfismo M_n de condições de fácies granulito ou eclogito, seguido de um episódio metamórfico marcado por gnaisses e anfibolitos sintangenciais, os quais sugerem que o metamorfismo M_{n+1} é da fácies anfibolito alto. O evento D_n/M_n é de idade desconhecida, podendo ser tanto de idade paleoproterozoica, quanto neoproterozoica/ediacarana.

A fase seguinte, de caráter transcorrente, é ligada à movimentação das ZCCX e ZCCG, à qual se associam as ZC Serra do Urubu, Água Doce e Riacho dos Algodões, observando-se milonitos e ultramilonitos com foliação vertical e lineação de estiramento mineral horizontais a sub-horizontais. A análise microscópica dos milonitos transcorrentes sugere que o metamorfismo M_{n+1} associado a esse evento D_{n+1} é ainda de fácies anfibolito alto, com estabilidade de hornblenda e biotita nos milonitos. Este evento é, indubitavelmente, de idade neoproterozoica, ediacarana.

O último evento tectônico D_{n+2} é de caráter transtraccional, associado à cinemática dextral da ZCCX, sendo responsável pela nucleação da ZC Serra do Buraco e pelo alojamento do enxame de diques da Suíte Sucuru e os granitos tardios a pós-tectônicos de tipo-A de Prata e Serra da Engabelada. Os dados geocronológicos (U-Pb) existentes na literatura indicam

intervalos de idades de 548 – 543 e 543 – 538 Ma (Hollanda *et al.*, 2010; Guimarães *et al.*, 2004 respectivamente) para esse episódio tectônico.

Uma síntese do modelo evolutivo final da área de Sucuru é mostrada na Figura 9. Uma questão em aberto é a da idade do evento contraccional de alta pressão (M_n). Se for válida uma correlação com a área de Itatuba (Paraíba), este evento seria de idade paleoproterozoica, como admitido por diversos autores (Almeida *et al.*, 1997; Santos *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2012a). A ocorrência dos prováveis retroeclogitos ou granulitos de alta pressão no limite entre dois complexos paleoproterozoicos (Floresta e Sertânia), como descrito na área estudada, é compatível com este modelo, sugerindo que a zona de cisalhamento do Carmo representa o segmento de uma sutura colisional paleoproterozoica, sem relação com a colagem toniana-ediacaarana da Subprovíncia Transversal. No entanto, não se descarta a possibilidade de que o episódio de eclogitização seja toniano e/ou ediacarano, uma vez que os retroeclogitos de Floresta (Pernambuco) estão encaixados em rochas desta idade (Santos, 1995). Neste caso, as ocorrências de Sucuru representariam um evento de retrabalhamento crustal do embasamento paleoproterozoico, durante a orogênese brasileira da PB.

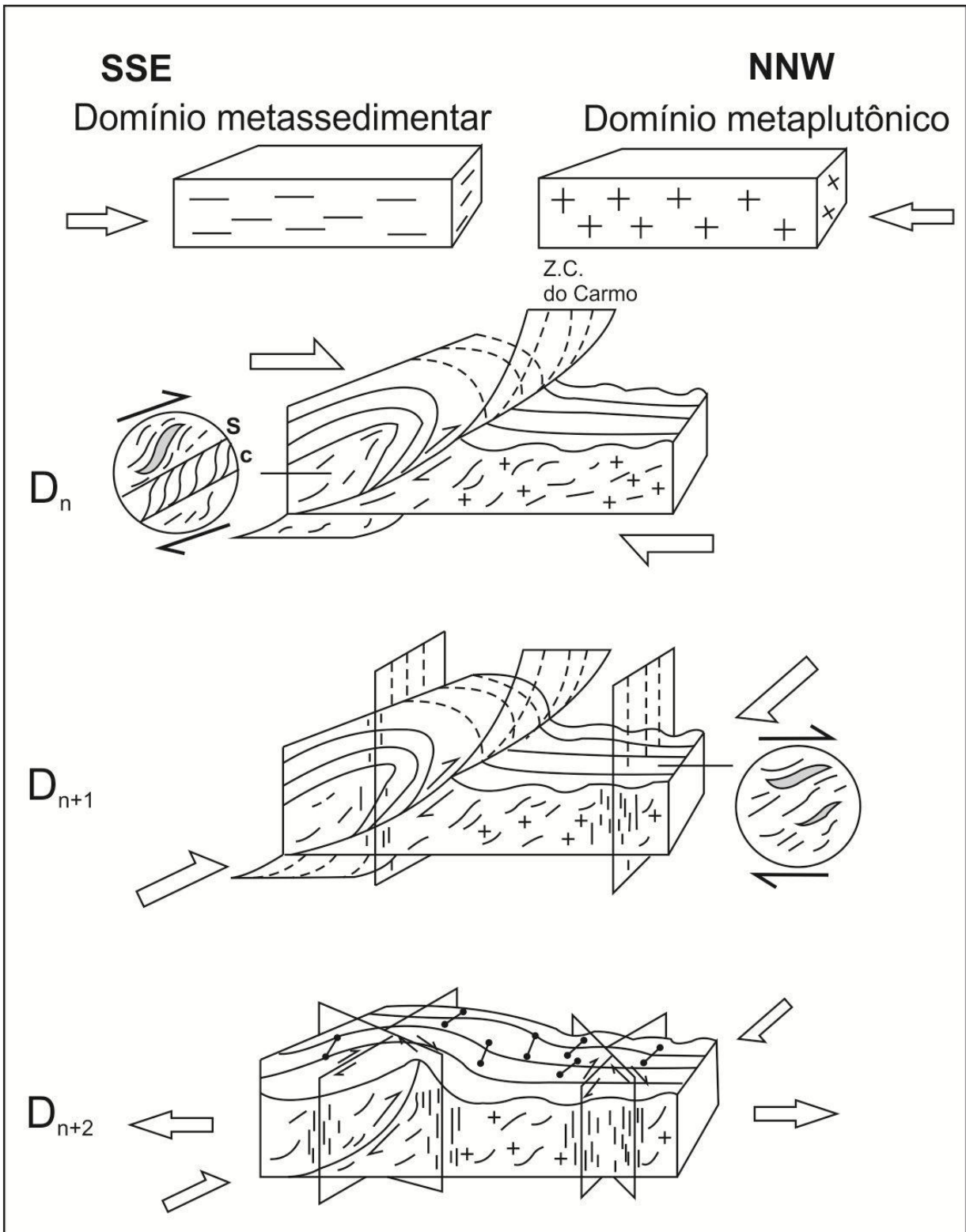


Figura 9 – Síntese do modelo estrutural evolutivo proposto para a região de Sucuru (Paraíba) com representação dos principais eventos deformacionais.

3.8. AGRADECIMENTOS

Este trabalho é parte integrante da dissertação de mestrado de Lauro César Montefalco de Lira Santos. Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio financeiro durante as atividades de campo (Processo nº 480997/2008-0, concedido ao Dr. Edilton José dos Santos) e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado. Com relação ao texto original deste artigo, os autores expressam sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos e a um revisor anônimo, pela paciente leitura e precisas sugestões, as quais melhoraram substancialmente o manuscrito original. Por fim, agradecemos à chefe da Seção de Publicações do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc/USP), Nanci Iurico Assakura, pela atenção, auxílio e eficiência durante as etapas de publicação do artigo.

ARTIGO 2

Early and Late Paleoproterozoic Magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and their Tectonic implications for the pre-Western Gondwana Assembly.

Santos, L.C.M.L.; Dantas, E.L.; Santos, E.J.; Santos, R.V.

Artigo a ser submetido em um periódico internacional.

4. Early and Late Paleoproterozoic Magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and their Tectonic implications for the pre-Western Gondwana Assembly.

Lauro César Montefalco de Lira Santos¹, Elton Luiz Dantas¹, Edilton José dos Santos²,
Roberto Ventura Santos¹

¹IG- Geoscience Institute, University of Brasilia

²CPRM –Surg-RE Geological Survey of Brazil

*Corresponding author email: lauromontefalco@gmail.com

4.1.ABSTRACT

The Alto Moxotó Terrane (AMT) is a Paleoproterozoic domain in the Borborema Province, NE Brazil, which presents in the Sucuru (Paraíba) area at least three distinct tectono-magmatic events. The first is a crustal reworking with a minor juvenile component Siderian arc-related event that is represented by banded gneisses and migmatites of the Floresta Complex, dated 2.3 Ga. The second event is an accretionary arc-related magmatism aged 2.08 and 2.05 Ga (Rhyacian) well registered by the emplacement of the mafic-ultramafic Malhada Vermelha Suite and Pedra D'água granitic Suite respectively. The aforementioned suites show clear characteristics of juvenile subduction related magmatism, while the third suite seems to have a major crustal involvement. This event is well documented in the literature about the Borborema Province and its counterpart in Africa. Our data also suggest a late Paleoproterozoic event aged 1.6 Ga in the Alto Moxotó Terrane that is represented by the emplacement of the syenogranites from the Serra da Barra Suite, with typical characteristics of an extensional regime, with geochemical features that indicate a within-plate event magmatism, formed during worldwide break-up Statherian period of large land masses.

Key-words: Paleoproterozoic, Magmatic Arc, Within-Plate Magmatism, Borborema Province.

4.2. INTRODUCTION

Over the last decade, isotopic geochemistry and geochronology have provided a huge amount of information concerning Precambrian shields worldwide. The Paleoproterozoic Era (2.5 – 1.6 Ga) represents a singular time period in the Earth history, being responsible for great global changes, including expressive tectonic and magmatic activities (Rogers and Santosh 2003, Griffin *et al.* 2008), as well as atmospheric and biochemical/biological changes (Anbar e Knoll 2002, Brocks *et al.* 2005; Scott *et al.* 2008).

In general, the main geological features are described by several authors in terms of classical accretionary and collisional orogenesis that are acceptably compared with modern-style plate tectonics development (Windley 1995, Faure *et al.* 2007) and would result in the amalgamation and formation of the Columbia Supercontinent (Rogers and Santosh 2002, Zhao *et al.* 2004, Hou *et al.* 2008). Several well-preserved representative exposures of the Paleoproterozoic occur within Laurentia; the Trans-Hudson orogen (Hoffman 1989, Maxeiner *et al.* 2005; Corrigan *et al.* 2009), North China Belt (Zhao *et al.* 2005, Faure *et al.* 2004, 2007) and Baltic Shields (Bingen *et al.* 2000, Anderson *et al.* 2002).

In western Gondwana, state-of-art knowledge on the South American Paleoproterozoic issue is presented by Brito Neves (2011), which describes the Paleoproterozoic belts and considers mainly the relationships between the São Francisco-Congo and Amazon-West Africa Cratons, while the Borborema and Tocantins Provinces play an important role in the formation of this supercontinent (see also Liegeois *et al.* 1991, Cox *et al.* 2002, Egal *et al.* 2002 Schobbenhaus and Brito Neves 2003, Barbosa and Sabaté 2004, Cordani and Teixeira 2007, Fuck *et al.* 2008, Van Schmus *et al.* 2008, Cordani *et al.* 2009; Hen *et al.* 2010). The Brazil-Africa correlation is based on juvenile continental crust formation and crustal growth events developed mainly from 2.1 to 2.2 Ga., and granulite facies metamorphism, relicts of eclogites associated to suture zones related to orogenic belts aged from 1.9 to 2.0 Ga. Few areas show rocks older than 2.3 Ga and the Late Proterozoic magmatism (1.6 Ga) is almost absent in Africa.

Thus, the knowledge about well mapped Paleoproterozoic belts in northeast Brazil is yet scarce, but it is well known in the crustal growth events of the São Francisco Craton (Alkimin and Marshak 1998, Teixeira *et al.* 2000, Ávila *et al.* 2010, Seixas *et al.* 2011) and in the northern domains of the Borborema Province (Dantas *et al.* 2008, Santos *et al.* 2009,

Hollanda *et al.* 2010, Medeiros *et al.* 2010) and will be the main focus of this manuscript. During the last years, the Alto Moxotó Terrane (AMT), located in the central portion of the Borborema Province, in NE Brazil, is considered the best exposure of relics of the Paleoproterozoic era in the Borborema Province (NE Brazil) and has been approached differently, trying to clarify the tectonic meaning and geological evolution (Santos *et al.* 2004, Rodrigues and Brito Neves 2008, Rodrigues and Archanjo 2011, Miranda 2011, Santos *et al.* 2012b).

The Sucuru region (State of Paraíba) is the focus of the present paper, since that it seems to be a key area to the investigation regarding ancient tectonic events that occurred on the AMT, by its lithological variety. The main objective of this paper is to present new geochemical and Nd isotopic data (T_{DM} model ages and ϵNd), as well as absolute geochronological LA-ICPMS U-Pb zircon ages of the main magmatic events from this region to understand its tectonic setting, contributing to the knowledge of the evolution of the Alto Moxotó Terrane within the South American Platform context.

4.3. GEOLOGICAL SETTING

The Borborema Province concept was firstly introduced by Almeida *et al.* (1977) for the Precambrian northeastern portion of the South American shield. This province represents a complex orogenic system that was strongly affected by deformational, metamorphic and magmatic episodes of the Brasiliano-Pan-African orogeny in the late Neoproterozoic (650-500 Ma).

The province comprises an area of approximately 5000 km², limited to the north by the São Luis Craton, to the south by the São Francisco Craton, to the west by the Paraíba Basin and to the east by the coastal basins. It is part of the large Neoproterozoic belt that finds continuity in the African fold-belts (Pan-African) between Togo to the north and Cameroon to the south, while its east portion extends through Central Africa (Brito Neves, 1975, Trompette, 1994; Van Schmus *et al.* 2008).

The current and updated geological configuration is represented by basement complexes with local exposures of Archean nuclei, wide outcropping Paleoproterozoic belts formed mainly by orthogneissic and migmatitic rocks (Brito Neves, 2003, Fetter *et al.* 2003; Dantas *et al.* 2004; Arthaud *et al.* 2008; Van Schmus *et al.* 2008, Brito Neves 2011),

extensive Mesoproterozoic to early Neoproterozoic supracrustal fold belts (Santos et al, 2004), and a major internal magmatic belt – the Cariris Velhos belt (Santos *et al.* 2010). Additionally, this whole set is cut by a complex network of large crustal strike-slip shear zones, formed mainly of mylonites up to several kilometers wide, associated to late Neoproterozoic pluton intrusions (Jardim de Sá, 1994, Vauchez *et al.* 1995, Archanjo et al. 2008) related to regional metamorphism and deformation of the Brasiliano orogenesis (Sial, 1986; Ferreira *et al.* 1998 and Brito Neves *et al.* 2003, Guimarães *et al.* 2005).

The province is commonly subdivided into tectonic domains (Santos 1995, Van Schmus *et al.* 1995 and 2008 and Brito Neves 2000) (Figure 1). According to these authors, the province is structured in five main subprovinces, as follows: Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal and Southern. Santos (1996), Santos and Medeiros (1999) and Brito Neves et al. (2000), suggested that these five domains of the province are subdivided into tectono-stratigraphic terranes based on accretion and collision episodes, with similar evolutionary characteristics of those from the North American Cordillera.

The Transversal Subprovince (TS) is the region of the province limited by the transcurrent Patos and Pernambuco lineaments, and is subdivided by Santos and Medeiros (1999) in four main terranes, that are from west to east: Piancó-Alto Brígida (PABT) Alto Pajeú (APT), Alto Moxotó (AMT) and Rio Capibaribe (RCT). In the past ten years a series of synthesis have been made reassessing new and previous U-Pb and Sm-Nd data (Brito Neves *et al.* 1995a,b, Van Schmus *et al.* 1995, Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010, Van Schmus *et al.* 2011, among others). These authors suggested a polycyclic evolution for the TS terranes. According to it, this evolution started with the first compressional event ca. 1,0 Ga, the Cariris Velhos event and suffered intense reworking during the Brasiliano orogeny (0,6Ga). However, Mariano *et al.* 2001; Guimarães and Brito Neves 2004, Neves 2003 and Neves *et al.* 2006 and Guimarães *et al.* 2012, have questioned the existence of both Cariris Velhos as an orogeny and the model of tectonic accretion of terranes and suggest instead, an intracontinental tectonic setting of the proposed terranes, suggesting that the BP corresponds to a single crustal block since the Paleoproterozoic.

The best exposition of Paleoproterozoic rocks in the TS, comprehends the AMT, which is mainly formed by ortho-derived rocks related to Floresta Complex and supracrustal para-derived rocks (Sertânia Complex) dated around 2.2 to 1.95 Ga (Brito Neves *et al.* 2001b; Santos *et al.* 2004; Rodrigues and Brito Neves 2008).

Thus, the Alto Moxotó Terrane represents a Paleoproterozoic block with structural complexity, whose limits are well marked to the southeast with the Rio Capibaribe terrane by the transcurrent sinistral Congo or Congo-Cruzeiro do Nordeste shear zone. The west-northwest limit with the Alto Pajeú Terrane is characterized by a series of low angle shear zone thrusting systems. If this limit represents a suture zone is still in debate. The main evidence is the presence of retroeclogite and metacarbonates associated to a collisional event at this time (Beurlen *et al.* 1992., Almeida *et al.* 1997, Carmona, 2006, Santos *et al.* 2006)

One key study area to understand the AMT is located in the Sucuru region, 277 Km west from João Pessoa, (Paraíba state). Recent investigations have revealed important mapped units not yet recognized in the Borborema Province (Figure 2). Two major tectonic blocks can be distinguished, limited by the ENE thrust Carmo Thrust Shear Zone (Figure 3). In the NNW, rocks from the Floresta Complex predominate and are usually assigned to the Rhyacian plutonic basement of the AMT and in the SSE, occurs the Sertânia Complex, consisting of a metasedimentary supracrustal sequence.

Three intrusive suites are also distinguished. The Pedra d'Água, consisting of monzogranites, granodiorites and tonalities, the Malhada Vermelha Suite, characterized by a set of mafic and ultramafic rocks, and the Serra da Barra Suite which is formed predominantly of syenogranites. These metaplutonic units are the main focus of this work, and they are intensively cut by small Cambrian igneous intrusions, the Prata and Engabelada plutons, and by the Sucuru dyke swarm.

The Brasiliano tectonics overprinting fabric is related to the strike slip system, developing a series of shear zones with different kinematic indicators in the area, the N-S Riacho do Urubu sinistral shear zone, the NE-SW Serra do Urubu sinistral shear zone and the dextral Água Doce and Riacho dos Algodões shear zones. The large and wide Congo and Coxixola transcurrent shear zones (located outside the study area), but their imposed regional deformation effect is evident in almost all the AMT, since this shearing pair imposes a wedge configuration in the Sucuru area, causing variable folding patterns of the pre-Neoproterozoic structures.

The Floresta Complex (Santos 2000) is considered as the basement unit of the Alto Moxotó Terrane, and, it outcrops in a large area within the Sucuru region, being formed of banded (metric to centimetric) inequigranular orthogneisses (amphibole-gneisses, amphibole biotite gneiss and biotite-gneiss) with granitic to granodioritic-tonalitic facies variation

(Figures 4A and 4B). Eventually these rocks were submitted to migmatitic process and show metric to sub-centimetric mafic relics and stromatic, folded to nebulitic structures with well-developed neosome and melanosome facies (Figures 4C and 4D). The migmatites are occasionally banded in straight contact with the orthogneisses, with generally well-developed neosomes.

The Malhada Vermelha suite was firstly described by Santos (1995) as a series of tabular intrusions of metabasitic rocks that are mineralized in Fe-Ti ore in the Floresta region, Pernambuco state, 50 Km east of the studied area, in the same terrane. In the Sucuru region, the mafic-ultramafic rocks intrude the Floresta Complex. Commonly it forms small to medium outcrops represented by concentrations of blocks and boulders (Figure 4E), and are associated with dark soil.

The suite comprises metagabbros, metaleucogabbros and rare amphibolites, metaclynopiroxenites, metawebsterites, metaperidotites, serpentinites, besides banded iron formations. Typical layered bedding and igneous textures can be observed and preserved (Figure 4F); the alternation between mafic and ultramafic members in some outcrops suggests that this suite could be part of a mafic-ultramafic layered complex. Nevertheless, in the contact with country rocks in high strain zones, the original structures are totally transposed by tectonic deformation. The main outcropping feature for this suite is the occurrence of massif boulders of metagabbros (Figures 5A, 5B and 5C).

Few small bodies of intensively weathered felsic rock (Figure 5D) occur within a large area of the metamafic domain, it includes leucocratic to mesocratic Na rich-plagioclase and quartz-rich paragenesis petrographically classified as trondhjemites, suggesting felsic fractionation from the mafic members.

The Pedra d'Água Suite rocks consist of fine to medium-grained leucocratic orthogneisses that vary even to *augen* textures. In general these rocks show low angle foliation and mylonitic fabrics (Figures 5E, 5F and 6A), that we interpreted as related to the main record of the thrust tectonics in the area (mainly emplaced on the thrust Sucuru shear zone).

The Serra da Barra Suite is formed by an association of syenogranites and less common alkali-feldspar granites, in addition to rare alkali-quartz syenites with clear intrusive relationship into the banded gneisses of the Floresta Complex. This suite is responsible for the formation of the most expressive elevations in the study area, the "Serra da Barra"

(Figure 6B) and “Serra do Urubu” hills. These rocks are typically well deformed, with high angle foliation associated to strike-slip shear zones. Rocks are pink-red and medium to fine-grained (Figure 6C, 6D, 6E and 6F).

