



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Instituto de Geociências

JOÃO PAULO ARAÚJO PITOMBEIRA

**EVOLUÇÃO CRUSTAL E GEODINÂMICA DO COMPLEXO GRANITO-
MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL,
PROVÍNCIA BORBOREMA**

CAMPINAS
2019

JOÃO PAULO ARAÚJO PITOMBEIRA

**EVOLUÇÃO CRUSTAL E GEODINÂMICA DO COMPLEXO GRANITO-
MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL,
PROVÍNCIA BORBOREMA**

TESE APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
DOUTOR EM CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS

Orientador: Profº. Dr. WAGNER DA SILVA AMARAL

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA TESE DEFENDIDA PELO ALUNO JOÃO PAULO
ARAÚJO PITOMBEIRA, ORIENTADA PELO PROFº.
DR. WAGNER DA SILVA AMARAL.

CAMPINAS

2019

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

P683e Pitombeira, João Paulo Araújo, 1988-
Evolução crustal e geodinâmica do complexo granito-migmatítico Pacatuba-Maranguape, Domínio Ceará Central, Província Borborema / João Paulo Araújo Pitombeira. – Campinas, SP : [s.n.], 2019.

Orientador: Wagner da Silva Amaral.
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geoquímica. 2. Geocronologia. 3. Arco Magmático - Santa Quitéria (CE). 4. Gondwana (Geologia). 5. Geotectônica - América do Sul. I. Amaral, Wagner da Silva, 1979-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Crustal and geodynamic evolution of the granite-migmatite Pacatuba-Maranguape complex, Ceará Central Domain, Borborema Province

Palavras-chave em inglês:

Geochemistry

Geochronology

Magmatic arc - Santa Quitéria (CE)

Gondwana (Geology)

Geotectonics - South America

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Títuloção: Doutor em Geociências

Banca examinadora:

Wagner da Silva Amaral [Orientador]

Benjamin Bley de Brito Neves

Matheus Fernando Ancelmi

Maria José Mesquita

Wanilson Luiz Silva

Data de defesa: 16-08-2019

Programa de Pós-Graduação: Geociências

Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0000-0002-8580-8011>

- Currículo Lattes do autor: <http://lattes.cnpq.br/5025981320532362>



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AUTOR: João Paulo Araújo Pitombeira

**EVOLUÇÃO CRUSTAL E GEODINÂMICA DO COMPLEXO GRANITO-
MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL,
PROVÍNCIA BORBOREMA**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

Aprovado em: 16 / 08 / 2019

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral - Presidente

Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves

Prof. Dr. Matheus Fernando Ancelmi

Profa. Dra. Maria José Maluf de Mesquita

Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva

**A Ata de defesa com as respectivas assinaturas dos membros, encontra-se
disponível no SIGA - Sistema de Fluxo de Tese e na Secretaria de Pós-
graduação do IG.**

Campinas, 16 de agosto de 2019.

*Aos meus pais, José Eudes e Antônia,
Ao meu irmão André,
e à Bruna Maria.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Profº. Dr. Wagner da Silva Amaral, pelos ensinamentos, dedicação, (muita) paciência, motivação e por proporcionar todas as condições necessárias que me auxiliaram no desenvolvimento desta tese.

Aos membros da Banca Examinadora pelas contribuições ao presente trabalho.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) – Código de Financiamento 001. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Processo 140668/2016-0) pela bolsa de doutorado e auxílios concedidos para o desenvolvimento da pesquisa.

Ao professor Ticiano Santos pelas críticas construtivas, suporte as análises e realização das atividades de campo por meio do projeto FAPESP (Processo 2016/08.289-8). Aos professores Reinhardt A. Fuck e Elton Dantas pelo suporte a pesquisa e nas análises no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

Ao corpo docente do Instituto de Geociências da UNICAMP. Ao professor Vinícius Tieppo Meira pelas críticas e discussões ao longo das disciplinas no ano de 2017. Ao corpo técnico dos laboratórios do Instituto de Geociências da Unicamp (Margareth, Aparecida, Érica e Lúcia) pelo apoio durante a preparação de amostras e análises. Aos funcionários da secretaria de Pós-graduação (Val, Gorete, Cris) e do SIOM, Edinalva e Élcio. Aos muitos companheiros de pós-graduação, pelo apoio, convivência, amizade e ensinamentos. A Daniel Martins pelas parcerias e apoio na preparação de amostras para geocronologia. Aos amigos que fiz nesse período e nas duas repúblicas que morei em Campinas: Zé Henrique, João Gabriel, Gustavo Melo, Danilo, Raisal, Alcione, Felipe, Áquila, Poli, Emanuel (Venê), Felipe, Omar, Igor, Bruno, Paulo, Keyla, Marcela, Robert, Douglas...