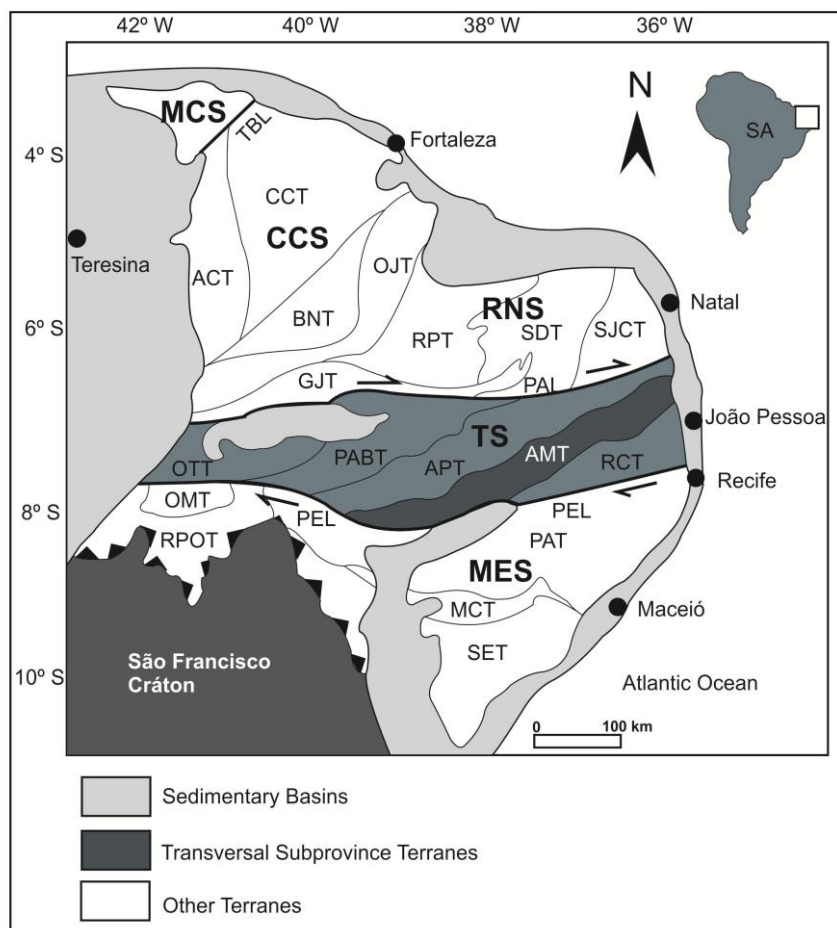


Figure 1 – Tectono-stratigraphic subdivision of the Borborema province with terrane subdivisions by Santos et al. (2000). SA – South America. Subprovinces: MCS – Médio Coreaú; CCS – Ceará Central; RNS – Rio Grande do Norte; TS – Transversal; MES – Meridional. Terranes: CCT- Ceará Central; ATC – Acaraú, BNT – Banabuiú; OJT – Orós Jaguaribe; GJT – Granjeiro; RPT – Rio Piranhas; SJT – Seridó; SJCT – São José do Campestre; OTT – Ouricuri-Trindade; PABT – Piancó Alto-Brigida; APT – Alto Pajeú; AMT – Alto Moxotó; RCT – Rio Capibaribe; OMT – Monte Orebe; RPOT – Riacho do Pontal; PAT – Pernambuco-Alagoas; MCT – Canindé Marancó; SET – Sergipano. Main Lineaments: TBL – Transbrasiliano; PAL – Patos; PEL – Pernambuco.

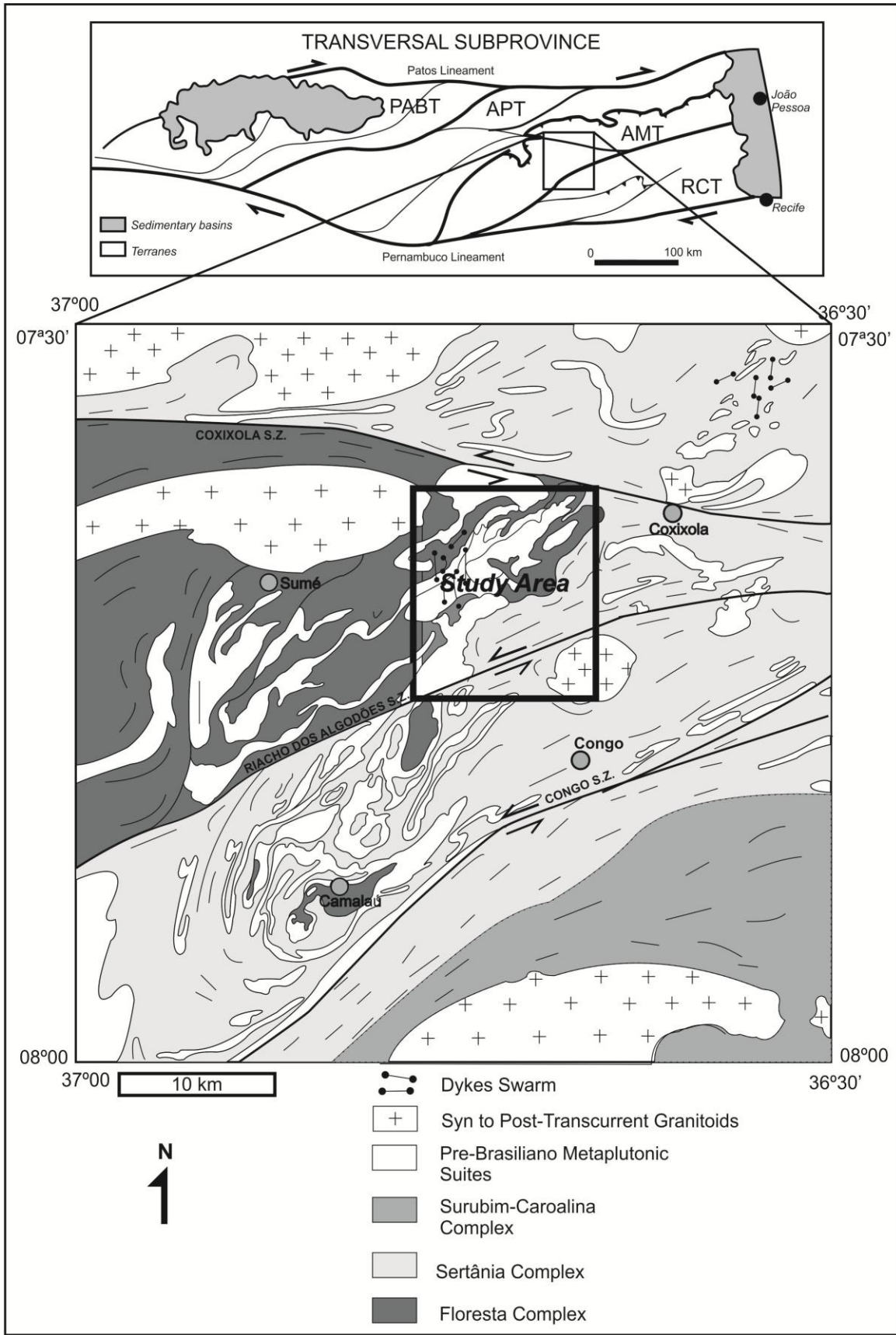


Figure 2 – Regional situation of the Sucuru region modified from Medeiros and Torres (2000). PABT – Piancó Alto Brigida Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, AMT – Alto Moxotó Terrane, RCT – Rio Capibaribe Terrane

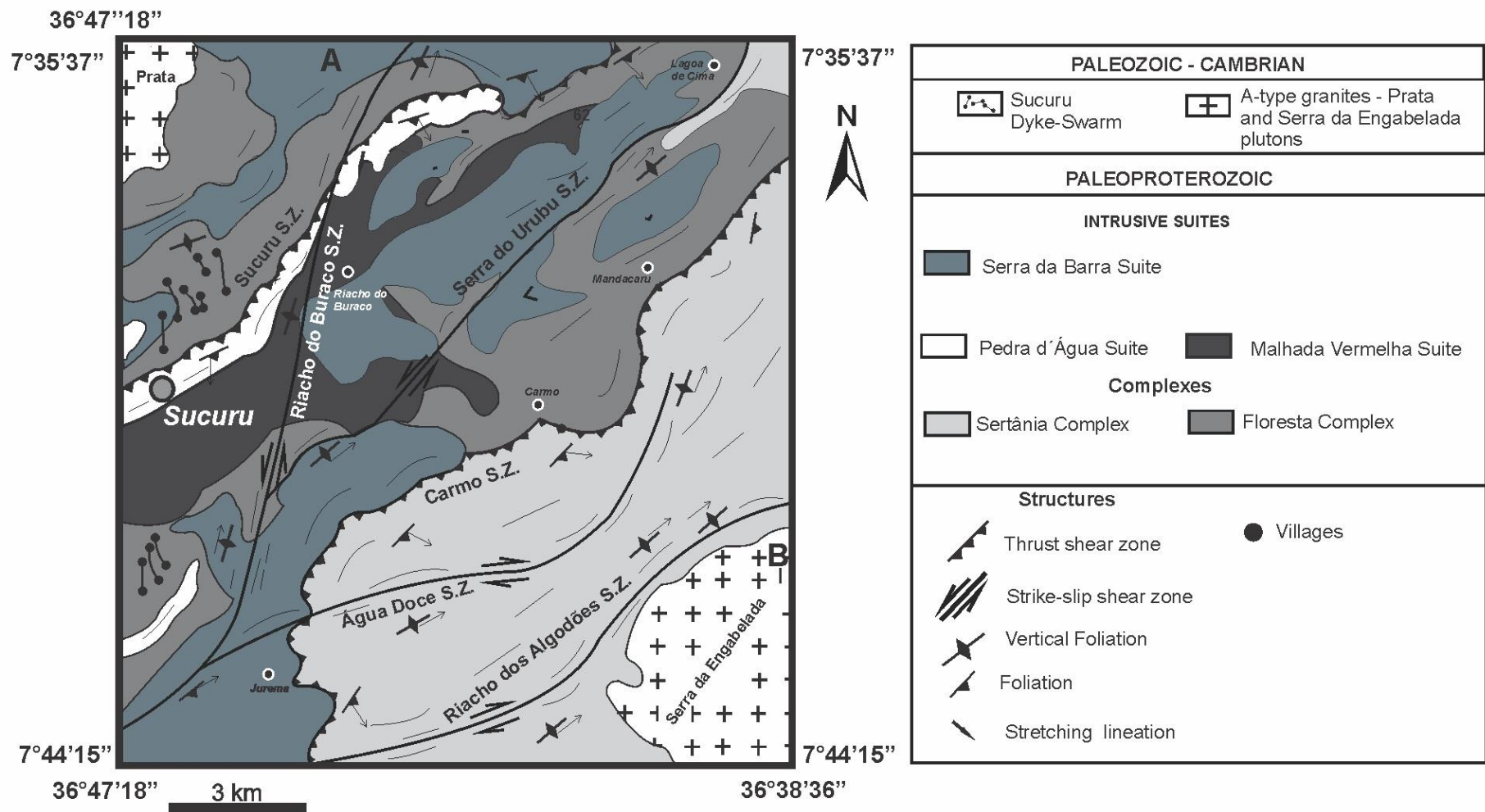


Figure 3 – Geological map of the study area (Sucuru Region)

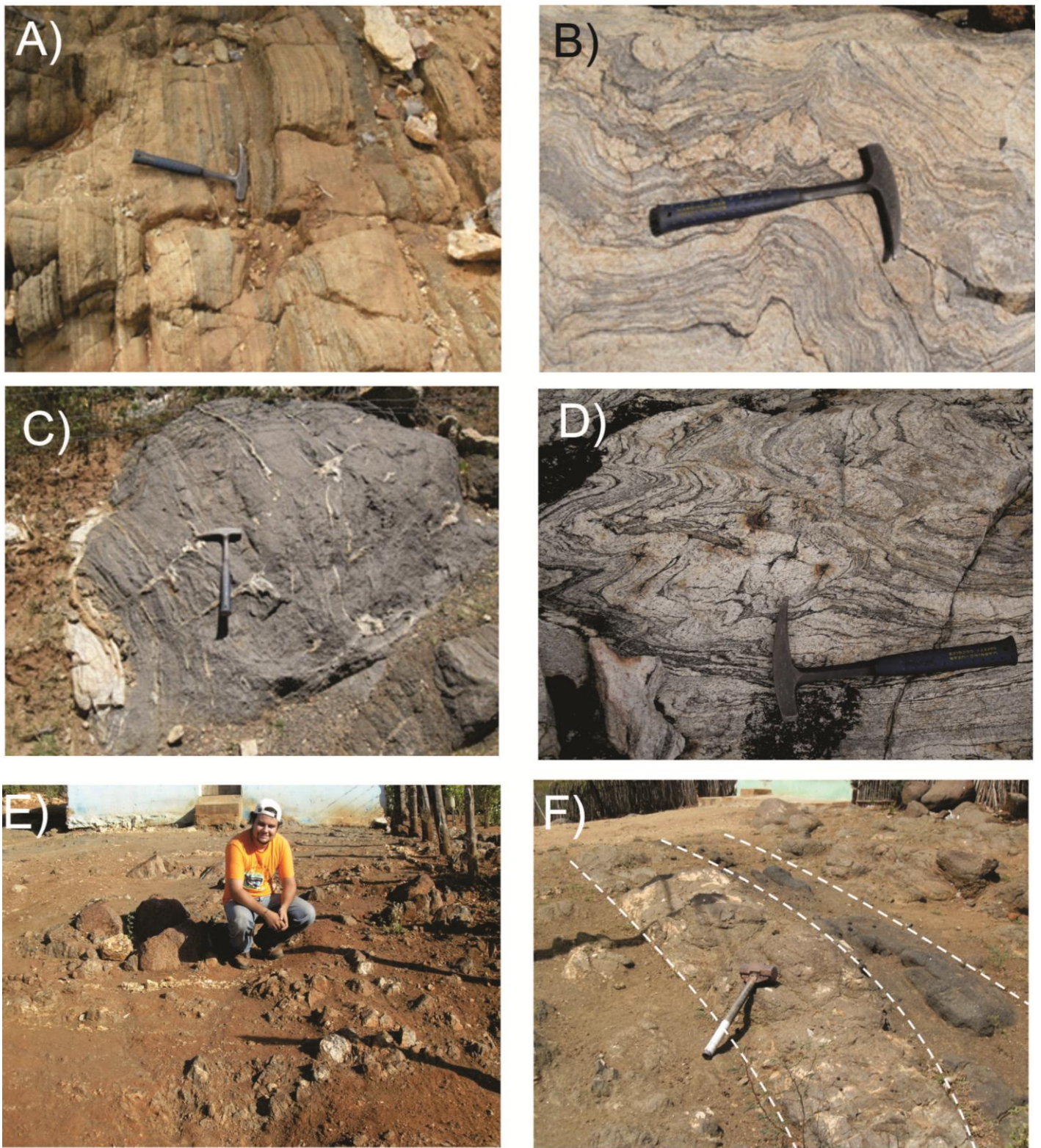


Figure 4 – Geological outcropping features of the Sucuru area: **Floresta Complex:** A) Banded granodioritic orthogneiss, B) Stromatic to Folded migmatite, C) Fine-grained tonalitic orthogneiss and D) Schlieren to folded gray migmatite. **Malhada Vermelha Suite:** E) Massif metagabbros and F) Magmatic layering between metagabbro and metapyroxenite from the Malhada Vermelha Suite.



Figure 5 – Geological outcropping features of the Sucuru area **Malhada Vermelha Suite**: A) Boulders of low-foliated metagabbros, B) Detail of the metagabbros C) Intensively fractured block of metagabbro with chlorite along fractures (See figure 6), and D) Boulders of weathered rock with discontinuous level trondjemitic rock. **Pedra d'Água Suite**: E) and F) low-angle granodiorites.

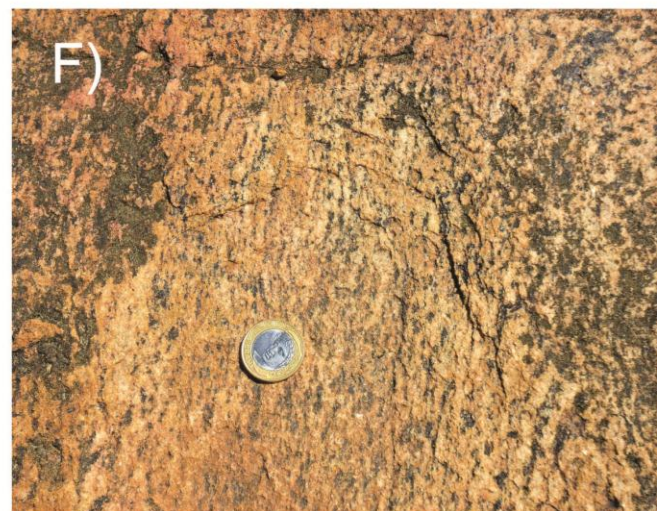
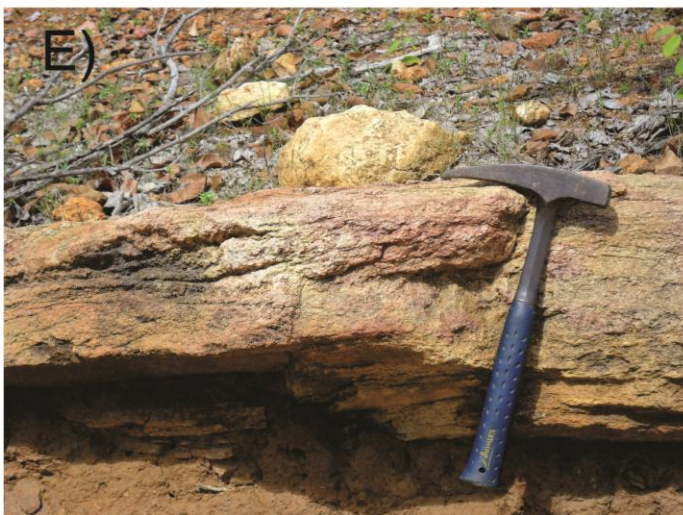
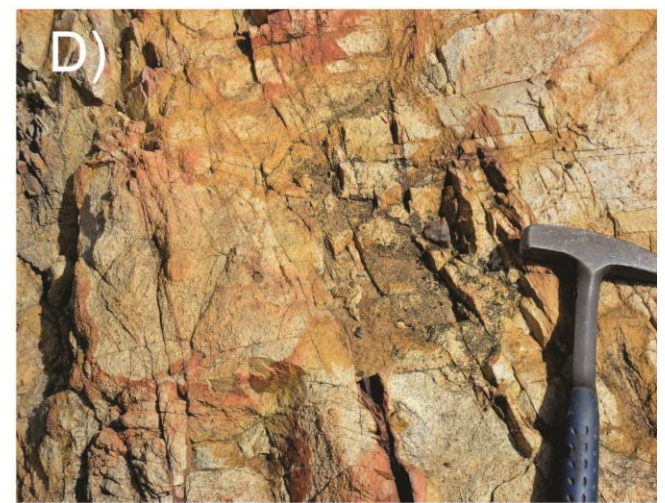


Figure 6 – Geological outcropping features of the Sucuru Area. **Pedra d'Água Suite:** A) Low-angle dipping granodiorite ; **Serra da Barra Suite:** B) Serra da Barra hill, representing the main morphologic feature of the Serra da Barra Suite. C), D), E), and F) Foliated syenogranites.

4.4.MICROPETROGRAPHICAL FEATURES

4.4.1. Floresta Complex

The thin sections revealed that the orthogneisses from the Floresta Complex are mainly mesocratic to melanocratic and coarse to mediumgrained, showing nematoblastic and granoblastic textures. Eventually, these rocks occur as mylonitic types defined by a complex pattern of foliation planes, where micro-structural features can be observed. The rocks from this complex correspond to monzogranitic, granodioritic and even rare tonalitic members. In general, these rocks consist mainly of quartz, plagioclase, potassic feldspar, amphibole, biotite, zircon and apatite, in addition to few opaque minerals, while chlorite appears as the main alteration mineral. Eventually, quartz crystals can occur as recrystallized grains, or exhibiting ribbon-like structures due to the interference of transcurrent shear zones. Plagioclase occurs as coarse to small subhedral grains, while potassic feldspar can occur as coarse grain and present even forming augen textures in a quartz groundmass.

4.4.2. Malhada Vermelha Suite

The metagabbros are inequigranular, with granoblastic texture and composed essentially of clinopyroxene, plagioclase, rare amphibole clots, biotite, chlorite \pm garnet and opaque minerals. These rocks eventually show garnet with coronite textures around pyroxenes, as well as a striking and thicker centimetric compositional layering. A millimetric metamorphic banding is formed by plagioclase, recrystallized clinopyroxene and garnet partially replaced by chlorite. The amphibolites are mostly formed by hornblende \pm pyroxene + plagioclase. It is also remarkable the presence of symplectite textures in thin sections (Figure 8A). Symplectitic reaction textures are common in high grade rocks and their formation is usually ascribed to cooling and/or decompression following the metamorphic peak (Fitzimons, 1996; Carson *et al.* 1997). This kind of paragenesis in metamafic rocks from the Alto Moxotó Terrane is usually regarded as retrograde eclogite (Beurlen 1992, Carmona 2006, Almeida *et al.* 2009, Santos *et al.* 2012a)

The metapyroxenites are inequigranular, coarse-grained metaclinopyroxenites and metaorthopyroxenites, generally showing less deformation than the metagabbros. They occur as less foliated layers and sometimes occur as elongated enclaves within the layered metagabbros, exhibiting sharp contact suggestive of magmatic features. They present in its

mineralogy besides clinopyroxene \pm orthopyroxene (Figure 8B and 8C), amphibole clots (hornblende), rare garnet and plagioclase, beside small amounts of opaque minerals. CPX and OPX form polygonal aggregates of both, and the grains commonly show equilibrium textures (Figure 8C)

The peridotites from the Sucuru area are weathered and free from regional foliation. The least weathered samples are formed of olivine and clinopyroxene, without opaque minerals. In general, olivine crystals are coarse to medium-grained and it is possible to identify their granoblastic texture; however, the massif aspect predominates. The olivine grains from these rocks are frequently substituted by talc and/or serpentine, occurring in some extreme cases as serpentinites (Figure 8D).