À minha família, em especial aos meus grandes incentivadores e que deram todas as condições para eu desenvolver a minha carreira acadêmica, meus pais, José Eudes e Antônia, e a minha avó, Nair. Ao meu amor, Bruna Maria, pelo companheirismo nos momentos mais difíceis e ajuda principalmente no fim dessa jornada.

Aos amigos e mentores, Neivaldo Castro e Liliana Osako, pelas orientações e apoio de sempre, seja na geologia, ou não. Aos amigos que fiz durante a “jornada

geologia” desde a graduação, David Lino e Igor Praxedes. A Nelson Santos pelo apoio nos trabalhos de campo em Maranguape. Aos amigos de Russas, Joari Santiago, pela ajuda em momentos cruciais, e Cristiano Ramalho, pela grande amizade e companheirismo em muitos momentos.

E a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para a realização desse trabalho. Obrigado!

SÚMULA CURRICULAR

João Paulo Araújo Pitombeira

Geólogo (2011) e Mestre (2014) pela Universidade Federal do Ceará e Doutor (2019) pela Universidade Estadual de Campinas. Durante o mestrado desenvolveu pesquisa sobre a assinatura geoquímica e geocronologia de rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Novo Oriente-CE, no âmbito do Domínio Ceará Central, porção Setentrional da Província Borborema. No doutorado trabalhou na investigação do ambiente geodinâmico de formação de granitoides neoproterozoicos, também no Domínio Ceará Central, a partir de dados de litogeoquímica, geocronologia pelo método U-Pb e isótopos de Nd em rocha total e Lu-Hf em zircão. Durante a pós-graduação foi bolsista CAPES e CNPq. Atuou no Programa de Estágio Docente (PED-C) da Unicamp junto as disciplinas Geologia Estrutural (2015) e Geologia de Campo II (2017). Ainda no doutorado, sob a supervisão do profº. Dr. Wagner da Silva Amaral, auxiliou na co-orientação de Trabalho de Conclusão de curso (2017), também participou e expôs trabalhos em eventos científicos nacionais.