4.4.3. Pedra d'Água Suite

The Pedra d'Água Suite orthogneisses consist mainly of monzogranitic, granodioritic and subordinated tonalites. These rocks present granoblastic texture, developing frequent mylonitic fabric with orientation of mafic minerals. Its mineralogical assembly is formed by quartz, plagioclase, potassic feldspar, biotite, muscovite and in some cases rare garnet. Minor amounts of apatite, zircon, chlorite and few opaques can be also observed. These rocks are characterized by biotite and eventually muscovite orientation. The quartz grains are anhedral and usually present feldspar inclusions. Locally, it forms mimetic intergrowth with plagioclase (Figure 8E). The plagioclase occurs extensively in all thin sections, but potassic feldspar is relatively rare exhibiting xenoblastic developed grains. Some contain fine inclusions of sericite and epidote, in addition to other optically identified mineral inclusions. The small amounts of garnet occur as idioblastic crystals, cracked and locally mantled by biotite.

4.4.4. Serra da Barra Suite

In thin sections, the rocks from this suite are relatively homogeneous fine to medium-grained, showing clear inequigranular granoblastic texture (Figure 8F), and well foliated with locally shear corridors along several outcrops. The main mineralogical composition is quartz, potassic feldspar (sometimes as aligned phenocrystals), being represented mainly by microcline, with eventual sericitized euhedral plagioclase grains, showing poikilitic textures (with small optically undeterminable minerals), amphibole, euhedral to subhedral biotite,

titanite, apatite, zircon and eventual pyroxenes, besides opaque minerals. Epidote and chlorite grains occur as secondary phases. Mirmekitic texture is frequently observed; sometimes it occurs in the contact between the potassic feldspar and plagioclase. Potassic feldspar is abundant, varying from subhedral to anhedral, being rarely euhedral crystals as well as quartz grains. Occasionally, the potassic feldspar form perthites rarely mantled by small amount of plagioclase crystals.

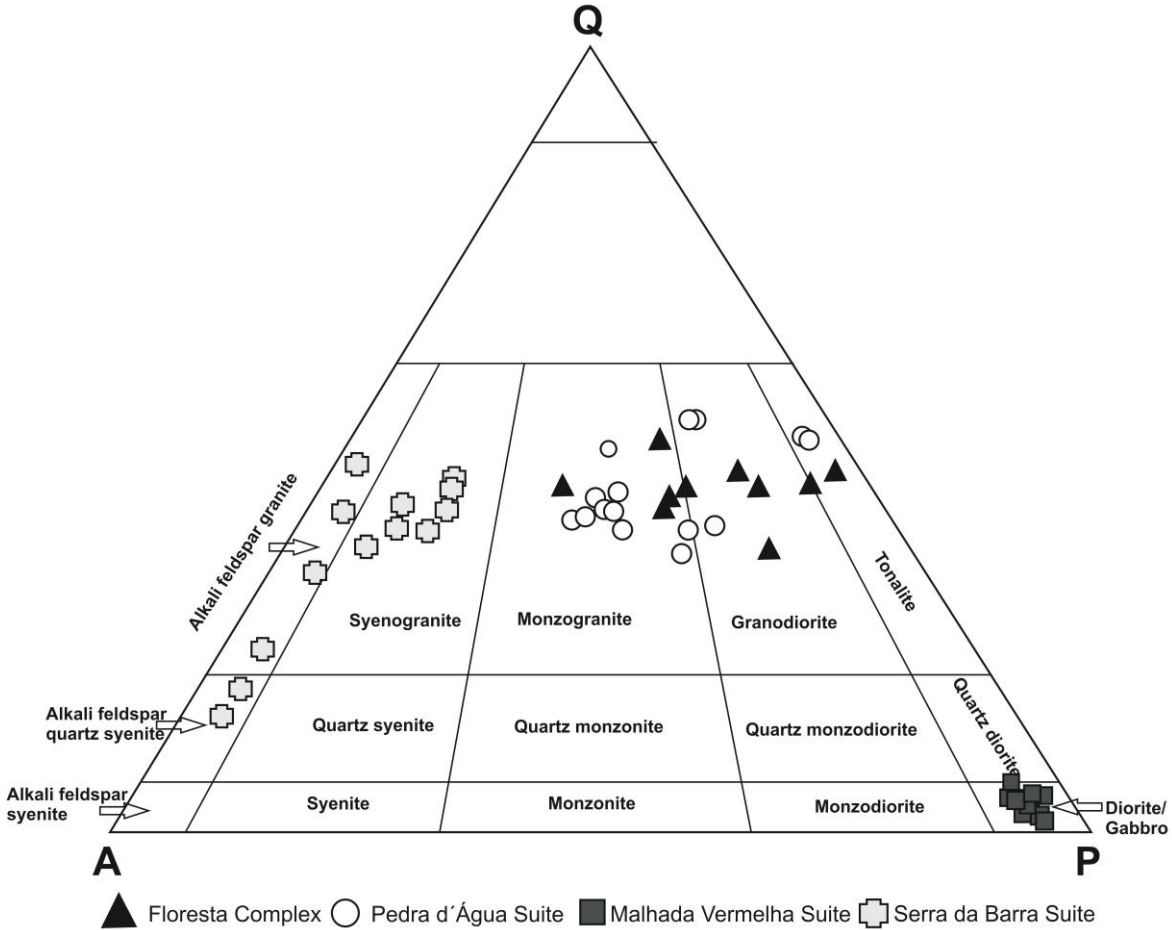


Figure 7 - QAP ternary plot based on modal compositions (Streckeisen 1976) of the metaplutonic suites from the study area.

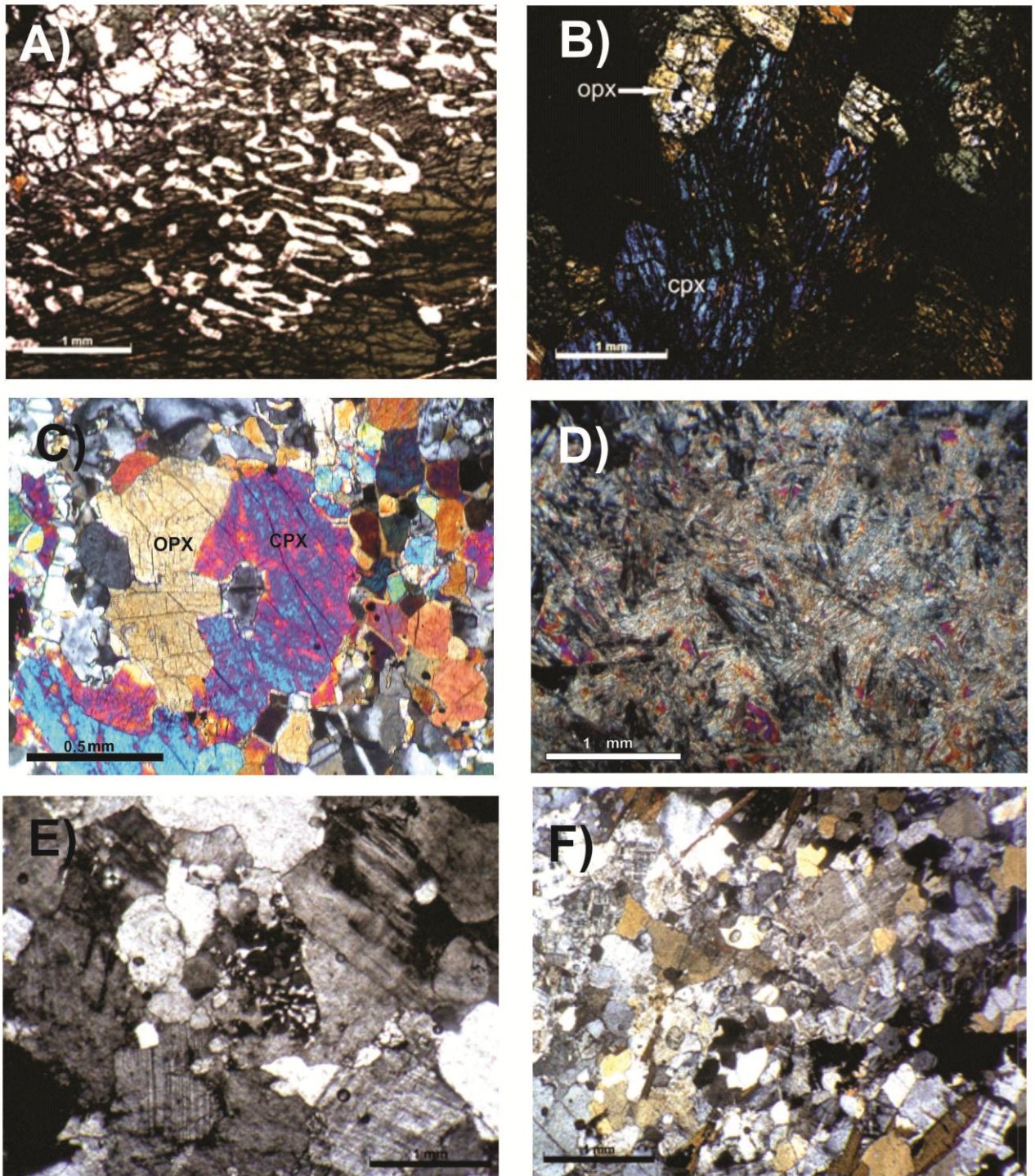


Figure 8 – Photomicrographs of the intrusive suites of the Sucuru Region: A) Symplectite texture of amphibole and plagioclase in garnet-amphibolite, B) Subhedral to anedral crystals of opx and cpx in metawebsterite, C) Equilibrium texture between OPX and CPX on metapyroxenite and D) Serpentine from the Malhada Vermelha Suite. E) and F) showing granoblastic texture on metagranodiorite (Pedra d'Água Suite) and metasienogranite (Serra da Barra Suite), respectively.

4.5. ANALYTICAL PROCEDURES

The chemical analyses were performed at Acme Analytical Laboratories Ltd (Canada). Major elements were determined using inductively coupled plasma-emission spectrometry with a detection limit of 0,01% and precision of $\pm 0,1\%$. Trace and REE were analyzed using a inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) with detection limits between 0,01 and 0,5 ppm, and a precision of $\pm 5\%$. The geochemical diagrams used in this paper were constructed using the Igpert 06 software, Petrograph and excel sheets.

U-Pb and Sm-Nd geochronological analysis were performed at the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia (UnB), Brazil. Zircon grains were separated using conventional techniques. The samples were crushed and sieved, after that, heavy minerals were separated using conventional gravimetric method; subsequently the heavy mineral concentrates were processed by magnetic separation using a Frantz separator. Zircon grains were then handpicked using binocular microscope. The grains were mounted on adhesive tape, enclosed in epoxy resin and polished to about half of their thickness. U-Pb analysis were performed in a mass spectrometer multi-collector Finnigan MAT-262, following the methods described by Bühn *et al.* (2009) and Matteini *et al.* (2009). For data reduction and age calculations, the software PBDAT (Ludwig, 1993) and ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001a) were used. Isotopic errors were of magnitude 1σ .

Sm-Nd analysis followed the method described by Gióia and Pimentel (2000). Whole rock powders (ca. 50 mg) were mixed with ^{149}Sm - ^{150}Nd spike solution and dissolved in savillex capsules. Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, using Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP – diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). Sm and Nd samples were loaded on Re evaporation of double filament assemblies and the isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode.

Uncertainties of Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are better than $\pm 0.4\%$ (1σ) and $\pm 0.005\%$ (1σ), respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0,7219 and the decay constant used was $6,54 \times 10^{-12}$. T_{DM} model age values were calculated using the DePaolo (1981) model.

4.6. WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

The chemical analysis of major, minor and trace elements (including REE) were performed on the thirty-six analyzed samples representing the four units of the Sucuru-PB area, and the results can be seen in table 1.

4.6.1. Floresta Complex

Five samples of granitic to granodioritic orthogneisses from the Floresta Complex were analyzed, and they are relatively homogeneous regarding major elements. They have acid character and the majority show SiO₂ content about 70 wt% (Figure 9A), indicating that the protolith from these orthogneisses are considerably evolved. The samples from the Floresta Complex show alkaline (Na₂O + K₂O) contents varying from moderate (4,98% wt) to high values (~7 wt%), with relatively low FeO, except the sample LSM-11, that shows ~7 wt% of FeO. In the AFM and K₂O vs SiO₂ diagrams from Pecerillo and Taylor (Figure 9B and 9C), the samples from the Floresta Complex fall in a typical calc-alkaline to high K calc-alkaline series. Al₂O₃ content is low (always less than 14% wt), and MgO content is also low (always less than 3,5 wt%). On the Shand's index (Figure 9D), the three samples plot in the metaluminous field.

The spiderdiagrams of the orthogneisses from the Floresta Complex (Figure 10A) shows a relatively uniform pattern, and are characterized by a positive peak on Sr and depletion of LILE, except by a positive K anomaly.

All samples show considerable depletion of the HFSE Nb and Ta, as well as P and Ti. The REE pattern is moderately fractionated, showing enrichment of LREE with respect to HREE (Figure 11A). The ΣREE ranges from ~192 to 341 ppm, and all samples show typical negative Eu anomaly and discriminant diagram with negative Nb and Ta anomalies that can be distinguished as I-type granites (Figures 12A, 12B and 12C). All these geochemical features suggest that the rocks from the Floresta Suite correspond to a relatively homogeneous typical subduction-related magmatism generated in arc environment.

4.6.2. Malhada Vermelha Suite

Ten samples corresponding petrographically to more differentiated members were selected to be analyzed from this suite. This is a relatively homogeneous set with SiO₂, ranging from 44,7 to 56,6 wt% corresponding to basaltic and basaltic trachy-andesite compositions (Figure 9A). They also present variable contents of Al₂O₃ ranging from 3,1 to 18,3 wt%, intermediate CaO (7,3 – 13,56 wt%), except for the KO sample, which presents CaO content of 21,6 wt%. They present also variable FeO contents (ranging from 7,3 to 15,1 wt%) and MgO ranging from 4,22 to 16,08 wt%. In the AFM diagram (Figure 9B), the samples follow the general tholeiitic trend transitional to the calc-alkaline field. Regarding Na₂O and K₂O, the samples also show variable Na₂O content ranging from moderate (0,57 – 2,11 wt%) to high (2,46 – 5,83 wt%) and moderate K₂O (0,44 – 0,91 wt%). The rocks from this suite correspond to arc tholeiite and to low calc-alkaline series (Figure 9C). TiO₂ content (0,25 – 1,71 wt%) varies from intermediate to low, suggesting early precipitation of Fe-Ti oxides.

With respect to the trace elements and spider-diagram patterns (Figures 10B and 10C), the rocks from the Malhada Vermelha Suite can be divided in two distinct geochemical groups. Group one is characterized by nearly linear distribution and relatively constant abundance of LILE, showing well marked negative anomalies of P, Hf and Zr, positive K peak and relative depletion of HFSE. The regular slope of this group is disturbed by a strong negative Nb anomaly, typical for mafic magmas generated in subduction-related environments, from the supra-subduction mantle wedge (Ducleaux *et al.* 2006). This idea is also supported by the very low Nb/Yb ratio (0.5 – 1). Two samples (group 2) are characterized by a general enrichment of the elements in relation to that of group 1. Nevertheless, even these samples differ on the majority of the anomalies, like Rb, Nb, Ta, Sr, and show different behavior for Ti.

The REE pattern also suggests the existence of two geochemical rock groups from the Malhada Vermelha Suite. Group 1 (Figure 11B) has lower REE amount. Its pattern is relatively flat, showing discrete fractionation evidenced by the slight enrichment of LREE with respect to HREE, except for the sample LS-10G, which shows a linear pattern almost without geochemical fractionation. Samples from group 1 display typical Eu anomaly, and could be associated to a general pattern similar to the transition of N-MORBs to E-MORBs.

Group 2 (Figure 11C) shows just discrete Nb and Ta negative anomaly in one sample, and little enrichment of these elements in the other. This group is also characterized by an increase of REE compared with group 1. The REE are fractionated with slight LREE enrichment and HREE depletion. This general LREE enrichment with respect to HREE, could be induced by a garnet residue in the melt source, and it is typical from magmas directly derived from mantle in a subduction-related environment at considerable depth (Gill, 1981; Tatsumi *et al.* 1986; Tatsumi, 1989).

In terms of tectonic environment of the Malhada Vermelha magmatism, the samples plot preferentially on the magmatic arc-related fields, varying from a transitional arc system between oceanic and continental magmatic arc (Figures 13A, 13B and 13C; Pearce 1975, 1983, Pearce and Peate 1995). On the other hand, the existence of two geochemically distinct groups based on trace elements, suggests that the Malhada Vermelha Suite underwent different magmatic generation processes, being an important prospect for detailed specific petrological studies.

4.6.3. Pedra d'Água Suite

Ten samples were analyzed from the granitic-granodioritic Pedra d'Água suite. With respect to the geochemistry of major elements, the samples present a homogeneous set of SiO₂ that ranges between 68,6 – 75,5 wt%, corresponding to well evolved samples. In the TAS (Figure 9A) diagram, the general composition corresponds to granitic. They present in general subalkaline tendency with Na₂O + K₂O > 8%.. In the AFM and K₂O vs SiO₂ diagrams, they correspond to the classical high k-calc-alkaline trend (Figures 9B and 9C). This suite also presents homogeneous low content of Al₂O₃ (13,4 – 15,21 wt%), MgO always less than 0,5% wt, and variable FeO content ranging from 0,044 to 4,95 wt%, with typical peraluminous characteristic.

Two distinct behaviors of trace elements and REE can clearly be seen on Figures 10D, 10E, 11D and 11E. For rocks of group one, the spider diagram shows a well fractionated pattern, without any distinctive peak for LILE, and strong depletion of HFSE, especially Nb and Ta, with emphasis on the strong Nb anomaly registered in all samples. It is also perceptible discrete Sr, Zr, and small P depletions, as well as strong Ti negative anomaly.

In terms of REE contents, both groups continue to show distinct behavior, with group 1 presenting relatively more pronounced fractionation than group 2 (Figure 11D), with expressive LREE enrichment compared to HREE. Group two presents typical REE pattern that coincides with cumulative features, with positive Eu anomaly, probably related to plagioclase enrichment (Figure 11E).

The geochemistry of Pedra d'Água Suite suggests that this unit is the result of crystallization of sub-alkaline peraluminous calc-alkaline magma generated in magmatic arc environment. This fact is confirmed by Pearce *et al.* 1984 (Figures 12A and 12B) discriminant diagrams, where this group of rocks plots in the volcanic arc granites + syn-COLG that we interpret as generated in a collisional tectonic setting.

4.6.4. Serra da Barra Suite

The results from the chemical analyses of nine selected samples corresponding to syenogranitic rocks from this suite showed general homogeneous geochemical characteristics with respect to major elements. The suite presents an evolved nature with SiO₂ ranging from 62,84 to 74,83 wt% (granitic to syenogranitic composition) and high content of alkaline elements (7,17 – 10,3 wt%) (Figure 9A). They are sub-alkaline in the AFM diagram, plotting in the transition between the calc-alkaline and toleitic fields (Figure 9B). They are K-rich rocks (~5% K₂O), and plot in the high K-calc alkaline to shoshonitic series in the Pecerillo and Taylor diagram (Figure 9C). They present relatively low Al₂O₃ (always less than 15 wt%, except for the LSM-18 sample), and correspond to a typical metaluminous suite with respect to Shand's index (Figure 9D). They also present relatively low MgO < 0,1 wt% and high FeO (2.7 to 6.7 wt%). The Serra da Barra syenogranites represent a subalkaline metaluminous K-rich magmatism.

The spider diagram (Figure 10F) shows regular enrichment pattern for the analyzed samples, with homogeneous behavior of LILE, while exhibiting Sr, Pb and Ti negative anomalies in all samples. The HFSE Nb and Ta are represented by a slightly negative anomaly.

The REE patterns (Figure 11F) show a relatively smooth and slightly concave shape. It is moderately fractionated with typical LREE enrichment, prominent REE depletion, sharp decrease from La to Sm, relatively flat HREE profile, and all samples show small negative

Eu anomaly which is indicative of plagioclase in the source (Rollinson, 1993). Regarding the tectonic setting, these rocks seem to belong to an extensional environment, with the samples plotting mainly in the within-plate granite fields, and just a few in the post-collisional field in discriminant diagrams (Figures 12A and 12B). Also, the samples from Serra da Barra suite plot entirely in the A-type granitic field, following Eby (1992) and Whalen *et al.* (1987) proposals (Figures 12C and 12D), suggesting a crustal origin for this suite.