*“Eu vou ficar nesta cidade,
Não vou voltar pro sertão”
Belchior*

RESUMO

Batólitos de granitoides tipo I em particular aqueles formados em extensas associações plutônicas em margens continentais ativas (arcos magmáticos) e cinturões colisionais intracontinentais, representam os mais excepcionais episódios magmáticos da crosta continental. O Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape, com aproximadamente 2.000 km² de extensão e orientação geral NNE-SSW, corresponde a uma associação de granitoides sin- a tarditectônicos bordejados por gnaisses-migmatíticos com distintos graus de fusão e deformação que ocorrem na porção nordeste do Domínio Ceará Central da Província Borborema. Os granitoides do Complexo são representados por rochas ígneas e ortoderivadas que podem ser distinguidas nos seguintes tipos principais: i) metatextitos de composição granodiorítica com ou sem hornblenda; ii) biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica iii) *augen* gnaisses; iv) hornblenda-biotita quartzo-monzonito foliado (granitoide Serra do Gigante); v) biotita granitoide megaporfírico; vi) biotita monzogranito foliado; vii) biotita sienogranito porfírico foliado; viii) granitoides levemente orientados a isotrópicos. As rochas gnáissico-migmatíticas da borda do complexo apresentam composição tonalítica-granodiorítica, são magnesianas, cálcicas a cálcio-alcálicas, de médio a alto K e predominantemente metaluminosas. Na porção central do Complexo, os granitoides apresentam composição monzo- a sienogranítica, com termos quartzo monzoníticos e granodioríticos subordinados, com biotita como fase mineral ferro-magnesiânica. São levemente peraluminosos, magnesianos, cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos de médio a alto K. Em diagramas de discriminação tectônica, as amostras em geral não plotam em um campo isolado e se sobrepõem entre os limites de granitoides de arco vulcânico e sin-colisional. Análises U-Pb em zircão forneceram idades concordantes de ca. 675 Ma, ca. 655-640 Ma, ca. 630 Ma e 625 Ma, com grãos herdados de ca. 880-700 Ma, 700-650 Ma e 2200-2000 Ma. Idades modelo Lu-Hf em zircão e Sm-Nd forneceram T_{DM} (Hf) entre 920 Ma e 1470 Ma com valores de ϵ_{Hf_t} de +12.75 a -5.44, e valores de T_{DM} (Nd) essencialmente meso-neoproterozoicos entre 950 Ma e 1470 Ma com valores de ϵ_{Nd_t} entre -1,06 e +4,35. Os novos dados apresentados sugerem um magmatismo cronocorrelato ao arco magmático de Santa Quitéria na porção nordeste do Domínio Ceará Central, com principal período de magmatismo com assinatura de granitoides gerados em ambiente arco maduro (tipo Andino) entre 675 e 620 Ma e participação dos granitoides formados em estágio inicial essencialmente juvenil do arco magmático de Santa Quitéria. A caracterização destes eventos magmáticos com assinatura de arco continental corroboram com o modelo de margem ativa na porção noroeste da Província Borborema Setentrional no contexto da amalgamação do Supercontinente Gondwana Oeste.

Palavras-chave: Granitoides, Geoquímica, Geocronologia, Domínio Ceará Central, Província Borborema.

ABSTRACT

I type batoliths, in particular those formed in extensive plutonic active margins (magmatic arcs) associations and collisional intracontinental belts, represent the most exceptional magmatic events of the continental crust. The Pacatuba-Maranguape Granite-Migmatite Complex, with approximately 2.000 km² of extension and NNE-SSW general orientation, corresponds to a sin to late tectonic granitoid association bordered by migmatitic gneisses with distinct fusion degrees and deformation, that occur in the northeast portion of the Ceará Central Domain in the Borborema Province. The granitoids of the Complex are represented by igneous and orthoderivated rocks, wich can be distinguish in the following types: (i) migmatitic biotite gneisses with granitic composton and with or without hornblend; (ii) migmatitic biotite gneisses with granitic composton; (iii) augen gneisses; (iv) foliated hornblend-biotite-quartz monzonite (Serra do Gigante granitoid); (v) megaporphyritic biotite granitoid; (vi) foliated biotite monzogranite; (vii) foliated porphyritic biotite sienogranite; (viii) weakly foliated to isotropic granitoids. The gneissic-migmatitic rocks of the border of the Complex present tonalitic-granodioritic composition and are magnesian, calcic to calc-alkaline, medium to high K and predominately metaluminous. In the central portion of the Complex, the granitoids present monzo-to sienogranitic composition, with quartz monzonitics and subordinated granodioritics, with biotite as a iron-magnesian mineral phase. They are weakly peraluminous, magnesian, calc-alkaline to alkali-calc and medium to high K. In tectonic discrimination diagrams, the samples aren't plotted in an isolated field and they overlap each other in the limits of the volcanic arc and sin collisionals granitoids. U-Pb analyses in zircon gave concordant ages of ca. 675 Ma, ca. 655-640 Ma, ca. 630 Ma and 625 Ma, with inherited grains of ca. 880-700 Ma, 700-650 Ma and 2200-2000 Ma. Lu-Hf model ages in zircon and Sm-Nd gave values of TDM (Hf) between 920 Ma and 1470 Ma with ϵ_{Hf} of +12.75 and -5.44, and values of TDM (Nd) essentially meso-neoproterozoic between 950 Ma and 1470 Ma with ϵ_{Nd} values between -1.06 and +4.35. The new data presented suggest a chronocorrelated Santa Quitéria arc magmatic magmatism in the NE portion of the Ceará Central Domain, with the main period of the magmatism beeing of a granitoid signature of mature arc environment (Andean type) between 675-620 Ma and the participation of the granitoids formed in the initial stages of an essentially juvenile magmatic event in the Santa Quitéria arc. The discovery of new magmatic events with continental arc signature coincides with an active margin model in the northwest portion of the Northern Borborema Province in the West Gondwana amalgamation context.

Keywords: Granitoids, Geochemistry, Geochronology, Ceará Central Domain, Borborema Province.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - A) Principais blocos cratônicos e orógenos móveis Brasilianas/Pan Africanase (modificado de De Wit et al., 2008; Ganade de Araújo et al., 2014b). B) Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central (modificado de Cavalcante et al., 2013).	20
Figura 1.2 - Mapa de localização e principais vias de acesso a área de estudo. Fontes: SRTM (Relevo sombreado) e @Google Earth.	23
Figura 1.3 - Seção esquemática ao longo de um sistema de subducção com os seus dois membros finais: a) extensional e b) compressional. Fonte: Ducea et al., 2015. 26	
Figura 1.4 - A) Diagrama sílica <i>versus</i> total álcalis - TAS (batólito Coast Mountain, British Columbia); B) diagrama ternário AFM. Fonte: Ducea et al., 2015.	29
Figura 1.5 - Seção esquemática ao longo de um arco continental da cobertura vulcânica ao topo da raiz (Saleeby et al. 2003; Paterson et al. 2011; Ducea et al., 2015). A continuação vertical da raiz é representada pela abundância de piroxenitos com granada e/ou anfibólio, os quais gradam para típicos peridotitos de manto superior. A seção descrita é baseada na terminação sul da região de Sierra Nevada.	31
Figura 2.1 - A) Principais blocos cratônicos e orógenos Brasilianos/Pan Africanos (modificado de De Wit et al., 2008; Ganade de Araújo et al., 2014). B) Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central, NW da Província Borborema, com destaque para a região de Pacatuba-Maranguape-CE – retângulo preto (modificado de Cavalcante et al., 2003).....	43
Figura 2.2 - Mapa geológico do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape, porção NE do Domínio Ceará Central e unidades adjacentes. Modificado de Cavalcante et al. (2003) e Pinéo e Zwirter (2013).	50
Figura 2.3 - Aspectos de campo e petrografia da unidade gnáissico-migmatítica do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape. A, B e C) Metatexitos estromáticos de composição granodiorítica. D-E) Gnaisses migmatíticos de composição monzogranítica; F-G: <i>Augen</i> gnaisses de composição granodiorítica; H-I) Granitoide Serra do Gigante – quartzo monzonito com clinopiroxênio. Fotomicrografias: nicóis cruzados, objetiva 4x. Siglas minerais: Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Hbl: hornblenda; K-f: K-feldspato; Cpx: clinopiroxênio.....	51
Figura 2.4 - Aspectos de campo e petrografia dos granitoides do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape. A, B e C) Granitoides megaporfíricos. D-E) Biotita monzogranitos foliados; F-G: Biotita sienogranitos levemente deformados; H-I) Biotita monzogranito inequigranular a levemente porfirítico. Fotomicrografias: nicóis cruzados, objetiva 4x. Siglas minerais: Pl: plagioclásio, Bt: biotita; K-f: K-feldspato; Ttn: titanita, Ms: muscovita, Al: alanita.....	53
Figura 2.5 - Composição dos granitoides da região de Pacatuba-Maranguape (PPM) e rochas plutônicas do Arco Magmático de Santa Quitéria (SQMA). A) Diagrama SiO ₂ x Na ₂ O+K ₂ O (TAS) de Middlemost (1994); B) Diagrama R1 - R2 de De la Roche et al. (1980); C) Diagrama Q'-ANOR de Streckeisen and Le Maitre (1979) - 1a: alcali-feldspar granite, 4: alcali-feldspar quartz syenite, 5: quartz syenite, 6: quartz monzonite, 7: quartz monzodiorite, 8: quartz diorite, 10: alcali-feldspar syenite, 11: Syenite, 12: Monzonite, 13: Monzogabbro, 14: diorite; D) Diagrama triangular de	