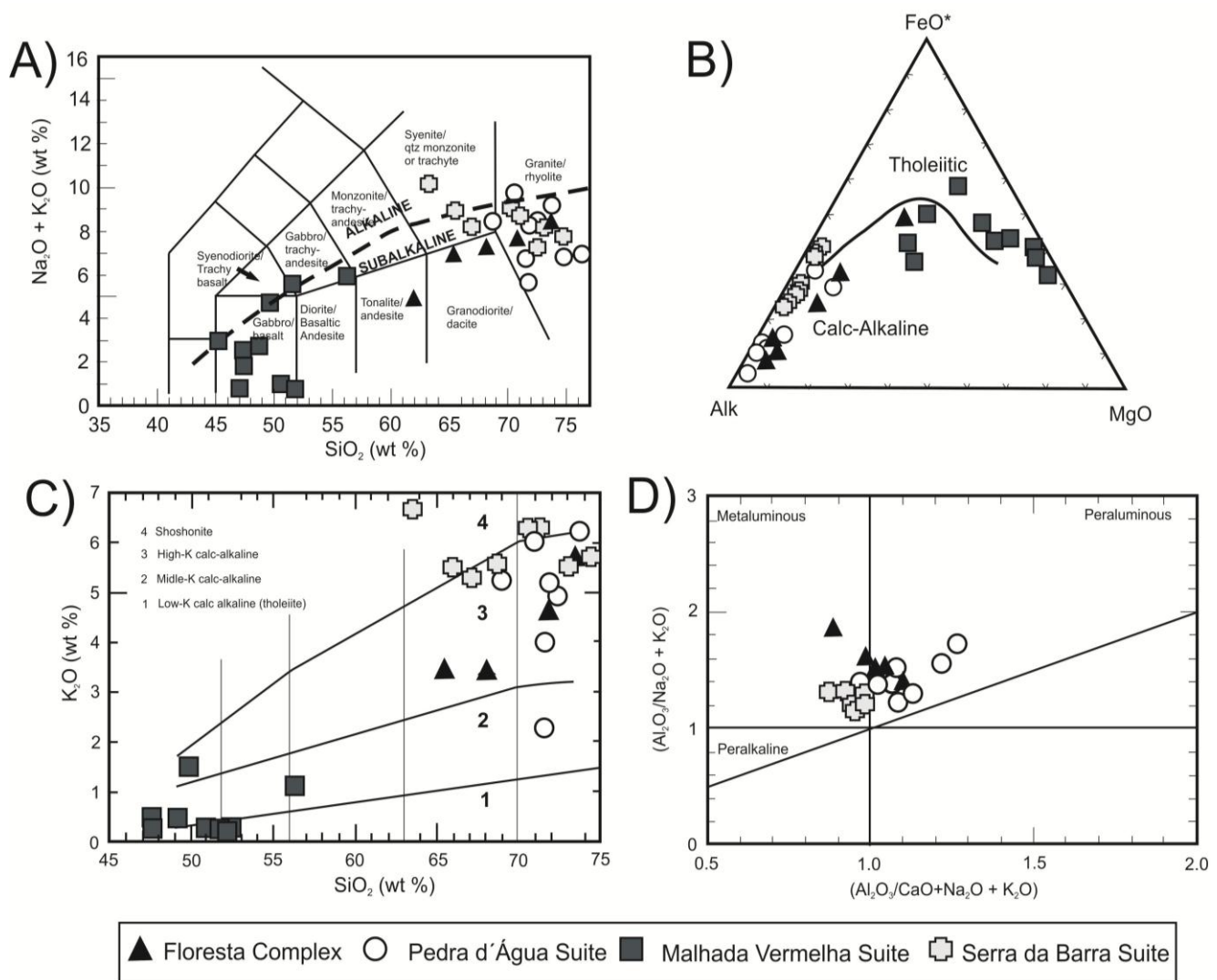


Figure 9 – Geochemical diagrams for major elements of the metaplutonic units of the study region. A) TAS diagram ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) from LeBas *et al.* (1986), B) AFM diagram from Irvine & Baragar (1971), C) K_2O vs SiO_2 diagram for magmatic arc rock series from Pecirillo & Taylor (1976) and D) Diagram from Maniar & Picolli, (1989) using the Shand's Index for the felsic metaplutonic rocks from the Sucuru region.

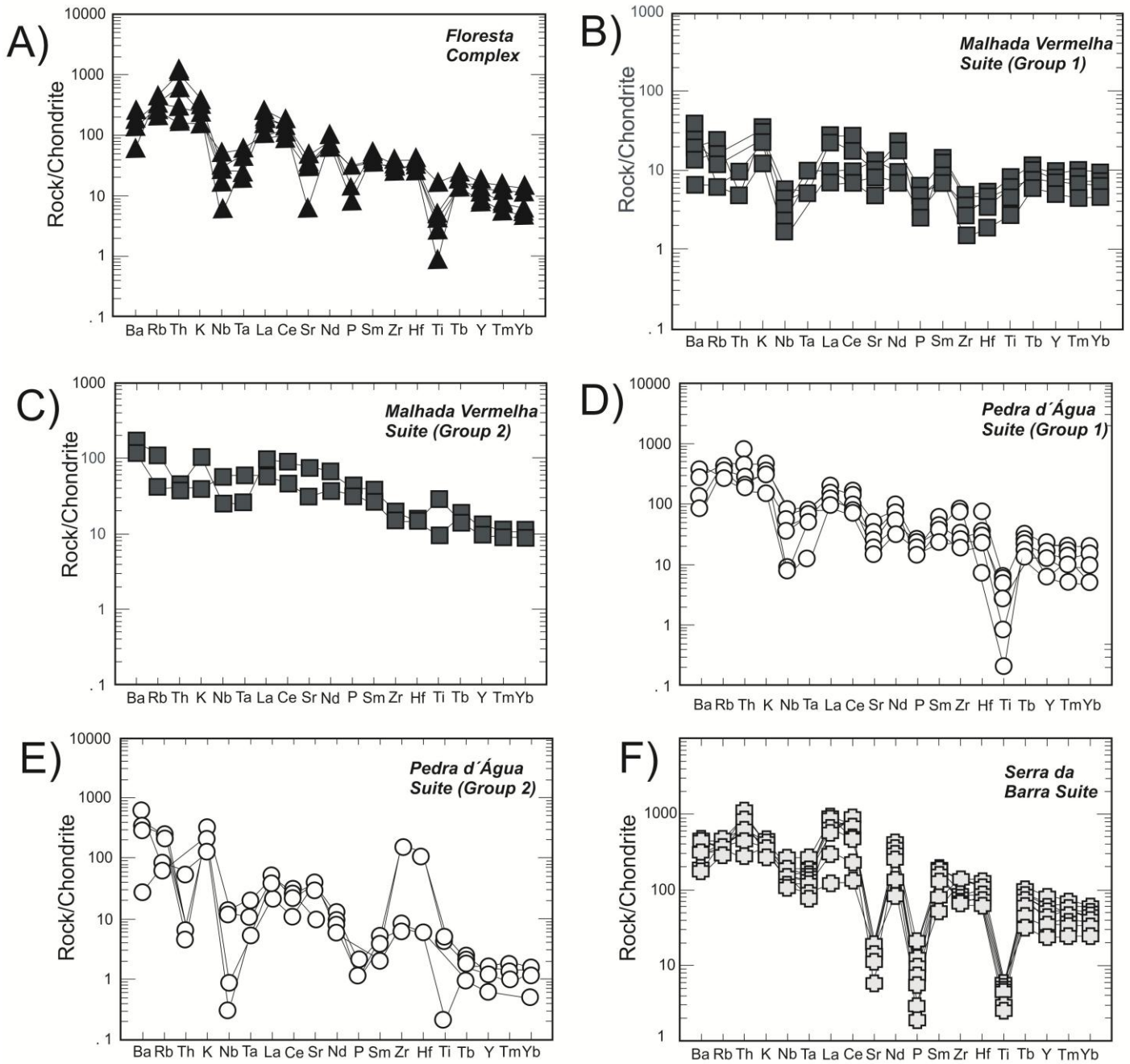


Figure 10 – Chondrite-normalized (Thompson 1982) spider diagrams from the metaplutonic units of the Sucuru region (same symbols as Figure 9).

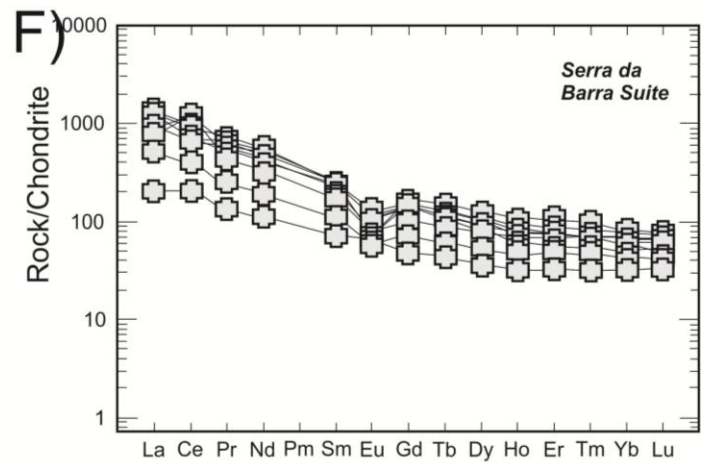
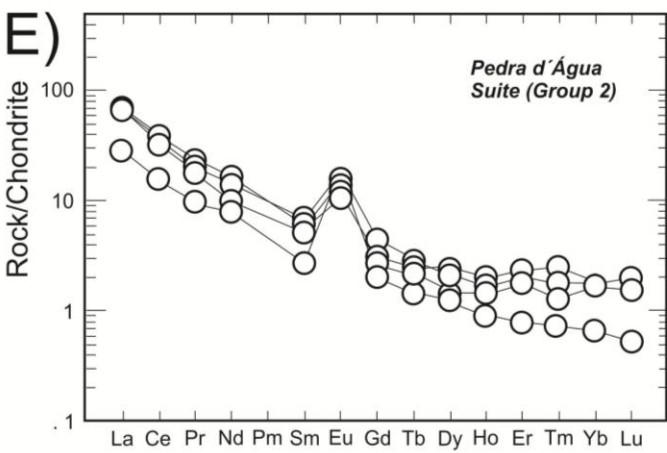
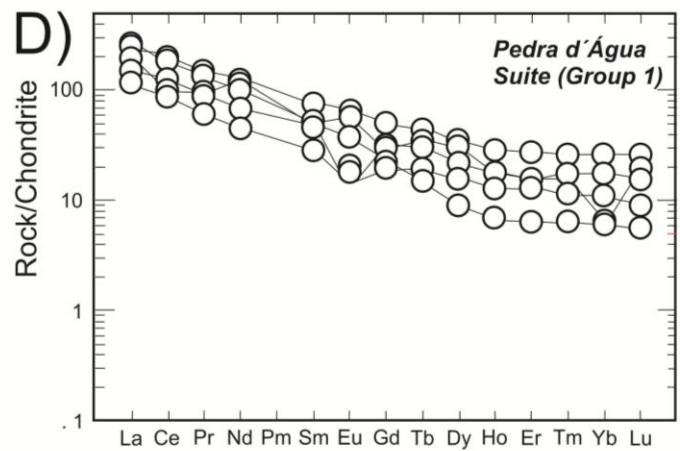
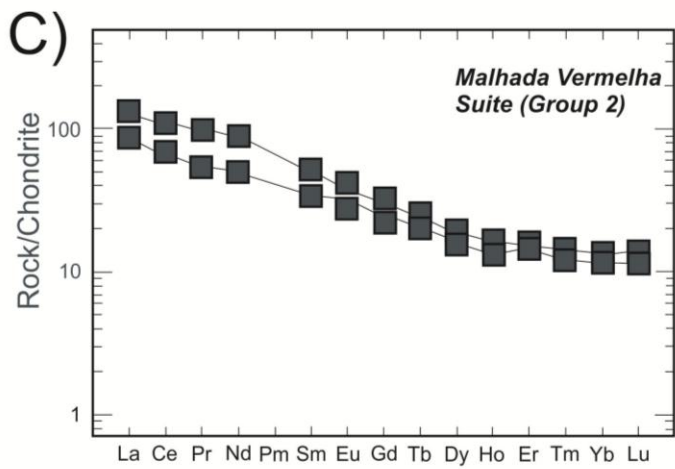
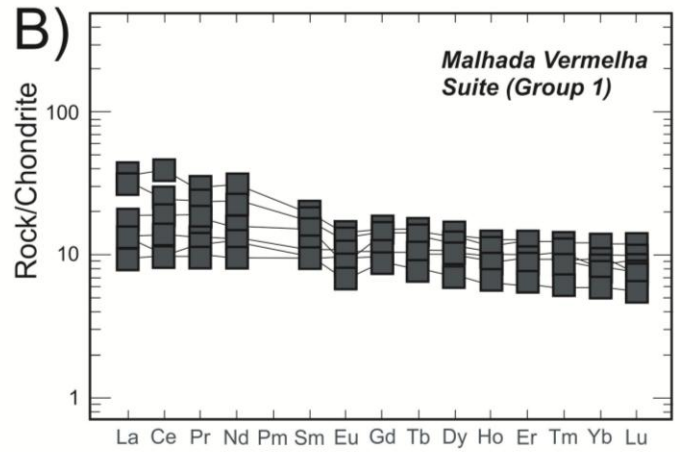
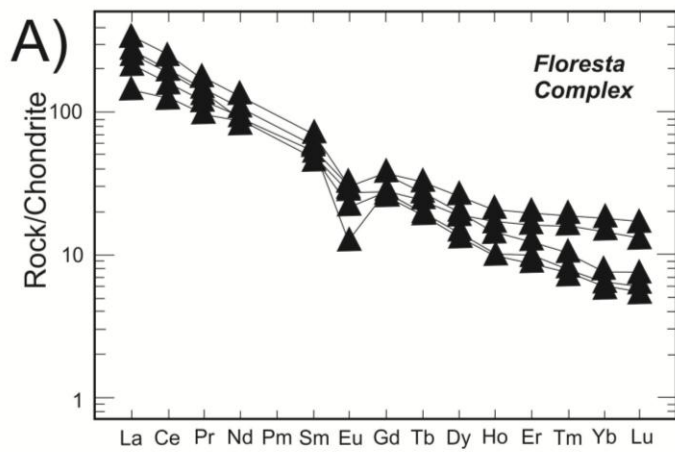


Figure 11 – Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE patterns of the metaplutonic units from the Sucuru region (same symbols as Figure 9).

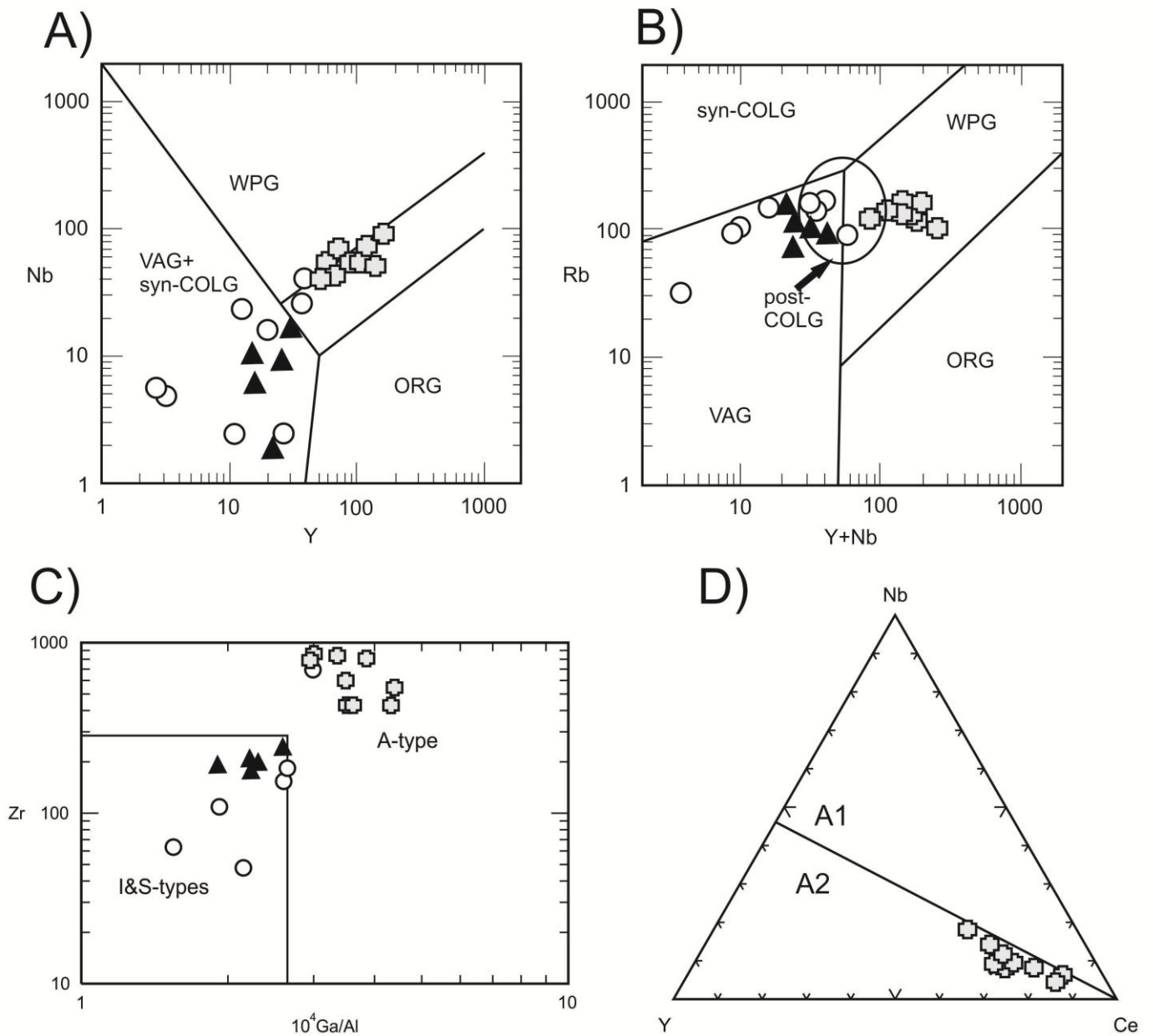


Figure 12 – Discriminant diagrams for the felsic rocks of the Sucuru Region. (a) and (b) after Pearce *et al.* (1984). Fields indicate syncollisional granites (syn-COLG), within-plate granites (WPG), volcanic-arc granites (VAG) and ocean-ridge granites (ORG). The field for post-collisional granites (post-COLG) overlaps those of syn-COLG, VAG and WPG. (c) Nb x 1000*Ga/Al diagram. Fields I&S and M indicates I-S-M type granites after Whalen (1987) and (d) Nb-Y-Ce plot of the A-type rocks (Serra da Barra Suíte from Eby (1992). Fields A1 – Mantle A-type and A2 –Crustal A-type (same symbols as Figure 9).

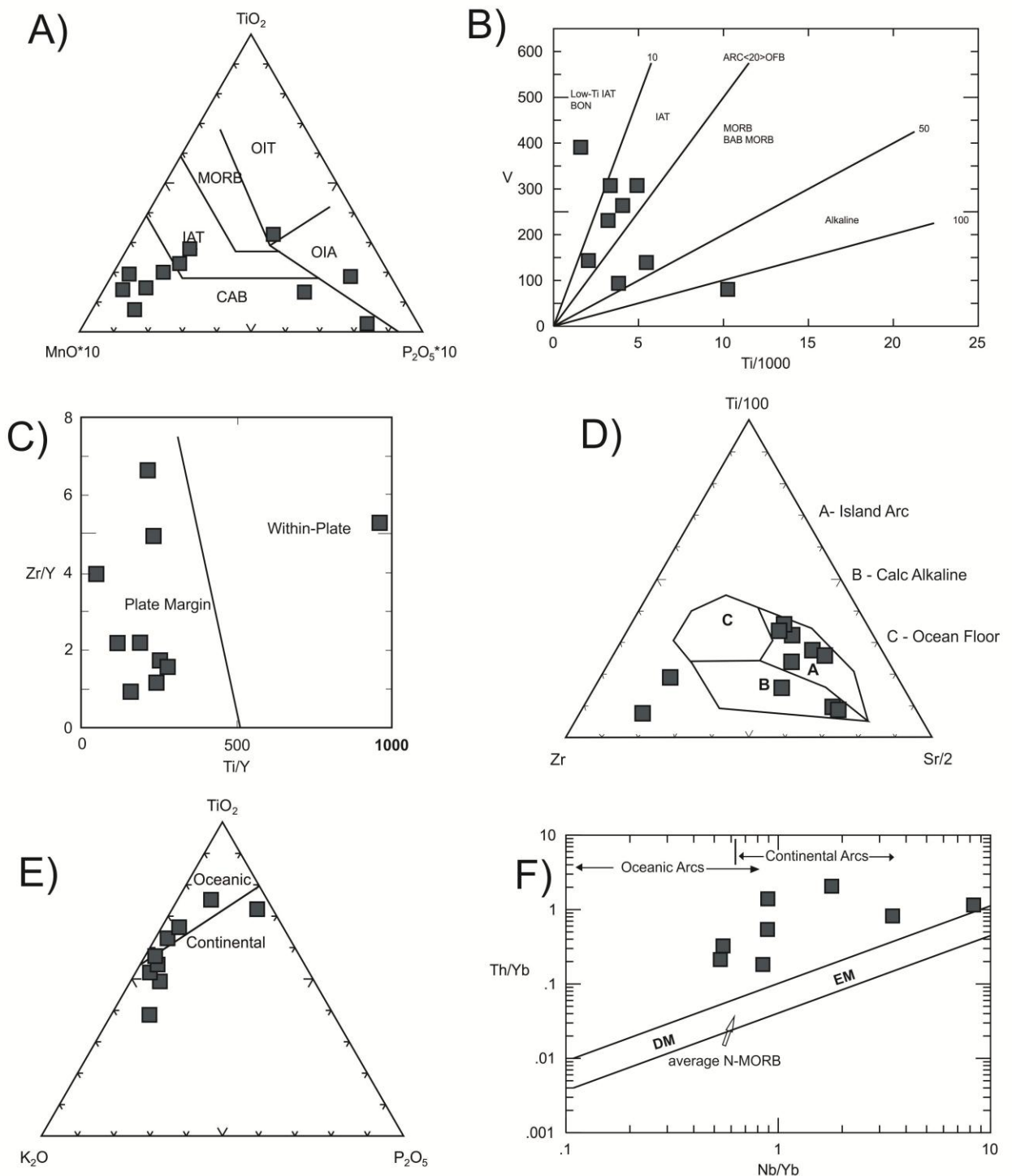


Figure 13 – Discriminant diagrams for the mafic rock of the Sucuru area a) TiO_2 - $MnO \cdot 10$ - $P_2O_5 \cdot 10$ plot from Mullen (1983), fields indicate Ocean island toleite (OIT), Midge Ocean Ridge Basalt (MORB), Island Arc toleite (IAT), Calc-Alkaline Basalts (CAB) and Ocean Island Alkaline (OIA). b) $Ti \times Va$ Plot from Shervais 1982. (c) $Ti/Y \times Zr/Y$ plot from Pearce and Gale 1977, (d) $Ti \times Zr \times Sr/2$ plot from Pearce and Cann (1973). (e) Ternary $TiO_2 \times K_2O \times P_2O_5$ plot from Pearce et al. (1975), and (f) $Th/Yb \times Nb/Yb$ plot after Pearce (1983), Pearce and Peate (1995). DM – Depleted Mantle, EM – Enriched Mantle (same symbols as Figure 9).