O'Connor (1965). Amostras do arco magmático de Santa Quitéria: Zincone (2011), Ganade de Araújo et al. (2012a; 2014).	57
Figura 2.6 - Diagramas de Harker para os granitoides da região de Palmácia-Pacatuba-Maranguape (PPM) e rochas plutônicas do Arco Magmático de Santa Quitéria (SQMA). Os campos para as séries magmáticas subalcalinas de Le Maitre (2002) foram adicionadas ao diagrama SiO ₂ x K ₂ O. Amostras do arco magmático de Santa Quitéria: Zincone (2011), Ganade de Araújo et al. (2012a; 2014).	59
Figura 2.7 - Classificação de Frost et al. (2001) para os granitoides da região de Pacatuba-Maranguape e amostras do arco magmático de Santa Quitéria (Zincone, 2011; Ganade de Araújo et al., 2012a; 2014).....	62
Figura 2.8 - Diagramas de elementos traços e terras raras para os granitoides e rochas ortoderivadas do CGMPM e rochas plutônicas do arco magmático de Santa Quitéria (Zincone, 2011; Ganade de Araújo et al., 2012a; 2014). A) Diagrama multi-elementar normalizado ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995); B) Diagrama multi-elementar normalizado a crosta continental superior segundo Taylor & McLennan (1995); C) Diagrama com elementos terras raras normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1889).	63
Figura 2.9 - Diagramas Whetheril concórdia U-Pb e imagens de Catodo Luminescência (CL) dos representativos das amostras investigadas. Dados dos grãos analisados nas imagens CL: idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, concordância e razão Th/U.	65
Figura 2.10 - Esquema de classificação discriminante de ambientes tectônicos para os granitoides do CGMPM e rochas plutônicas do arco magmático de Santa Quitéria (Zincone, 2011; Ganade de Araújo et al., 2012a; 2014). Diagramas Y+Nb vs. Rb (A), Y vs. Nb (B), Ta+Yb vs. Rb (C) e Ta vs. Yb (D) de Pearce et al. (1984; 1996); Diagramas Ta vs. Th (E) e Ta/Hf vs. Th/Hf (F) de Schandl & Gorton (2002); G) Diagrama SiO ₂ x Nb de Pearce and Gale (1977); Diagramas La/Yb versus Th/Yb (H), Nb/Yb versus Th/Yb (I) e Rb/Zr versus Nb (J) de Brown et al. (1984).....	70
Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central, NW da Província Borborema, com destaque para a região de Pacatuba-Maranguape-CE – retângulo preto (modificado de Cavalcante et al, 2003).	105
Figura 3.2 - Mapa geológico da região de Pacatuba-Maranguape. Modificado de Cavalcante et al. (2003) e Pinéo e Zwirter (2013).	111
Figura 3.3 - Aspectos dos graitoides do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape. A) Metatexitos estromáticos de composição granodiorítica. B) Gnaiss migmatítico de composição monzogranítica; C) <i>Augen</i> gnaiss de composição granodiorítica; D) Granitoides megaporfiríticos. -E) Biotita monzogranitos foliados; F) Biotita sienogranitos levemente deformados;-G) Biotita monzogranito inequigranular a levemente porfirirítico; H) Granitoide Tanques: granodiorito isotrópico.	112
Figura 3.4 - Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão de rochas ígneas e ortoderivadas do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape investigados por geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e isótopos de Hf in situ (em vermelho idade TDM e εHf _i).	118
Figura 3.5 - Diagramas Whetheril concórdia U-Pb para as amostras investigadas.	120
Figura 3.6 - Assinatura isotópica de Nd dos granitoides do CGMPM e rochas plutônicas do arco magmática de Santa Quitéria (Fetter, 1999; Castro, 2004; Costa et al., 2003; Ganade de Araújo et al., 2014). A) Distribuição das idades T _{DM} de Nd e	

B) do parâmetro ϵNd (De Paolo, 1981, 1988); C) Diagrama T_{DM} vs. ϵNd_t ; D) Diagrama de evolução de Nd T(Ga) vs. ϵNd_t125

Figura 3.7 - Assinatura isotópica de Hf dos granitoides do Complexo Pacatuba-Marangua e rochas plutônicas do arco magmático de Santa Quitéria (Ganade de Araújo et al., 2014). A) Distribuição das idades T_{DM} de Hf e B) do parâmetro ϵHf ; C) Diagrama T_{DM} vs. ϵHf_t ; D) Diagrama de evolução de Hf T(Ga) vs. ϵHf_t . Fonte dados isotópicos dos Benin-Nigéria: Ganade de Araújo et al., 2016; arco magmático de Mara Rosa: Matteini et al., 2010.127

Figura 3.8 - Modelo de evolução geodinâmica para porção noroeste da Província Borborema incluído a região de Pacatuba-Maranguape. A-C: vista em planta. E-F: vista em perfil (sem escala). Discussão no texto.132

SUMÁRIO

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO	18
1.1. Justificativa	18
1.2. Objetivos	21
1.3. Localização e Acesso a Área De Estudo	22
1.4. Atividades realizadas	22
1.4.1. Trabalhos de campo e petrografia	22
1.4.2. Análises geoquímicas	23
1.4.3. Análises geocronológicas e isotópicas	23
1.4.4. Outras Atividades	24
1.5. Arcos Magmáticos Continentais	24
1.5.1. Introdução	24
1.5.2. Terminologia	26
1.5.3. Arcos Extensionais <i>versus</i> Compressionais	27
1.5.4. Diversidade Composicional	28
1.5.5. Principais Arcos Continentais das Américas	29
Arcos extintos	29
Arcos ativos	30
Arcos profundos exumados	30
1.5.6. Estratigrafia	31
1.5.7. Tectônica e <i>Trends</i> Evolucionários	32
1.6. Referências	33
Capítulo 2 - ARTIGO 01: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, PORÇÃO NORDESTE DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL - Implicações para o magmatismo convergente neoproterozoico na Província Borborema Setentrional	38
Resumo	38
2.1. Introdução	38
2.2. Contexto Geológico Regional	41
2.2.1. Geologia da Porção Nordeste do DCC	44
2.3. Tipologia de Granitos e Petrografia	47
2.4. Métodos Analíticos	54
2.4.1. Geoquímica de Rocha Total	54
2.4.2. Geocronologia U-Pb	55

2.5. Resultados.....	56
2.5.1. Geoquímica de Rocha Total	56
2.5.1.1. Elementos Maiores.....	56
2.5.1.2. Elementos Traços e Terras Raras	60
2.5.2. Geocronologia U-Pb em Zircão.....	63
2.6. Discussão	65
2.7. Conclusões.....	70
Agradecimentos	71
Referências.....	71
APÊNDICES ARTIGO 01: Análises Geoquímicas	79
APÊNDICES ARTIGO 01: Análises Geocronológicas U-Pb	95
Capítulo 3 - ARTIGO 02: IDADE E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA (Hf, Nd) DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL: Novas evidências de magmatismo relacionado a arco continental na Província Borborema Setentrional	99
Resumo	99
3.1. Introdução.....	99
3.2. Contexto Geológico Regional	103
3.2.1. Geologia da Porção Nordeste do DCC	106
3.3. Tipologia de Granitos e Petrografia	109
3.4. Métodos Analíticos	114
3.4.1. Geocronologia U-Pb em Zircão.....	114
3.4.2. Isótopos de Nd.....	115
3.4.3. Isótopos de Hf.....	116
3.5. Resultados.....	116
3.5.1. Geocronologia U-Pb em Zircão.....	116
3.5.1.1. Unidade gnáissico-migmatítica.....	116
3.5.1.2. Granitoides	120
3.5.2. Isótopos de Nd em rocha total	123
3.5.3. Isótopos de Hf em Zircão	124
3.6. Discussões e Conclusões	126
3.6.1. Fonte(s) dos Granitoides do Complexo Pacatuba-Maranguape	127
3.6.2. Ambiente(s) e Evolução Tectônica dos Granitoides do Complexo Pacatuba-Maranguape	129

3.6.3. Correlação regional e implicações para assembleia de Gondwana Oeste	134
Agradecimentos	136
Referências.....	137
APÊNDICES ARTIGO 02: ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS U-Pb	145
ANEXOS	155
- Mapa de Pontos de Afloramentos	155
- Mapa Geológico	155

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO

O documento apresentado faz parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geociências, área de concentração em Geologia e Recursos Naturais, junto ao curso de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP).