4.7. GEOCHRONOLOGICAL DATA

Isotopic and geochronological analyses (U-Pb LA-ICP-MS and Sm-Nd) were performed in all studied metaplutonic intrusive suites of the Sucuru region and Floresta Complex.

Fifteen samples of representative rocks from all metaplutonic units were analyzed for Nd isotopes in whole-rocks and the results are included in Table 2. Additionally, five representative samples were selected for U-Pb analysis and the results are presented in tables 3, 4, 5 and 6. A brief description of each selected sample for U-Pb analysis will be done below. The core analysis of zircon grains were priorities for analysis in order to constrain igneous ages.

4.7.1. Zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb geochronology

For the Floresta Complex, sample LS-64 was selected for dating. This sample was collected near the Carmo locality (see Figure 3) and it corresponds to a grey coarse-grained medium deformed banded granodioritic orthogneiss. This sample displays three age populations, the first is 2040 ± 63 Ma, interpreted as an age of metamorphism (corresponding to the rims of the zircons crystals); the second group is 2373 ± 74 Ma, clearly suggesting this age for the sample (estimation for the igneous crystallization age from the Floresta Complex) (Figure 14). Lastly, the third present zircon grains aged $\sim 2.4 - 2.5$ Ga, which are suggested as inherited grains by us.

For the Pedra d'Água Suite, the selected sample LSM-24 (located NW from the Sucuru locality) is a grey monzogranitic orthogneiss occurring as an intrusive sheet clearly emplaced along the Sucuru shear zone, and represents one rock that was submitted to a low-angle deformational event that occurred in the region. The Concordia (Figure 15) diagram displays a 2057 ± 15 Ma upper intercept age that is interpreted as the best estimation of the rock crystallization age. The lower intercept does not have geological significance. Thus, we identified an Orosirian magmatic event syntectonic to the thrust tectonic system that occurs inside the AMT.

Several attempts were made trying to date the gabbros from the Malhada Vermelha suite, but they were unsuccessful, due to the scarcity or absence of zircon grains. As an

alternative, U-Pb analysis was carried out on a small body of felsic rock intruding on the mafic sequence; however, because the sample was highly weathered, geochemical and Sm-Nd data analyses were not performed. The selected sample (LS-03D) corresponds to a clear gray to pale gray trondhemite, and was collected about 5 kilometers NW from the Sucuru locality, this rock presents > 35% of quartz on a plagioclase-rich matrix. This sample yielded 2.088 ± 22 Ma (Figure 16) on the superior intercept that is interpreted as the age of crystallization of this differentiated felsic of the Malhada Vermelha Suite.

The LS-02 sample from the Serra da Barra is a light pink syenogranite, with discrete local mylonitic fabric collected at the base of the Serra da Barra hill. The fractions of zircons from this sample show an age of $1.645 +20/-18$ Ma (Figure 17) from the upper intercept that is interpreted as the crystallization age of the syenogranite. It also presents a lower intercept age of $605 +87/-90$ Ma that is coherent with a loss of Pb event, characterized by the thermal effect of the Brasiliano orogeny ($\sim 0,6$ Ga).

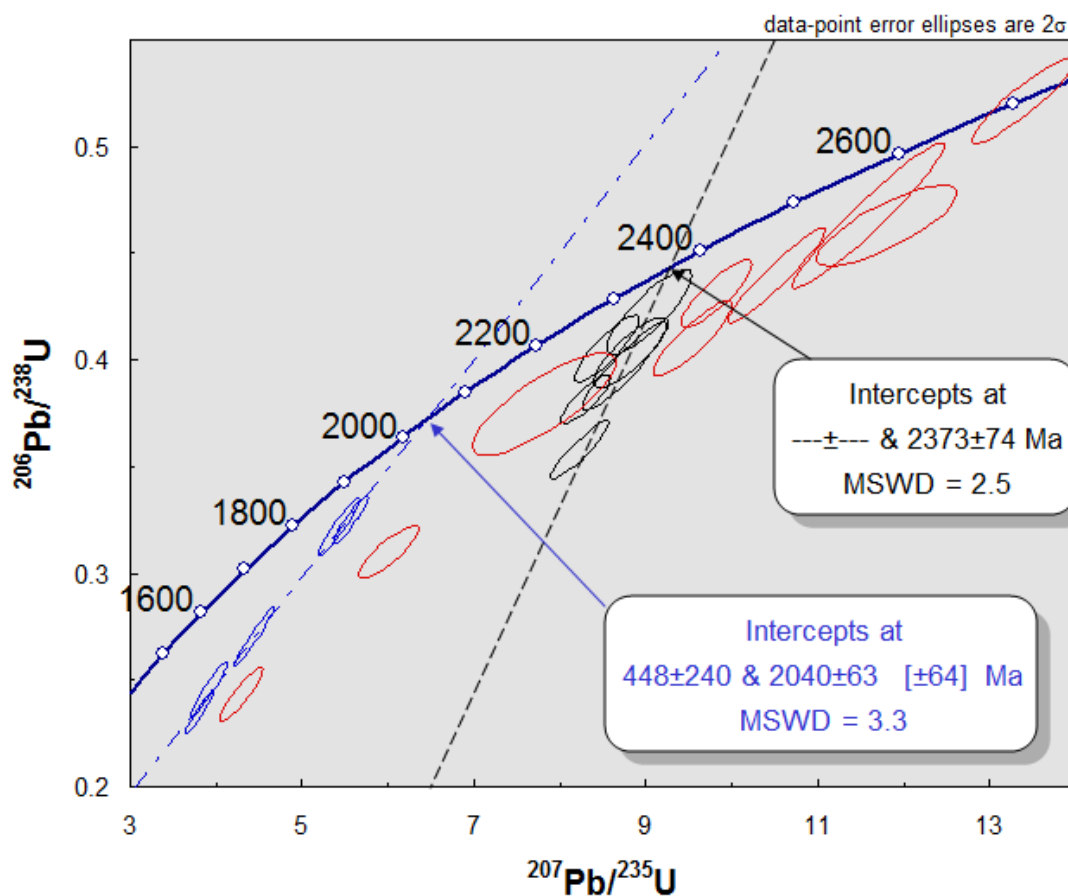


Figure 14 – U-Pb Concordia diagram for a granodioritic gneiss from Floresta Complex (Sample LS-64).

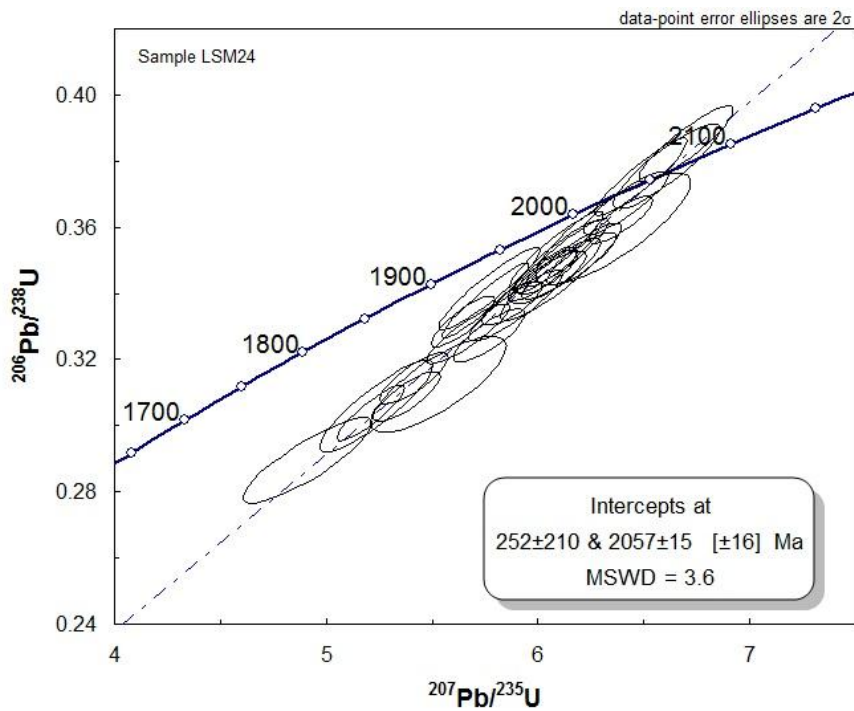


Figure 15 – U-Pb Concordia diagram for a monzogranitic gneiss from Pedra d'Água Suite (sample LSM-24).

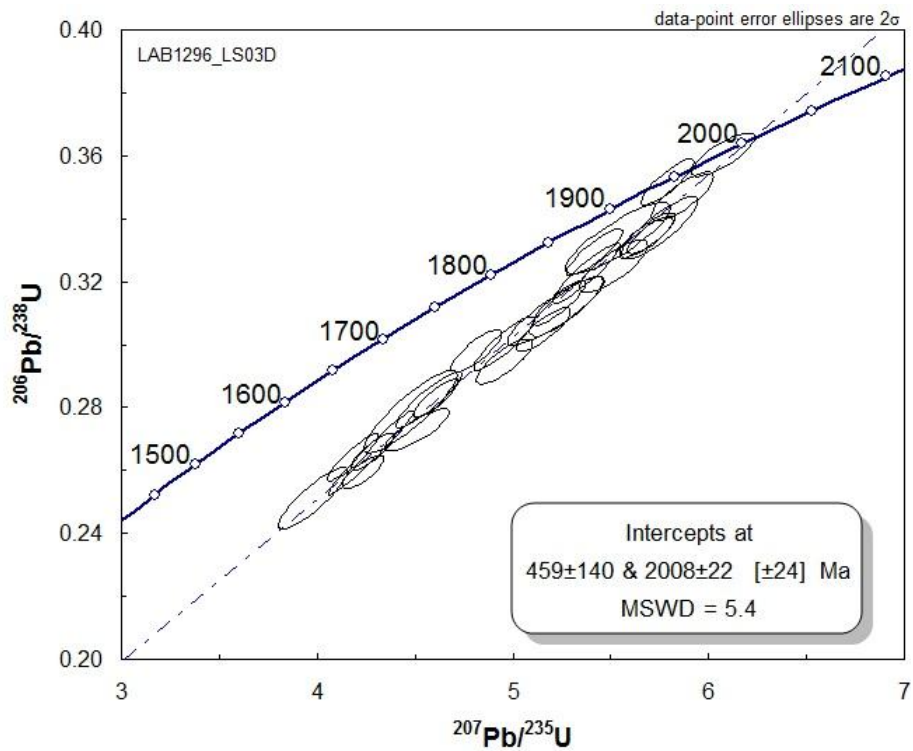


Figure 16 – U-Pb Concordia diagram for the metatrandhjemite from the Malhada Vermelha Suite (Sample LS-03D).

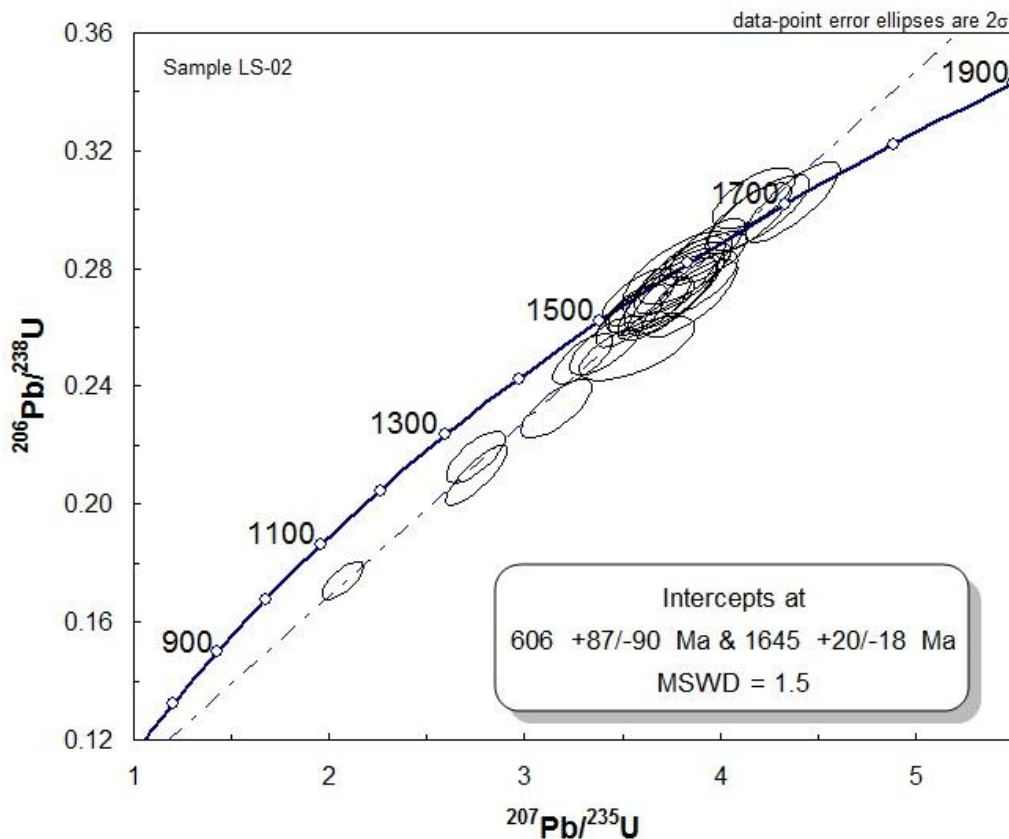


Figure 17 – U-Pb Concordia diagrams on zircon fractions for syenogranitic rock from the Serra da Barra Suite (Sample LS-02).

4.7.2. Sm-Nd Isotopes

The Sm-Nd isotope analyses were performed in the described units through representative samples from the four studied units. Results are shown in Table 2 and Figure 18. $\epsilon\text{Nd}(t)$ values were calculated based on U-Pb obtained ages for each unit.

For the Floresta Complex, initial ratios $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ were calculated assuming an age of 2.37 Ga. Four analyzed samples yield Nd TDM between 2.38 and 3.32 Ga and slightly negative to positive $\epsilon\text{Nd}(t)$ values (see table 2), except for sample LS-64, that presents a more negative value (~ -11), indicating a dominant crustal source. These values suggest sources derived from reworking of an Archean continental crust for the majority of rocks and a minor component of juvenile Early Paleoproterozoic material.

For the Pedra d'Água Suite, four samples were also analyzed and $\epsilon\text{Nd}(t)$ values were calculated assuming an age of 2.057 Ga. The samples displayed exclusively negative values ranging from -2.95 to -8.98 and Nd TDM model ages varying between 2.67 and 3.0 Ga, suggesting a crustal component in the generation of the gneisses protoliths from this suite.

Three representative samples from the mafic members were carefully selected for Sm-Nd analyses of the Malhada Vermelha Suite. An age of 2.008 Ga was assumed for this suite. The mafic rocks show $\epsilon\text{Nd}(t)$ values varying from positive to slightly negative (+4.75 to -1.20) and Nd TDM model ages, suggesting a mantle derivation for these rocks with minor crustal contribution.

For the Serra da Barra Suite, three samples were analyzed and an age of 1.645 Ga was considered for the time of crystallization. The crustal component in the genesis of these rocks is confirmed by the strongly negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values that range between -7.14 and -10.7 indicating derivation from a reworked Paleoproterozoic continental source. Moreover these samples present early Paleoproterozoic to Archean sources (TDM model ages ranging between 2.6 to 3.0 Ga).

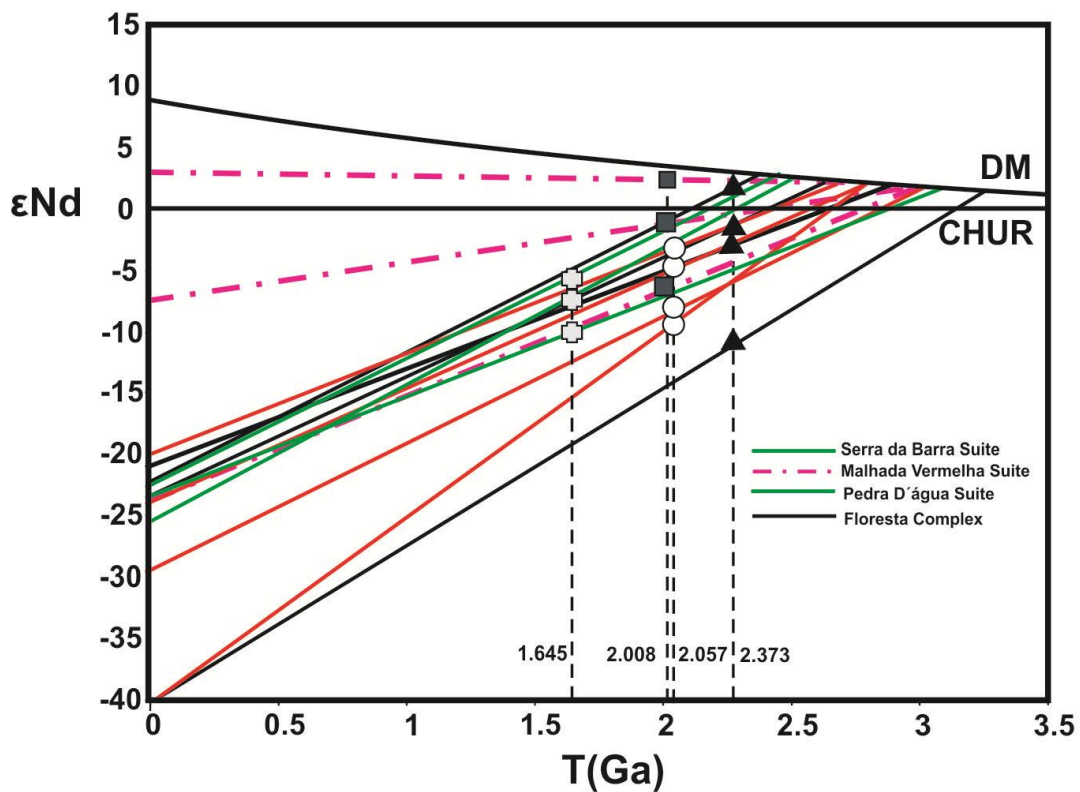


Figure 18 – Evolution curve of $\epsilon\text{Nd} \times \text{Time}$ diagram showing Nd isotopic composition for the metaplutonic units from the Sucuru (Paraíba) area.

4.8. DISCUSSION - TECTONIC IMPLICATIONS

The present study investigates Paleoproterozoic magmatic activity in the Alto Moxotó Terrane and allows us to suggest new ideas and thoughts concerning its evolution within the ancient framework of the Borborema Province context. Paleoproterozoic tectonic events have been described throughout the Borborema Province (see Brito Neves 2011), and an effort has been made to try to clarify its tectonic evolution, some of that emphasizing each distinct period from this era (Hollanda *et al.* 2011). Our focus is in the AMT, one of those distinct stratigraphic terranes inside the Transversal Zone.

Our data based on whole-rock geochemistry and Sm-Nd and LA-MC-ICM-MS U/Pb isotopic studies suggest that at least three distinct tectono-magmatic events took place in the Sucuru region (Paraíba State) within the Alto Moxotó Terrane. The first magmatic event, the Siderian, around 2.37 Ga is well represented by the granitic to granodioritic banded orthogneisses and migmatites from the Floresta Complex, where systematic major amounts and traces of REE, and the presence of Nd isotopes suggest an event generation of calc-alkaline magmatism, formed under subducted-related tectonic setting conditions.

Nb and Ta anomalies and the general negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values suggest that the Floresta Complex was formed from sources derived from old Archean reworked crust. Therefore, we also recognize a new fragment of a juvenile Early Paleoproterozoic 2.4-2.3 Ga crust formation in the Alto Moxotó Terrane. This period of time has been reported for the Borborema Province as representing a crustal growth episode; typically in Medio Coreaú and Rio Grande do Norte domains of the Borborema Province (Santos *et al.* 2009, Dantas *et al.* 2008, Hollanda *et al.* 2011, Medeiros *et al.* 2012). This kind of event is also reported in the South São Francisco Craton (Ávila *et al.* 2010). Additionally, in the African side ~2.3 Ga events are also reported, being a good example the Dakabala granitoids from the Ivory Coast West African Craton (Gasquet *et al.* 2003).

The second tectono-magmatic event is represented by the intrusive-related mafic-ultramafic magmatism of the Malhada Vermelha and the low dipping angle of granitic to granodioritic gneiss from the Pedra d'Água suites. This magmatic activity occurred at the end of the Ryacian period, between 2.08 and 2.05 Ga. The Malhada Vermelha Suite samples are mainly represented by tholeiitic oceanic arc rocks. This suite is geochemically heterogeneous, and could be divided in two groups with distinct characteristics. Group 1 is the tholeiitic

group, presenting low to moderate fractionation on spider diagrams with evident Nb anomaly that is considered as magma generated in subduction zones, with REE patterns similar to enriched MORB. The second group presents trace element enrichment compared to the first one, with only discrete Nb and Ta negative anomalies, with considerable fractioning of HREE with respect to LREE.

The variation of $\epsilon\text{Nd}(t)$ from positive to negative values suggests that the Malhada Vermelha Suite was probably generated in an oceanic to continental island arc transitional environment, and could represent a fragment of an ancient oceanic crust emplaced during the early Paleoproterozoic stages of the Alto Moxotó Terrane. Specific petrologic studies are necessary to confirm this hypothesis.

The preservation of polygonal orthopyroxene in equilibrium with clinopyroxene in Malhada Vermelha Suite rocks may indicate high pressure granulite conditions. Garnet pyroxenites, metagabbros and garnet-rich amphibolites with symplectitic and coronitic textures found near Bodocó, Itatuba and Floresta in the same tectono-stratigraphic terrane, 150 Km east of studied area led Beurlen *et al.* (1992) and Almeida *et al.* (1997) to suggest that these rocks are retrograde eclogites. Similar rocks with same metamorphic paragenesis have been described in the Paleoproterozoic of Africa and are interpreted as eclogitoids, or retrogressed eclogites (Affaton *et al.* 1984; Caby *et al.* 1987; Castaing *et al.* 1993, Boniface and Schenk 2012),

On the other hand, the Pedra d'Água suite is a peraluminous calc-alkaline suite. The two groups of samples show distinct trace element characteristics. The first one presents a typical magmatic arc chemical characteristic, due to Nb and Ta negative anomalies, and fractionated REE patterns. While, the second group should represent a plagioclase-rich cumulatic phase of this suite. Discriminant diagrams from these suites corroborate the arc related magmatism interpretation.

The close relationships between the syntectonic emplacements of these rocks with thrust shear zones system strongly suggest an event of Paleoproterozoic collisional orogeny in the Alto Moxotó Terrane (Beurlen, 1992; Almeida *et al.* 1997; 2009; Carmona, 2006, Santos *et al.* 2001, Santos *et al.* 2012b). Similar features and ages have been described in the African continent, where Ryacian age magmatism are generated during the classical Eburnean orogen (Baratoux *et al.* 2012, Feybesse *et al.* 2006, Hein 2010), whose ~2.0 Ga Granitoids are common in West African Craton and adjacent fold belts (Lompo, 2009.). In the AMT belt,

similar related features could be correlated to this orogen, as in the Itatuba region (188 km east from the Sucuru locality, but the same terrane), where Santos *et al.* 2012a described similar accretionary juvenile arc events, 2.08 Ga, that demonstrated the extension within the TAM. Polycyclic evolution between 2.3 to 2.0 Ga magmatism in Early Paleoproterozoic domains is well documented in orogenic terranes like the classical Trans-North China Belt collisional orogen (Faure *et al.* 2008), Trans-Hudson orogen in the USA/Canada (White *et al.* 2000, Corrigan *et al.* 2009, Maxeiner *et al.* 2005), Ungava Orogen in Canada (St-Onge *et al.* 1992, 2000), Oskarshamn-Jönköping Belt in Sweden (Mansfeld *et al.* 2005, Skiöld *et al.* 2006).

The third tectono-magmatic event presents Statherian age, and is represented by the well-evolved syenogranities from the Serra da Barra Suite, whose geochemical specific trace elements plot entirely in the within-plate field and shows A-type granitoid characteristic. The main source is derived from a crustal component, which is supported by the negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values. Statherian magmatism (1.7-1.55 Ga) has already been described in Rio Capibaribe Terrane, Transversal Subprovince of the Borborema Province, represented by the Passira Gabro-Anorthosite complex, dated ~1.70 Ga (Accioly 2000) and A-type Taquaritinga augen gneiss dated 1.52 Ga by Sá *et al.* (2002). Both magmatic events were interpreted as extensional-related. The Serra da Barra suite/event is the first record of a taphrogenetic event in the AMT, within the Transversal Zone and outside the Rio Capibaribe Terrane.

Statherian extensional events are also coherent with worldwide descriptions for the end of the Paleoproterozoic era, commonly referred as the start of break-up of the Columbia Supercontinent (Condie, 2002, Zhao *et al.* 2004, Rogers and Santosh 2002). In Africa, events aged ~1.6 Ga were recognized in the so called pre-Irumide Belt (Mesoproterozoic) on granitic gneisses (Cox *et al.* 2002, De Waele and Mapani *et al.* 2002).

4.9. CONCLUSIONS

New geochemical and geochronological (U-Pb and Sm-Nd) data are presented in this manuscript on the metaplutonic units from the Alto Moxotó Terrane. The metaplutonic units were emplaced in three tectonic events that represent distinct tectonic environments based on the exposed data. The first tectonic event (Siderian) is represented by orthogneisses and

migmatites from the Floresta Complex, that present typical magmatic arc geochemical signature.

A trondjhemitic orthogneiss sample of this suite present an age of ~ 2.37 Ga, with slightly positive to negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values, suggesting reworking of old Archean crust and generation of fragments of Early Paleoproterozoic juvenile crust. The second tectonic event (Rhyacian) is responsible for the emplacement of the toleitic Mafic-Ultramafic rocks from the Malhada Vermelha Suite and for the calc-alkaline Pedra d'Água suite at 2.008 to 2.05 Ga.

At this time, an island arc system was installed and generated rocks with chemical characteristics of subduction-related environments. They display positive to negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values and Nb-Ta anomalies, suggesting a transitional environment between oceanic to continental arc magmatism. The Pedra d'Água Suite has typical collisional geochemical features, with peraluminous characteristic and negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values.

The third magmatic event is represented by the emplacement of the syenogranites from the Serra da Barra suite. This event has within-plate characteristics, and the source shows a strong crustal involvement. We obtained a concordia age of 1.6 Ga that is related to a global Statherian supercontinent break-up event.

4.10. ACKNOWLEDGEMENTS

This work is the final stage towards the master degree of Lauro César Montefalco de Lira Santos at the University of Brasilia - UnB. We would like to thank CNPQ (Conselho nacional de desenvolvimento científico e tecnológico) for supporting the field work through project grants given to Dr. Edilton José dos Santos and CAPES (Coordenação de aperfeiçoamento de pessoal de nível superior) for the scholarship. We also are grateful to professor Massimo Mateini (UnB) for suggestions and considerations concerning the geochemistry of the studied units and the additional criticism and suggestions made by professor Benjamin Bley de Brito Neves (University of São Paulo - USP) and Reinhardt Fuck (University of Brasilia - UnB).

Table 1 – Cont.

Malhada Vermelha Suite										
SAMPLE	LSM-16	LSM-19	LS-10G	LSM-14	LS-93A	LS-16	LSM-07	LS 24 A	LSM-10	KO
<i>Major Elements (wt.%)</i>										
SiO ₂	50.83	47.38	47.48	56.61	44.74	48.3	49.73	51.88	52.08	46.97
Al ₂ O ₃	5.15	13.42	15.03	15.32	14.6	15.09	18.38	17.37	3.1	9.88
Fe ₂ O ₃	11.99	11.2	9.88	7.01	16.81	10.91	10.41	7.92	10.55	7.65
MgO	16.08	11.46	9.65	5	6.09	8.6	4.78	4.22	18.57	10.02
CaO	11.73	11.94	13.56	7.29	9.77	12.57	8.81	7.57	11.67	21.6
Na ₂ O	0.66	1.57	2.01	5.03	2.46	2.11	3.49	5.83	0.57	0.21
K ₂ O	0.58	0.74	0.51	0.6	0.76	0.55	0.91	0.44	0.35	0.66
TiO ₂	0.47	0.86	0.63	0.25	3.11	0.61	0.97	1.71	0.23	0.68
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.05	0.02	0.34	0.05	0.42	0.65	0.03	0.02
MnO	0.26	0.17	0.17	0.15	0.22	0.18	0.17	0.11	0.22	0.29
Cr ₂ O ₃	0.062	0.115	0.131	0.003	0.014	0.063	0.016	0.014	0.221	0.009
LOI	2	1.1	0.7	1.9	0.9	0.8	0.9	2.4	2.1	2.1
SUM	99.61	99.69	99.75	99.8	99.6	99.75	99.6	99.75	99.59	99.75
<i>Trace Elements (ppm)</i>										
Ba	272	173	93	230	820	134	1149	40	46	135
Sc	68	49	46	28	33	42	27	12	60	13
Co	83	67.6	47.6	56.8	67.5	66	47.6	39.4	81	28.5
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.8	<0.1	<0.1	1
Ga	8.6	12.7	13.3	18.2	19.9	13.3	20.9	19.2	4.6	13.8
Hf	1	0.9	0.7	1	2.9	0.9	2.9	4.9	0.3	3.6
Nb	0.8	2	1.5	3	19.6	1.2	8.8	15.1	0.5	1.6
Rb	2.2	4.1	5.7	39.2	13.7	8.4	38.6	0.4	2.2	24.9
Sn	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	2	<1	52
Sr	118.8	114.8	96.9	214.6	361.2	153.9	892.5	667	53.7	77.8
Ta	<0.1	0.1	<0.1	0.3	1.2	0.2	0.5	0.8	<0.1	1.7
Th	0.4	<0.2	<0.2	3.6	1.8	0.2	1.6	2.7	0.2	1
U	0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.4	<0.1	0.8	1	0.1	1
V	305	306	241	140	506	235	135	79	402	83
W	33.3	76.9	41.5	134.4	47.9	139.4	94.9	85	36.4	111.4
Zr	33.4	31.4	23.9	32.6	102.6	18.9	126.4	218.8	8.6	128.1
Y	15.3	18.6	14.1	15.2	19.4	15.3	25.6	13.2	10	19.3
La	8.4	7.9	2.2	12.7	18.5	3.2	32.3	41.8	3.2	4.4
Ce	24	15.2	6	41.8	40.5	8.6	74.9	99.8	6.1	11.7
Pr	2.83	2.28	0.93	3.3	5.15	1.28	9.99	10.71	1.14	1.76
Nd	0.8	2	1.5	3	19.6	1.2	8.8	15.1	0.5	1.6
Sm	50.83	47.38	47.48	56.61	44.74	48.3	49.73	51.88	52.08	46.97
Eu	0.82	0.76	0.55	0.59	1.86	0.63	2.2	2.15	0.4	0.49
Gd	3.18	3.11	2.05	2.6	5.19	2.1	6.18	4.62	1.81	2.91
Tb	0.52	0.56	0.39	0.5	0.77	0.4	0.92	0.61	0.3	0.53
Dy	3.08	3.41	2.57	2.93	4.1	2.69	4.68	2.76	1.82	3.45
Ho	0.58	0.74	0.51	0.6	0.76	0.55	0.91	0.44	0.35	0.66
Er	1.59	2.06	1.55	1.46	2.41	1.63	2.57	1.14	0.95	2.07
Tm	0.23	0.32	0.23	0.22	0.31	0.26	0.36	0.15	0.15	0.3
Yb	1.62	2	1.38	1.52	2.01	1.43	2.28	0.95	1	1.7
Lu	0.19	0.31	0.2	0.2	0.29	0.24	0.35	0.14	0.14	0.25
Ni	180	259	144	45	115	163	<20	73	250	41

Table 1 – Cont.

Serra da Barra Suite									
SAMPLE	LSM-23	LSM-22	LSM-18	LSM-17	LSM-21	LS-02	LS-114	LS-49	LS-112
<i>Major Elements (wt.%)</i>									
SiO ₂	73.1	67.07	62.84	71.04	65.52	74.83	72.5	68.61	70.6
Al ₂ O ₃	13.4	13.37	15.24	13.06	14.74	11.65	12.52	13.21	13.7
Fe ₂ O ₃	3.02	6.74	7.54	3.85	6.58	3.38	3.53	5.8	3.24
MgO	0.09	0.37	0.12	0.1	0.15	0.03	0.11	0.13	0.07
CaO	1.8	2.17	1.52	1.58	2.27	0.86	2.55	2.11	1.61
Na ₂ O	2.7	2.95	3.63	2.46	3.48	2.27	3.3	2.73	2.94
K ₂ O	5.45	5.18	6.67	6.18	5.46	5.51	3.87	5.56	6.24
TiO ₂	0.45	0.65	0.44	0.28	0.56	0.25	0.29	0.48	0.29
P ₂ O ₅	0.06	0.22	0.08	<0.01	0.1	0.03	0.02	0.13	0.03
MnO	0.05	0.09	0.09	0.1	0.1	0.07	0.05	0.1	0.05
Cr ₂ O ₃	<0.002	0.006	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	0.6	0.7	1.2	0.7	0.4	0.7	0.8	0.5	0.6
SUM	99.67	99.5	99.33	99.36	99.39	99.62	99.52	99.39	99.38
<i>Trace Elements (ppm)</i>									
Ba	2154	2156	2851	2896	3328	1219	1041	2064	3075
Sc	4	8	5	4	8	2	2	7	4
Co	38.2	17.2	14.9	47	21.3	20.6	43.7	35.7	40.1
Cs	0.4	1.4	0.2	3.3	0.5	0.2	0.3	0.3	0.4
Ga	24.9	23.5	24.1	24.5	23.2	26.6	29.8	27.1	24.9
Hf	16.7	23.2	26.4	17.1	21.7	15.4	18.8	22.1	12
Nb	52.8	44	67.6	55.4	38.5	51.9	91.5	65.9	53.5
Rb	127.8	137.1	135.7	159.1	118.9	158.4	101.6	116.3	119.5
Sn	2	4	3	9	3	4	7	2	2
Sr	198.4	176.9	167.7	213	228.6	66.4	229.6	133.8	210.9
Ta	2.5	2.3	3.8	3.3	1.8	1.6	5.3	3	2.7
Th	25.8	18.2	25.6	39.1	11.4	27.3	36.2	46.2	26.9
U	2.7	3	2.8	3.7	1.7	2.7	5.7	2.7	2.6
V	<8	<8	27	<8	<8	<8	<8	<8	<8
W	200.5	110.5	67.9	320	133.5	142.1	364.2	257.7	292.5
Zr	450.8	926.6	952.9	583.4	936.2	490.7	624.1	916.6	453.9
Y	111.6	67.9	75.8	92.8	46.3	134.2	165.1	111.8	124.6
La	305.3	97.5	213.6	182.7	39.8	215.8	288.5	308.2	302.7
Ce	420	207	740.1	766.6	111.4	402.8	564.5	603.2	428.4
Pr	54.3	22.66	56.3	40.67	11.98	50.89	63.63	69.23	60.96
Nd	202.4	89.6	226.7	155.5	51.8	191.4	240.7	257.2	226.5
Sm	33.89	16.53	37.43	25.72	10.82	35.61	40.36	38.03	37.94
Eu	6.74	3.42	6.15	4.69	3.76	4.1	4.18	6.24	7.28
Gd	30.3	14.11	27.81	20.15	9.78	30.58	34.13	28.74	31.43
Tb	4.33	2.24	3.98	3.29	1.64	4.79	5.54	4.25	4.63
Dy	25.33	13.06	20.59	19.57	9.03	26.26	31.83	22.91	25.44
Ho	4.32	2.6	3.44	3.86	1.79	5.09	6.1	4.37	4.82
Er	12.12	7.87	9.32	11.04	5.35	14.65	17.31	12.4	12.59
Tm	1.75	1.16	1.34	1.77	0.82	2.1	2.44	1.76	1.76
Yb	9.85	7.26	8.5	11.48	5.37	12.73	13.61	11.69	10.19
Lu	1.21	1.07	1.31	1.7	0.84	1.87	1.9	1.77	1.54
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20

Table 2 – Summary of Sm-Nd results for the metaplutonic rocks from the Sucuru (Paraíba area)

Geological Unit	Sample	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (\pm 2SE)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵ (0)	ϵ (t)	TDM (Ga)
Floresta Complex	LS-64	7.50	45.82	0.510570 (20)	0.098931315	-40.34	-10.57	3.33
Floresta Complex	LSM-07	8.33	44.35	0.511482 (13)	0.113537925	-22.55	+2.84	2.38
Floresta Complex	LSM-08	6.04	30.98	0.511398 (05)	0.117824443	-24.19	-0.12	2.63
Floresta Complex	LSM-11	7.70	34.68	0.511551 (13)	0.134258003	-21.20	-2.17	2.90
Pedra D'água Suite	LSM-14	1.56	7.30	0.511580 (18)	0.129679775	-20.64	-2.95	2.67
Pedra D'água Suite	LSM-15	6.97	36.18	0.511122 (12)	0.116434752	-29.57	-8.41	3.05
Pedra D'água Suite	LSM-24	0.87	6.71	0.510582 (35)	0.078706650	-40.11	-8.98	2.80
Pedra D'água Suite	LS-34	2.58	12.62	0.511403 (12)	0.123278361	-24.09	-4.72	2.79
Malhada Vermelha Suite	LSM-10G	1.62	4.911	0.512791 (07)	0.199431524	+2.98	+2.29	2.84
Malhada Vermelha Suite	LSM-10A	0.43	3.10	0.511397 (09)	0.084499216	-24.21	+4.75	1.94
Malhada Vermelha Suite	LSM-16	4.63	22.11	0.511402 (17)	0.126642670	-24.11	-6.08	2.91
Malhada Vermelha Suite	LSM-19	1.86	6.53	0.512257 (57)	0.172501862	-7.43	-1.20	2.98
Serra da Barra Suite	LSM-21	12.10	54.99	0.511430 (04)	0.133014380	-23.56	-10.17	3.09
Serra da Barra Suite	LSM-22	19.96	120.51	0.511218 (13)	0.100083718	-27.70	-7.34	2.46
Serra da Barra Suite	LS-02	35.06	194.37	0.511325 (35)	0.109021655	-25.61	-7.14	2.51

Table 3 – Summary of U-Pb results from the analysed sample of the Floresta Complex (LS-64)

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	$\pm (1\sigma)$
Z53b	794	8	0.01	55377	0.706	2.00	0.087	1.885	0.94	542	8	535	10
z50	1309	111	0.08	112075	4.443	2.13	0.270	2.074	0.97	1720	18	1542	28
z51b	549	43	0.08	55449	5.574	1.46	0.325	1.366	0.93	1912	13	1815	22
Z58b	467	32	0.07	81805	5.430	1.81	0.322	1.712	0.95	1890	15	1800	27
Z65	1307	170	0.13	207727	3.805	1.78	0.235	1.705	0.96	1594	14	1359	21
z66	740	3	0.00	647709	3.919	2.17	0.246	2.075	0.95	1618	17	1416	26
z51n	49	17	0.35	17722	8.825	1.99	0.403	1.668	0.83	2320	18	2185	31
z55b	126	17	0.13	34024	8.545	1.79	0.405	1.570	0.88	2291	16	2193	29
z58n	208	27	0.13	71101	8.752	2.28	0.397	2.111	0.92	2313	21	2156	39
z59b	156	23	0.15	79480	8.303	1.41	0.382	1.215	0.85	2265	13	2084	22
Z61	249	33	0.13	35945	8.231	1.69	0.358	1.563	0.92	2257	15	1972	27
z62	110	18	0.16	148994	9.039	2.23	0.423	1.914	0.85	2342	20	2272	37
z52	90	53	0.59	31831	10.519	2.20	0.440	2.092	0.95	2482	20	2349	41
z53n	141	36	0.25	38013	6.006	2.34	0.310	1.634	0.87	1977	20	1741	25
Z54b	108	46	0.43	52889	9.822	1.72	0.431	1.504	0.87	2418	16	2311	29
z56	35	15	0.43	15398	11.593	3.11	0.468	2.982	0.96	2572	29	2473	61
z57	79	11	0.14	10543	7.813	4.36	0.379	2.570	0.82	2210	38	2073	45
z60	88	77	0.88	47299	13.390	1.82	0.522	1.578	0.92	2708	17	2706	35
z63	177	32	0.18	44375	9.548	1.96	0.410	1.747	0.89	2392	18	2215	33
z64	47	21	0.44	10588	11.804	2.82	0.463	1.667	0.80	2589	26	2452	34
z67	335	49	0.14	30018	4.295	2.38	0.243	2.178	0.92	1692	19	1404	27

Table 4 – Summary of U-Pb results from the analysed sample of the Pedra d'Água Suite (LSM-24)

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± (1σ)	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U age ± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age ± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb age ± (1σ)					
Z30	385	116	0.30	218543	4.59	0.97	0.28	0.78	0.77	1747	8	1575	11	1959	10
Z5	566	211	0.37	2529	4.61	1.97	0.21	1.78	0.90	1751	16	1208	20	2478	14
Z15	265	31	0.12	230604	4.91	2.53	0.29	1.83	0.87	1804	21	1639	26	2001	31
Z28	331	50	0.15	366930	5.21	1.25	0.30	1.13	0.90	1854	11	1710	17	2020	9
Z1	149	41	0.28	139986	5.24	2.09	0.31	1.86	0.89	1859	18	1720	28	2017	17
Z25	245	43	0.18	566237	5.38	1.20	0.31	1.00	0.82	1882	10	1735	15	2048	12
Z22	706	83	0.12	623179	5.41	1.22	0.31	1.01	0.82	1887	10	1762	16	2028	12
Z16	191	56	0.29	111170	5.53	2.37	0.31	1.90	0.80	1905	20	1753	29	2075	25
Z12	444	137	0.31	512544	5.65	1.08	0.33	0.94	0.86	1923	9	1846	15	2008	9
Z3	312	59	0.19	50043	5.67	1.40	0.33	1.13	0.89	1927	12	1828	18	2035	15
Z6	615	197	0.32	832528	5.75	1.45	0.34	1.38	0.95	1939	13	1876	22	2007	8
Z24	513	198	0.38	642806	5.77	1.19	0.33	1.00	0.82	1942	10	1825	16	2069	12
Z7	256	58	0.23	172846	5.77	1.69	0.34	1.49	0.93	1942	15	1894	25	1994	14
Z26	550	187	0.34	565942	5.88	0.98	0.34	0.79	0.79	1958	9	1872	13	2050	10
Z19	557	168	0.30	487284	5.89	1.53	0.34	1.29	0.90	1960	13	1869	21	2059	15
Z13	475	152	0.32	497679	6.02	1.11	0.35	0.96	0.86	1979	10	1915	16	2047	10
Z27	611	172	0.28	572839	6.05	0.97	0.35	0.78	0.82	1983	8	1918	13	2051	10
Z23	502	125	0.25	434997	6.05	1.21	0.34	0.94	0.82	1983	11	1910	16	2059	14
Z8	444	120	0.27	920216	6.09	1.48	0.35	1.37	0.92	1988	13	1949	23	2029	10
Z2	530	59	0.11	605533	6.09	1.38	0.35	1.27	0.91	1989	12	1939	21	2042	10
Z18	395	120	0.30	395813	6.11	1.90	0.35	1.74	0.91	1991	17	1918	29	2068	13
Z20	437	113	0.26	424816	6.11	1.24	0.35	1.09	0.87	1992	11	1922	18	2065	11
Z4	420	109	0.26	496108	6.14	1.29	0.35	1.18	0.91	1996	11	1946	20	2048	9
Z21	472	108	0.23	353715	6.21	1.07	0.35	0.92	0.84	2005	9	1937	15	2076	10
Z17	432	131	0.30	641384	6.36	2.34	0.36	1.93	0.82	2026	21	1980	33	2074	23
Z29	490	162	0.33	428047	6.39	0.95	0.36	0.80	0.83	2031	8	1993	14	2070	9
Z11	812	253	0.31	762645	6.42	1.29	0.37	1.06	0.88	2034	11	2017	18	2052	13
Z9	554	210	0.38	496458	6.49	1.38	0.38	1.28	0.93	2044	12	2054	22	2034	9
Z14	371	128	0.34	554928	6.61	1.55	0.38	1.38	0.88	2060	14	2069	24	2052	13
Z10	496	177	0.36	420211	6.70	1.35	0.39	1.22	0.89	2072	12	2100	22	2045	10

Table 5 – Summary of U-Pb results from the analysed sample of the Malhada Vermelha Suite (LS-03D).

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm (1\sigma)$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age $\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age $\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age			
Z28	1246	422	0.34	544036	0.09	0.48	1.10	0.91	1125	8	961	10	1458
Z1	129	16	0.12	140139	0.11	0.85	1.59	0.88	1630	15	1444	21	1878
Z30	676	127	0.19	409804	0.11	0.51	1.15	0.91	1671	10	1511	16	1877
Z6	226	47	0.21	219509	0.12	0.59	0.83	0.79	1681	8	1487	11	1932
Z29	335	42	0.12	283192	0.12	0.46	2.06	0.98	1689	17	1519	28	1907
Z20	514	63	0.12	220467	0.12	0.53	0.27	0.91	1690	9	1520	12	1908
Z12	111	15	0.13	107826	0.12	0.99	0.28	1.92	1727	18	1585	27	1903
Z11	173	24	0.14	159333	0.12	1.10	0.27	1.00	1733	12	1555	14	1955
Z3	183	23	0.12	161119	0.12	0.81	1.28	0.91	1744	13	1604	18	1916
Z5	322	101	0.31	307008	0.12	0.47	0.28	0.88	1750	8	1606	13	1927
Z18	299	48	0.16	153617	0.12	0.59	0.30	0.92	1787	9	1681	14	1913
Z14	222	43	0.19	357697	0.12	0.54	0.30	1.16	1812	11	1693	17	1951
Z9	264	71	0.27	290385	0.12	0.66	0.29	0.98	1812	10	1664	14	1986
Z26	336	67	0.20	296947	0.12	0.56	0.30	0.92	1845	9	1715	14	1996
Z7	216	38	0.18	252586	0.12	1.31	0.31	1.42	1856	16	1744	22	1984
Z4	590	162	0.27	982011	0.12	0.49	0.31	0.93	1859	9	1756	14	1975
Z24	1965	655	0.33	176464	0.12	0.74	0.31	1.24	1864	12	1751	19	1993
Z21	956	309	0.32	763581	0.12	0.48	0.32	1.20	1881	11	1803	19	1968
Z19	814	59	0.07	581522	0.12	0.57	0.33	0.91	1887	9	1835	15	1946
Z8	181	19	0.10	259958	0.12	0.74	0.32	1.05	1903	11	1813	17	2002
Z15	2082	177	0.09	211769	0.12	1.41	0.33	1.40	1906	17	1857	23	1961
Z17	873	244	0.28	3051321	0.12	0.53	0.33	0.88	1929	9	1861	14	2004
Z13	729	78	0.11	778744	0.12	0.46	0.33	0.71	1932	7	1861	11	2008
Z2	581	67	0.12	643562	0.12	0.70	0.34	1.19	1939	12	1872	19	2011
Z10	1917	241	0.13	744859	0.12	0.45	0.35	0.85	1945	8	1942	14	1947
Z16	909	113	0.12	863685	0.12	0.64	0.35	0.92	1956	10	1920	15	1994
Z27	765	282	0.37	815316	0.12	0.77	0.36	0.78	1986	10	1984	13	1989
Z23	578	123	0.21	594990	0.13	0.91	0.35	0.82	1994	11	1930	14	2061
Z25	165	85	0.52	266541	0.14	0.53	0.36	1.54	2075	14	1986	26	2164
Z22	119	49	0.41	152482	0.13	0.71	0.40	1.17	2126	12	2148	21	2105

Table 6 – Summary of U-Pb results from analysed sample of the Serra da Barra Suite (LS-02).

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± (1σ)	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U age ± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age ± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb age				
Z29	588	5	0.01	47929	1.511	2.36	0.141	1.425	0.59	935	14	851	11	1137
Z09	337	95	0.28	37457	2.069	2.10	0.174	1.502	0.71	1139	14	1034	14	1343
Z20	250	27	0.11	33621	2.354	2.60	0.190	1.494	0.57	1229	19	1119	15	1427
Z05+	313	87	0.28	84124	2.749	2.24	0.216	1.642	0.73	1342	17	1261	19	1474
Z01	342	95	0.28	81750	2.753	2.35	0.210	1.992	0.84	1343	18	1228	22	1531
Z06	152	38	0.25	44809	3.165	2.34	0.232	1.753	0.74	1449	18	1347	21	1601
Z28	482	50	0.10	145767	3.298	1.90	0.249	1.409	0.73	1480	15	1435	18	1546
Z21N	258	104	0.40	89447	3.416	2.22	0.254	1.609	0.72	1508	17	1458	21	1579
Z18	447	203	0.45	111627	3.547	2.12	0.264	1.627	0.76	1538	17	1509	22	1577
Z22	123	56	0.45	40721	3.573	3.38	0.253	1.761	0.66	1544	27	1453	23	1670
Z25	246	78	0.32	71070	3.588	2.18	0.270	1.457	0.66	1547	17	1542	20	1553
Z08	158	44	0.28	42385	3.638	2.34	0.268	1.606	0.68	1558	19	1531	22	1595
Z03	279	117	0.42	55428	3.641	2.54	0.268	1.441	0.71	1559	20	1530	20	1598
Z27	322	125	0.39	65238	3.735	2.82	0.270	2.239	0.79	1579	23	1543	31	1627
Z13	139	81	0.58	42653	3.756	2.46	0.271	1.979	0.80	1583	20	1543	27	1637
Z10	158	69	0.44	45214	3.765	2.78	0.273	2.098	0.75	1585	22	1556	29	1624
Z24	137	90	0.66	34292	3.781	3.04	0.278	2.100	0.69	1589	24	1583	29	1597
Z04	483	158	0.33	11436	3.795	2.49	0.278	1.941	0.77	1592	20	1580	27	1606
Z07	205	62	0.30	65967	3.816	2.53	0.278	1.544	0.72	1596	20	1583	22	1614
Z16	433	367	0.85	98720	3.847	2.58	0.270	2.002	0.77	1603	21	1541	27	1685
Z02	308	97	0.32	89096	3.893	2.08	0.275	1.557	0.74	1612	17	1566	22	1673
Z11	420	139	0.33	123330	3.914	2.34	0.283	1.299	0.69	1617	19	1608	18	1627
Z12	441	165	0.37	112102	3.933	1.98	0.287	1.487	0.75	1621	16	1624	21	1616
Z17	323	149	0.46	102609	4.143	2.16	0.297	1.651	0.76	1663	18	1676	24	1646
Z21B	471	103	0.22	149229	4.172	2.08	0.304	1.384	0.66	1669	17	1711	21	1616
Z15	506	162	0.32	90075	4.197	2.53	0.299	1.748	0.78	1673	21	1686	26	1658
Z14	659	141	0.21	157696	4.371	2.26	0.303	1.839	0.81	1707	19	1704	28	1710
Z26	386	177	0.46	75236	3.947	3.90	0.301	1.544	0.59	1623	32	1697	23	1529
Z23	54	38	0.71	13136	3.677	4.31	0.275	2.349	0.54	1566	34	1565	33	1568
Z19	65	29	0.45	15659	3.423	5.04	0.251	2.399	0.70	1510	40	1445	31	1601

5. SÍNTESE CONCLUSIVA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação é exposta em dois artigos. O primeiro artigo expõe idéias relacionadas à evolução estrutural da região de Sucuru baseado essencialmente em informações obtidas no campo, e tratamento de dados estruturais pelo software Stereonet. Esta investigação serviu de base para os procedimentos e amostragem do segundo artigo

A área de trabalho está inserida na porção central do Terreno Alto Moxotó (TAM). Foram identificadas pelo menos três fases deformacionais distintas que foram denominados de D_n , D_{n+1} e D_{n+2} . A região apresenta um *trend* geral NE-SW, sendo representada por dois blocos de rochas, um de caráter metaplutônico e outro de caráter metassedimentar, sendo os dois cortados por diques tórdios. A primeira foliação tectônica S_n , é representada por tectonitos L-S de baixo ângulo, associados à lineação (de estiramento mineral principalmente) com alto *rake*. Esta foliação mergulha para S-SE, e associada a esta deformação, os critérios cinemáticos observados indicam transporte tectônico do tipo *up-dip* para N-NW. A ocorrência de rochas metamáficas com texturas simplectíticas e granada, além de paragêneses com preservação de orto-piroxênio, sugere metamorfismo de fácies granulito ou eclogito relacionado a este evento (M_n). O evento D_n/M_n é de idade desconhecida, podendo ser tanto de idade paleoproterozoica, quanto neoproterozoico/ediacarano.

A fase seguinte, de caráter transcorrente, é ligada à movimentação por exemplo das ZCCX e ZCCG, à qual se associam as ZCs Serra do Urubu, Água Doce e Riacho dos Algodões, observando-se milonitos e ultramilonitos com foliação vertical e lineação de estiramento mineral horizontais a sub-horizontais. A análise microscópica dos milonitos transcorrentes sugere que o metamorfismo M_{n+1} associado a esse evento D_{n+1} é ainda de facies anfibolito alto, com estabilidade de hornblenda e biotita nos milonitos. Este evento é, indubitavelmente, de idade neoproterozoica, ediacarana.

O último evento tectônico D_{n+2} é de caráter transtraccional, associado à cinemática dextral, por exemplo, da ZCCX, sendo responsável pela nucleação da ZC Serra do Buraco e pelo alojamento do enxame de diques da Suíte Sucuru e dos granitos tardi a pós-tectônicos de tipo-A de Prata e Serra da Engabelada. Uma questão em aberto é a da idade do evento contraccional de alta pressão (M_n). Se for válida a correlação com a área de Itatuba (Paraíba), este evento seria de idade paleoproterozoica, como admitido por diversos autores. A ocorrência dos prováveis retroeclogitos ou granulitos de alta pressão no limite entre dois

complexos paleoproterozoicos (Floresta e Sertânia), como descrito na área estudada, é compatível com este modelo, sugerindo que a zona de cisalhamento do Carmo representa o segmento de uma sutura colisional paleoproterozoica, sem relação com a colagem toniana-ediocarana da Subprovíncia Transversal.

No entanto, não se descarta a possibilidade de que o episódio de eclogitização seja toniano e/ou ediacarano, uma vez que os retroeclogitos de Floresta (Pernambuco) estão encaixados em rochas desta idade. Neste caso, as ocorrências de Sucuru representariam um evento de retrabalhamento crustal do embasamento paleoproterozoico, durante a orogênese brasileira da Província Borborema.

Já o artigo numero 2 concerne principalmente na investigação geocronológica e geoquímica inédita das rochas metaplutônicas da região de Sucuru (estado da Paraíba, Nordeste do Brasil). Os novos dados sugerem a existência de três importantes eventos tectono-magmáticos distintos, que culminaram com o *emplacement* de quarto grupos de rochas. O primeiro evento é de idade Sideriana, representada pelos ortognaisses graníticos a granodioríticos e pelos diversos estilos de migmatitos do Complexo Floresta (gnaisses graníticos, granodioríticos associados à migmatitos estromáticos, nebulíticos e agmáticos) cujas datações U-Pb em zircão revelaram idades em torno de 2,37 Ga com heranças em torno de 2,4-2,5 Ga. Trata-se de evento claramente relacionado à subducção, o qual formou rochas com baixos valores positivos e negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$, sugerindo que este evento foi essencialmente de retrabalhamento de crosta arqueana, mas com geração de crosta juvenil paleoproterozóica.

O segundo evento tectônico identificado é de idade riaciana, culminando com o alojamento da suíte toleítica a cálcio-alcálica máfica-ultramáfica Malhada Vermelha (2.008 Ga) e os granitos e granodioritos cálcio-alcálicos da suíte Pedra d'Água. A suíte Malhada Vermelha é composta principalmente por metagabros, metapiroxenitos, anfíbolitos, websteritos, além de peridotitos e raros trondhjemitos. Já a Suíte Pedra d'Água é de composição tipicamente granítica-granodiorítica. Os dados geoquímicos sugerem evento de magmatismo de arco para as duas suítes. Estas rochas apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de maneira geral, positivos (Suíte Malhada Vermelha) e negativos (Suíte Pedra d'Água). Estes dados sugerem um ambiente tectônico transicional entre oceânico e continental para este evento. Adicionalmente, a associação de magmatismo de arco com uma suíte tipicamente

peraluminosa crustal da suíte Pedra D'água, sugere um evento de caráter colisional no Riáciano.

O terceiro e último evento magmático resulta no alojamento de magmatismo félsco, predominantemente sienogranítico da suíte Serra da Barra, de natureza sub-alcálica metaluminosa. Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem um evento extensional no Estateriano com forte envolvimento crustal. A idade de 1.6 Ga obtida coincide com um evento de fragmentação e dispersão de supercontinentes mundiais do final do Paleoproterozóico.

É possível fazer uma correlação entre os eventos deformacionais identificados no artigo 2, com os eventos tectono-magmáticos do artigo 1. O evento deformacional de baixo ângulo D_n , deve estar ligado ao evento magmático que ocorreu em torno de 2.0 Ga, uma vez que os sheets de ortognaisses da suíte Pedra D'Água encontram-se nitidamente encaixados em zonas de cisalhamento de baixo ângulo. Este fato é também suportado pela ocorrência de rochas de alto grau metamórfico ao longo do TAM, sugerindo uma provável sutura paleoproterozoica, no entanto não se descarta a possibilidade da tectônica de baixo ângulo ser mais jovem (toniana ou brasileira), ou de existirem mais de uma tectônica contracional com idades distintas. Já os eventos D_{n+1} e D_{n+2} , seguramente estão relacionados à orogenia brasileira, uma vez que este evento foi responsável pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, que cortam as unidades estudadas, mas não são responsáveis pela geração das rochas paleoproterozóica estudadas, estando seguramente relacionadas a movimentação do final do Neoproterozóico ao início do Cambriano.

6. REFERÊNCIAS

- Accioly, A.C.A., McCreath, I., Guimarães, I.P., Santos, E.J., Santos, A.C., Vannucci, R., Zannetti, A., Botazzi, P., Almeida, C.N., 2005. REE Signatures in Pyroxenes from Estatherian Passira Anorthositic Complex, NE Brazil: further Evidences for Massif Type Origin. *IG. Série B, Estudos e Pesquisas*. v. 15, p. 15-25.
- Accioly, A.C.A., 2010. Mapa geológico da folha Pesqueira, Folha SC.24-X-B-II. Recife, CPRM. 1 mapa, col. Escala 1:100.000. 1 CD-ROM.
- Affaton, P., Laserre, J.L., Lawson, T.L., Vincent, P.L., 1984. Notice explicative de la carte geologique a 1/200.000 de Kara (Republique du Togo). 36 pp.
- Albarède, F., Télouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, p. 2725-2744.
- Alkmin, F.F., Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*. v. 90, p. 29-58.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas, Boletim 6, p. 363-391.
- Almeida, C.N., Beurlen, H., Guimarães, I.P., Sampaio, A.S.S., 1997. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba fold belt, Borborema Province, Northeastern Brasil. *International Geology Review*, v. 30, p. 578-588.
- Almeida, C.N., Guimarães, I.P., Beurlen, H., Topitsch, W., Ferrer D.M.M., 2009. Evidências de metamorfismo de alta pressão na faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba, Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Petrografia e química mineral de rochas metamáficas. Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, p. 421-434.
- Anbar, A. D., Knoll, A. H., 2002. Proterozoic ocean chemistry and evolution: a bioinorganic bridge? *Science*, v. 297, p. 1137-1142.
- Andersson, J., Moller, C. & Johansson, L. 2002: Zircon chronology of migmatite gneisses along the Mylonite Zone (S Sweden): a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic Shield. *Precambrian Research*. v. 114, p. 121-147.

- Annesley, I.R., Madore, C., Portela, P. 2005. Geology and thermotectonic evolution of the wester margin of the Trans-Hudson Orogen: Evidence from the eastern sub-athabasca basement, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*. v. 42, p. 573-597
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W., Brito Neves, B.B., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*. v. 30, p. 310-336.
- Ardnt, N.T., 1999. Why was flood volcanism on submerged continental platforms so common in the Precambrian? *Precambrian Research*. v. 97, p. 155-164.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 3008. Geology o the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publications. v, 294, p. 49-67.
- Ávila, C.A., Teixeira, W., Cordani, U.G., Moura, C.A.V., Pereira, R.M. 2010. Rhyacian (2.23 – 2.20 Ga) juvenile accretion in the souther São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha Magmatic Suite, Mineiro Belt. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 29, p. 464-482.
- Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell M.W., Gregoire M,m Ganne, J., 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (2.2 – 2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Research*. v. 191, p. 18-45.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*. v. 133, p. 1-27.
- Beurlen, H., Guimarães, I.P., Barreto, S.B., 1992. Proterozoic C-Type eclogites hosting unusual Ti-Fe-Cr-Cu mineralizations in Northeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 58, p. 195-214.
- Bingen, B., Mansfeld., Sigmond, E.M.O., Stein, H.J. 2002. Baltica-Laurentia Link During the Mesoproterozoic: 1.27 Ga development of continental basins in the Svecnorwegian Orogen, Southern Norway. *Canadian Journal of Earth Sciences*. v. 39. P. 1425-1440.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidottu, R.M.; Gonçalves, J.H. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG – Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003. 692p.*

- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J. N., Valley, J.W Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, v. 205, p. 115-140.
- Boniface, N., Schenk, V., 2012. Neoproterozoic eclogites in the paleoproterozoic Ubendian Belt of Tanzania: Evidence for a Pan-African suture between the Bangweulu Block and the Tanzania Craton. *Precambrian Research*. v. 208. p. 72-89.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 pp.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995a. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, p. 279-296.
- Brito Neves, B.B., 1995b. Crátons e faixas móveis. b 1995. *Boletim de Geociências da USP*. v. 1, p 1-187.
- Brito Neves, B.B., Neves, J.M., Sá, J.M., Nilson, N.F., 1995c. A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e Processos Subsequentes. *Geonomos*. v. 3, p. 1-121.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., SCHMUS, W.R.V. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos. (Org.). *Tectonic Evolution of south america*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, v. unico, p. 151-182.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Schmus, W.R.V., Fernandes, T.M.G., Souza, S., 2001. O terreno alto Moxotó no leste da Paraíba (Maciço Caldas Brandão). *Revista Brasileira de Geociências*. v. 31, p. 77-88.
- Brito Neves, B.B., Schmus, W.R.V., Fetter, A., 2001a. Noroeste da África-Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo e Problemas de Correlação. *Revista do Instituto de Geociências da USP, Série Científica*. v. 1, p. 59-78.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Schmus, W.R.V., Santos, E.J., 2001b. O sistema Pajeú-Paraíba e o maciço São José do Campestre no leste da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 31, p. 01-15.

- Brito Neves, B.B., 2003. A saga dos descendentes de Rodinia na construção do Gondwana..
Revista Brasileira de Geociências, São Paulo-SP. v. 1, p. 77-88.
- Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Santos, E.J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. Geologia USP. Série Científica, São Paulo-SP. v. 3, p. 25-38.
- Brito Neves, B.B., 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. Journal of South American Earth Sciences. v. 32, p. 270–286.
- Brocks, J.J., Love, G.D., Summons, R.E., Knoll, A.H., Logan, G.A., Bowden, S., 2005. Biomarker evidence for green and purple sulfur bacteria in an intensely stratified Paleoproterozoic ocean. Nature, v. 437, p. 866–870.
- Buhn, B. M., Pimentel, M, M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS. Anais da Academia Brasileira de Ciências. v. 81, p. 1-16.
- Caby, R., 1987. The Pan-African belt of West Africa from the Sahara to the Gulf of Benin. In: Schaer J.P., Rogers, J. (Eds). The Anatomy of Mountain Ranges. Princeton Series in Geology and Paleontology.
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chevremont, P., 1993 Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo, and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano Orogeny. Tectonophysics. V. 218, p. 323-342.
- Carmona, L.C.M., 2006. Estudo geológico, geoquímico e isotópico da região compreendida entre Fagundes e Itatuba (PB), terreno Alto Moxotó, Nordeste do Brasil. v. 1. Tese (Doutorado) - Centro Tecnologia e Geociências, UFPE, Recife.
- Carson, C.J., Powell, R., Wilson, C.J.L., Dirks, P.H.G.M., 1997. Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. Journal of Metamorphic Geology. v. 15. p. 105-126.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? Earth Planet. Sci. Letters. v. 163, p. 97-108.
- Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. Tectonophysics. v. 322, p. 153-162.
- Conde, K.C., 2002a. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent. Gondwana Research. v. 5, p. 41-43.

- Condie, K.C., 2002b. Continental growth during 1.9 Ga superplume event. *J. Geodynamics*. v. 34, p. 249-264.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian craton. In: Hatcher, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Catalán, J.R.M. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*. The Geological Society of America, pp. 297-320. Memoir 200, Boulder.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'agrella, M.S., Trindade, R.L., 2009. The position of the Amazonian Craton in Supercontinents. *Gondwana Research*. v. 15, p. 396-407.
- Corrigan, D., Pehrsson, S., Wodicka, N., and de Kemp, E., 2009, The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: A prototype of modern accretionary processes, *in* Murphy, J.B., *et al.*, eds., *Ancient orogens and modern analogues*: Geological Society of London Special Publication. Vv 32, p. 457-479.
- Cox, R.A., Rivers, T., Mapani, B., Tembo, D., De Waele, B., 2002. New U-Pb data for the Irumide Belt: LA-MC-ICP-MS results for the Luangwa Terrane. In: G.S.O. Namibia (Editor), 11th IAGOD Quadrennial Symposium and Geocongress, Windhoek, Namibia, pp. 3.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, G.U., Nutman, A.P., Williams, I.S. 2004. The 3.4-3.5 São José do Campestre Massif. NE Brazil: Remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*. v. 130, p. 113-137.
- Dantas, E.L., Negrão, M.M., Buhn, B., 2008. 2,3 Ga continental crust generation in the Rio Grande do norte terrane, NE-Brazil (VI SSAGI, San Carlos Bariloche, 2008). Book of Abstracts. In: VI South American Symposium on Isotope Geology. p. 40. also in CD-rom.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira da Silva, A., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.W., Valente, C.R., Perrotta, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Texto, Mapas & GIS*. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Brasília. p. 227-334.

- DePaolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *California Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10470-10488.
- Dewaele, B., Mapani, B., 2002. Geology and correlation of the central Irumide Belt. *Journal of African Earth Sciences*. v. 25, p. 285-397.
- Ducleaux, G., Menot, R.P., Guillot, S., Agbossoumondé, Y., Hilairret, N., 2006. The mafic layered complex of the Kabyé massif (north Togo and north Benin): Evidence of a Pan-African granulitic continental arc root. *Gondwana Research*, v. 151, p. 101-118.
- Eby, G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. v 20, p. 641-644.
- Egal, E., Thiéblemong, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Lliescu, D., Delor, C., Goujou, J.C., Lafon, J.M., Tegye, M., Diaby, S., Kolie, P., 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western margin of the Archean Kénéma-Man domain (Guinea, West Africa). *Precambrian Research*. v. 117, p. 57-84
- Ersten, R., Buchan, K., 1997. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. J. Mahoney and M. Coffin (Eds.), *Large Igneous Provinces*, American Geophysical Union Monograph Series. v. 100, p. 297-333.
- Faure, M., Lin, W., Monié, P. and Bruguier, O., 2004, Paleoproterozoic arc magmatism and collision in Liaodong Peninsula (NE China): *Terra Nova*, v. 16, pp. 75–80.
- Faure, M., Trap, P., Lin, W., Monie, P., and Bruguier, O., 2007, Polyorogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt, new insights from the Lüliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs: *Episodes*, v. 30, p. 1–12.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C.L., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., Eki N'Dong, J., 1998. The West Central African belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, v 87, p. 161 – 216.
- Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milesi, J.p., Bouchot, V., 2006. The Paleoproterozoic Ghanian Province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modelling. *Precambrian Research*. v. 149. P. 149-196.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F., 1998. Carta plutônica do Nordeste: granitoides e sienitoides Brasileiros. In: *XL Congresso Brasileiro De Geologia*, 1998, Belo Horizonte. *Resumo do XL Congresso Brasileiro De Geologia*. p. 503-503.

- Fetter, A. H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackhacher, 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 Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*. v. 6, p. 265-273.
- Fitzsimons, I.C.W., 1996. Metapelitic migmatites from Brattstrand Bluffs, East Antarctica – Metamorphism, meltind ans exhumation of the mid crust. *Journal of Petrology*. v. 37. P. 395-414.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, v. 160, p. 108-126.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sm - Nd Isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of Dabakala area (Côte d'Ivoire): Evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research*. v. 127, p. 329-354.
- Gill, J. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer, New York. 390 pp.
- Gióia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v. 72, p. 219-245.
- Gomes, H. A., 2001 *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco*. 1. ed. Recife: CPRM/ GOV. PE. v. 1. 198 p.
- Gower, C.F., Ryan, A.B., Rivers, T., 1990. Mid-Proterozoic Laurentai –Baltic: an overview of its geological evolution and summary of the contributions by this volume. Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, B. (Eds.), *Mid-Proterozoic Laurentia– Baltica*. Spec. Paper. - Geolical. Association of Canada., v. 38, p. 1 –20.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Alfonso J.C., Begg G.C., 2008. The composition and evolution of lithospheric mantle: A reevaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology*, v. 50, p. 1185-1204.
- Guimarães, I.P., Brito Neves, B.B., 2005. Caracterização geoquímica de parte do plutonismo eo-neoproterozóico no limite norte do Domínio Estrutural Central da Província Borborema. IX Congresso Brasileiro de Geoquímica, Anais, Sociedade Brasileira de Geoquímica v. 59, p. 4-596.

- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araujo, J.M.M. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba Belt, Northeast Brazil: Na isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*. v. 135, p. 23-53.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Melo, S.C., Macambira, M.B., 2005. Petrogenesis of A-type granitoids from the Pajeú-Paraíba Belt, Borborema Province, NE Brazil: Constraints from geochemistry and isotopic composition. *Gondwana Research*. v. 8, p. 347-362
- Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B, Bittar, S. M., Silva Filho, A. F., Armstrong, R., 2012. U Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, v. 192-195, p. 52-77.
- Hein, K.A.A., 2010. Sucession of structural events in the Goren greenstone belt (Burkina Faso): Implications for West African tectonics. *Journal of African Earth Sciences*. v. 58, p. 83-94.
- Hoffman, F.P., 1988. United plates of America, the birth of a craton. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* v. 16, p. 543–603.
- Hoffman, F.P., 1989a. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology*. v. 17, p. 135– 138.
- Hoffman, F.P., 1989b. Precambrian geology and tectonic history of North America. Bayy, A.W., Palmer, A.R. (Eds.), *The Geology of North America—An Overview*. Geological Society of America. Decade of North American, Geology-Summary, vol. A, p. 447– 512.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Armstrong, R., Vasconcelos, P.M. 2010. Cambrian Mafic to Felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*. v. 178, p. 1-14.
- Hollanda, M.H.B.B., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Duniy Liu, Armstrong R., 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 32, p. 287-300.

- Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G. S., Li, J., 2008. Configuration of the late Palaeoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms. *Gondwana Research*, v. 14, p. 395–409.
- Isley A.E., Abbott D. H., 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *Journal of Geophysical Research*. v. 15, p. 461-477.
- Isley, A.E., Abbot, D.H., 2002. Implications of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time. *J. Geology*. v. 110, p. 141-158.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. v. 8, p. 523-548.
- Jackson, S.E., Pearson, N. J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, v. 211, p. 47-69.
- Jardim de Sá, E. F. ; Hackspacher, P. C. 1980. Reconhecimento estrutural da borda Noroeste do Cráton São Francisco. In: XXXI Congr. Bras. Geol., 1980, Camboriú. Anais. Camboriú : SBG/Rio Grande do Sul, v. 5. p. 2719-2731.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 pp.
- Jardim de Sá, E.F.; Medeiros, W.E. & Castro, D.L. 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *In: SBG/NE - Simpósio de Geologia do Nordeste, 17o, Fortaleza-CE, Atas*, p. 352-357.
- Kozuch, M., 2003. Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing to tectonic setting. Tese de doutorado não publicada. Kansas University/Lawrence, USA, 199 pp.
- Lebas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total álcali-silica diagram. *Journal of Petrology*. v. 27, p. 745-750.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerlx, J. 1991. Short-lived Eburnean orogeny in Southern Mali: Geology, Tectonics, U-Pb and Rb-Sr Geochronology. *Precambrian Research*. v. 50, p. 111-136

- Lima M.I.C., Gava A., Fernandes P.E.C.A., Pires J.L., Siga JR. O. 1985. Projeto ferro titanado de Floresta. Minérios de Pernambuco/Radambrasil, vol. I, Geologia, 314 p.
- Lompo M., 2009. Geodynamic evolution of the 2.25 – 2.0 Ga Paleoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton. A model of subsidence of an oceanic plateau. Geological Society of London. v. 323, p. 231-254
- Ludwig, K.R., 2001a. User's Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55 pp.
- Ludwig, K.R., 2001b. Squid. 1.02. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 2. 19 pp.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin. v. 101., p. 635-643.
- Manfeld, J., Beunk, F.F., Barling, J., 2005. 1.83-1.82 Ga formation of a juvenile volcanic arc – Implications from U-Pb and Sm-Nd analyses of the Oskarshamn-Jönköping Belt, southeastern Sweden. GFF. v. 127, p. 149-157.
- Mateinni, M., Junges, S. L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B. M., 2009. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. Gondwana Research. v. 16, p. 200-212.
- Mariano, G., Neves, S.P., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., 2001. Diorites of the high h calc-alkalic association: Geochemistry and Sm-Nd Data and implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. International Geology Review. v. 10, p. 921-929.
- Maxeiner, R.O., Corrigan, D., Harper, C.T., MacDougall, D.G., and Ansdell, K., 2005, Paleoproterozoic arc and ophiolitic rocks on the northwest-margin of the Trans-Hudson orogen, Saskatchewan, Canada: their contribution to a revised tectonic framework for the orogen, Precambrian Res. v. 136, pp. 67–106.
- Medeiros, V.C., Torres, H.H.F. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Relatório da folha Sumé. Folha SB.24-Z-D-V. Estados da Paraíba e Pernambuco. Escala 1:100.000. Falcão Torres. – Brasília: CPRM.
- Medeiros, V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese

- de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200 pp.
- Medeiros, V.C., Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Dantas, E.L., 2012. Augen Gnaisses Riácianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó – Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Revista de Geologia da Usp – Série Científica*. v. 12 p. 3 - 14.
- Mints, M.V. 2007. Paleoproterozoic Supercontinent: Origin and Evolution of Accretionary and Collisional Orogens Exemplified in Northern Cratons. *Geotectonics*. v. 41, p. 257–280.
- Miranda, A. W. A. 2011. Evolução estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema. Tese. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 206 pp.
- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/p₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its applications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 62, p. 53-62.
- Neves, S.P., Mariano, G. 1997. High-K calc-alkalic plutons in NE Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema province.. *International Geology Review*, v. 39, p. 621-638.
- Neves, S.P., Mariano, G. 1999. Accessing the tectonic significance of a large-scale trascurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1369-1383.
- Neves, S.P., Mariano, G. 2001. Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? *Estudos Geológicos*, v. 11, p. 26-36.
- Neves, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): Correlations with neighboring Cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*. v. 22, p. 1031-1044.
- Neves, S.P., Mariano, G., 2004. The lithospheric mantle as source of magmas during orogenic processes: insights from high-K diorites in the Borborema Province and implications for continental dynamics. *Journal of the Virtual Explorer (Online)*, v. 17, n. 6, p. 6.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vaucherz, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006. Timing of crustal formation, deposition of supracrustal sequences and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in easter Borborema Province (BE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*. v. 149, p. 197-216.

- Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Da 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 metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 25, p. 285-297.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Da Silva, J.M.R., Bosch, D., Coelho, V.A., Lima, C.M. 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis?. *Precambrian Research*. p. 187-205.
- Neves, S.P., Coelho, V.A. 2010. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 29, p. 498-511.
- Oliveira, R.G. 2008. Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de Sua Margem Continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 411 pp.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 19, p. 290-300.
- Pearce, J.A., 1975. Basalt Geochemistry Used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*. v. 25, p. 41-57.
- Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society Special Publication*. V. 7, p. 14-24.
- Pearce, J.A., 1983. The Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., & Norry, M.J. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva Publications. p. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W, Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*. v. 25. p. 956-983.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Sciences*. v. 23, p. 251-285.

- Pecerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Jastamomu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. v. 58, p. 63-81.
- Reddy, S.M., Evans, D.A.D., 2009. Paleoproterozoic supercontinents and global evolution: Correlations from core to atmosphere. In: Reddy, S.M., Mazunder, R., Evans, D.A.D., and Collins, A.S. (eds) *Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Geological Society of London Special Publication. v. 323, p. 1-26.
- Rodrigues, S.W.O. 2008. *Evolução estrutural brasileira da Província Borborema na Região de Campina Grande (PB)*. Tese. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 227 pp.
- Rodrigues, S. W. O. ; Brito Neves, B.B., 2008. Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os Terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 211-227, 2008.
- Rodrigues, S.W.O., Archanjo, C.J., 2011. Histórias deformacionais contrastantes dos granitos sintectônicos de Campina Grande e Serra Redonda, Província Borborema, NE do Brasil. *Geologia USP - Série Científica*, v. 11, p. 3-17.
- Rogers, J.J.W., 1996. A history of continents in the past three billion years. *J. Geol.* v. 104, p. 91–107.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*. v. 5, p. 5 – 22.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2003. Supercontinent in earth history. *Gondwana Research*, v. 6, p. 357–368.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, Longman Scientifica & Technical, 325pp.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F., 2002. Geochemistry and Geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 14, p. 851-866.
- Sales, A. O., Santos, E.J., Lima, E.S., Santos, L.C.M.L. Brito Neves, B.B. 2011 *Evolução petrogenética e Tectônica do Evento Cariris Velhos na Região de Afogados da Ingazeira (PE), Terreno Alto Pajeú, Província Borborema*. *Geologia USP - Série Científica*. v. 11, n 2, p. 101-122.

- Santos, E.J., Vasconcelos, A.M. 1973. Características dos granitóides de tipo Moderna do Lineamento Pernambuco. *Mineração Metalurgia*, v. 339, p. 28-33.
- Santos, E. J. 1977. Plutonismo granítico nos arredores de Sítio dos Nunes, Pernambuco, e seu significado no contexto da granitização brasileira do Nordeste.. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 58-72.
- Santos E.J., Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F. F. M. & Hasui Y.(eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, v. único, p.123-186.
- Santos. E.J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema (Tese de doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 228 pp.
- Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39o, Salvador, Anais*, v. 6, p. 47-50.
- Santos, E.J., Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p.73-84.
- Santos, E. J. 2000. Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A, estados de PE, AL e BA (Nota Explicativa). Serviço Geológico do Brasil, Prog. Levantam. Geol. Bás. Brasil, Brasília.
- Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G. & Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. *In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform*, p. 5-9, 1 cd-rom.
- Santos, E.J. 2001. Soldagem metamórfica, suturamento plutônico e outros mecanismos de amalgamação de terrenos na Província Borborema. *In: VIII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET), 2001. Recife. Anais...Recife: SBGEO. v. 1. p. 107 – 110.*
- Santos, E. J. ; Ferreira, C.A. 2002. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba. Serviço Geológico do Brasil/CPRM, Brasília, p. 1-110.
- Santos, E. J., Nutman, A. P., Brito Neves, B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica, São Paulo (SP)*, v. 4, p. 1-12.

- Santos, E. J., Accioly, A.C., 2006. The pre-Cariris Velhos A-type granites in basement of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: IGCP 510_A-type granites through the time. Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. Belém : SBG_Núcleo Norte. v. Único. p. 71-71.
- Santos, E.J., Souza Neto, J.A., Carmona, L.C.M., Armostrong, R., Sial, A.N., Junior, F.C., Brito, R.S.C., 2008. Paleoproterozoic Juvenile Accretion in the Alto Moxotó Terrane, Borborema Province, Northeast Brazil. *In: VI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM OF ISOTOPIC GEOLOGY*, Bariloche. Proceedings, CD Rom...Bariloche. p. 425-428.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 29, p. 61-76.
- Santos, E.J., Souza Neto, J.A., Carmona, L.C.M., Armostrong, Richard., Santos, L.C.M.L., Mendes, L.U.S., 2012a The high pressure metaplutonic-metacarbonate complex at Itatuba (Paraíba): Register of an Orosirian Collision in the Alto Moxotó Terrane, Borborema Province, NE Brazil. Accepted for publication: *Precambrian Research*.
- Santos, L.C.M.L. 2010. Mapeamento Geológico e Análise Litoestratigráfica do Pré Cambriano da região de Sucuru (Paraíba), Terreno Alto Moxotó, Província Borborema. Relatório de graduação. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco-Recife-PE.
- Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Nogueira Neto, J.A., 2008. Comparisons between the northwestern Borborema province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey belt, SW central África. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Witt, M.J. (Eds.), *West Gondwana- Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society London, Special Publication. v. 294, p. 101-120.
- Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Schmus, W.R.V., Hackspacher, P.C., 2009. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. *Geological Society Special Publication*. v. 323, p. 271-281
- Santos, R.V., Santos, E.J., Souza Neto, J.A., Carmona, L.C.M., Sial, A.N., Mancine, L.H., Santos, L.C.M.L., Nascimento, G.H., Mendes, L.U.D.S., Anastacio, E.M.F., 2012b. Isotope geochemistry of Paleoproterozoic metacarbonates from Itatuba, Borborema

- Province, Northeastern Brazil: evidence of marble melting within a collisional suture. *Gondwana Research*. v. 21, p. 1-13.
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B.B. 2003. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBHENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM/SGB, v. único, p. 5-25.
- Scott, C., Lyons, T.W., Bekker, A., Shen, Y., Poulton, S.W., Chu, X., and Anbar, A.D., 2008. Tracing stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean: *Nature*, v. 452, p. 456-459.
- Seixas, L.A.R., David, J., Stevenson, R., 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U-Pb geochronology for a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal evolution of the Southern São Francisco Craton. *Precambrian Research*. v. 197, p. 61-80.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the Petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 59, p. 101-118.
- Sial, A. N., Ferreira, V.P., Brasilino, R.G., Ricardo, J.R., Cruz, M. J. M. 1997. Hornblende and epidote chemistries and the emplacement of K-calc-alkalic plutons in the Alto Pajeú Terrane, NE Brazil.. In: VI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador. *Anais do VI Congresso Brasileiro de Geoquímica*. v. único, p. 771-774.
- Skiöld, T., Rutland, R.W.R., 2006. Successive 1.94 Ga plutonism and 1.92 Ga deformation and metamorphism in south of the Skellefte district, northern Sweden: Substantiation of the marginal basin accretion hypothesis of Svecofennian evolution. *Precambrian Research*. v. 148, p. 181-204.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 26, p. 207-221.
- Steiger, R. H., Jager, E., 1977. Subcommittee on geochronology: conventions on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Contributions to the geologic time scale. A.A.P.G. Studies in Geology*. v. 6, p. 67-71.
- St-Onge, M.R., Lucas, S.B., Parrish, R.R., 1992. Terrane accretion in the internal zone of the Ungava Orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*. v. 29, p. 746 - 764.
- St-Onge, M.R., Scott, D.J., Lucas, S.B., 2000. Early portioning of Quebec: Micro continent formation in the Paleoproterozoic. *Geology*. v. 28, p. 323-326.

- Streckseisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. v. 12, p. 1-33.
- Sun, S.S. Mcdonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: in *Magmatism in Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (ed.) Geological Society of London, Special Publication. V. 42., p. 313-345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from HP experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology. Geoth. Research*. v. 29, p. 293-309.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zone. *Journal of Geophysical Research*. v. 94, p. 4697-4707.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 101-137.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Province. *Scottish Journal of Geology*. v. 18, p. 49-107
- Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana, Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: A. A. Balkema. 350 p.
- Van Kranendonk, M.J., St-Onge, M.R., Henderson, J.R., 1993. Paleoproterozoic tectonic assembly of North Laurentia through multiple indentations. *Precambrian Research*. v. 63, p. 325–347.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P. C. & Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 267-288.
- Van Schmus, W.R., Oliveira., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications*. v. 294, p. 66-69.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 31, p. 227-252.

- Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V.E., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 8, p. 247-266.
- Villeneuve, M., Cornée, J.J., 1994. Structure, evolution and paleogeography of the West African Craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, v. 69, p. 307 – 326.
- Wanderley, A.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-D-IV-Monteiro) estados de Pernambuco e Paraíba. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 100 pp.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappel, B.W., 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*. v. 95, p. 407-419.
- Windley, B.F., Bishop, F.C., Smith, S.V., 1981. Metamorphosed layered igneous complexes in Archean granulite-gneiss belts. *Annual Review of Earth and Planetary Earth Sciences*. v. 9, p. 175-198.
- Windley, B.F., 1995. *The Evolving Continents*, 3rd ed., W.Sussex, England: John Wiley and Sons Ltd.
- Woodcock, H.H., Schubert, C., 2004. Continental Strike Slip Tectonics. *In: Hancock (ed.) Continental Deformation*. Pergamon Press, v. único, p. 251-263.
- Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1 – 1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sciences Revised*. v. 59, p. 125– 162.
- Zhao, G.C., Sun, M., Simon A.W., Sanzhong, L., 2004. Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*. v. 67, p. 91– 123.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. and Li, S., 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited, *Precambrian Research*., v. 136, pp. 177– 202.