A presente tese está fundamentada em dois tópicos principais organizados sob o formato de artigos científicos, os quais encontram-se em revisão e serão submetidos após a defesa da mesma.

O primeiro manuscrito “PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, PORÇÃO NORDESTE DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL: implicações para o magmatismo convergente neoproterozoico na Província Borborema Setentrional” foca na tipologia de granitos individualizada na área de estudo bem como a sua composição química, com base em elementos maiores, menores e traços, e do intervalo de magmatismo definido a partir de idades U-Pb em zircão.

No segundo manuscrito “IDADE E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL: novas evidências de magmatismo relacionado a arco na Província Borborema Setentrional” é apresentado um estudo geocronológico e isotópico e discutido um modelo de evolução tectônica para a formação dos granitoides do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape (CGMPM) em um contexto de margem ativa no setor noroeste da Província Borborema e assembleia de Gondwana Oeste durante o Neoproterozoico.

1.1. Justificativa

O Arco Magmático Santa Quitéria é uma das maiores manifestações plutônicas do Neoproterozoico na porção norte da Província Borborema, NE do Brasil (Fetter et al., 2003; Arthaud et al., 2008) – Figura 1.1. Consiste de uma associação ígnea-anatética caracterizada por um número de pulsos magmáticos que ocorreram no intervalo entre 880 e 620 Ma (Fetter et al., 2003; Castro, 2004; Santos et al., 2007; Ganade de Araújo et al., 2012a; Costa et al., 2013; Ganade de Araújo et

al., 2014). Este complexo granítico-migmatítico tem uma forma tabular e representa provavelmente uma unidade alóctone relacionada a tectônica de nappes que afetou a região (Caby & Arthaud, 1986). O padrão estrutural aponta para um *emplacement* concomitante a deformação tangencial, com uma deformação sin- a tardi-magmática seguida pela injeção de magmas mais jovens e menos deformados (Fetter et al., 2003; Arthaud et al., 2008). Em geral, predominam granitoides rosados de composição granítica a granodiorítica com associações subordinadas de rochas dioríticas e tonalíticas.

As assinaturas isotópicas de Hf e Nd são consistentes com mistura entre magmas juvenis neoproterozoicos e magmas crustais derivados de gnaisses paleoproterozoicos adjacentes (Fetter et al., 2003; Castro, 2004; Osako et al., 2008; Costa et al. 2013; Ganade de Araújo et al., 2014). Com base nas suas características isotópicas e na proximidade deste magmatismo com uma provável zona de sutura Brasileira/Pan Africana, Fetter et al., 2003 sugeriram um ambiente de arco magmático continental para o AMSQ. No entanto, a proximidade temporal entre o metamorfismo regional de alto grau (Castro, 2004; Amaral, 2010; Amaral et al., 2012; Santos et al., 2015) e o magmatismo do AMSQ levaram a proposição de um ambiente colisional continente-continente para a evolução magmática deste complexo (Costa et al., 2010; Amaral, 2010; Ganade de Araujo et al., 2012a; Costa et al., 2013).

A partir de datação pelo método U-Pb SHIRIMP e análise de isótopos de Hf-O em grãos de zircão de granitoides e migmatitos do AMSQ, Ganade de Araújo et al. (2014) propuseram a divisão do magmatismo em três períodos principais: i) um período inicial compreendendo essencialmente magmatismo juvenil de arco em ca. de 880-800 continuando até 650 Ma; ii) um período de arco mais maduro de ca. 660-630 Ma caracterizado por rochas magmáticas de fontes híbridas (manto e crosta); e iii) um estágio final de anatexia crustal em 625-618 Ma continuando até ca. de 600 Ma. Segundo os mesmos autores esses três estágios de magmatismo relacionados ao CTSQ no DCC registram a evolução do magmatismo convergente de uma margem continental ativa de Gondwana Oeste desde o estágio de arco juvenil, evoluindo para um ambiente de arco maduro e posterior colisão continental ao fim do Neoproterozoico.

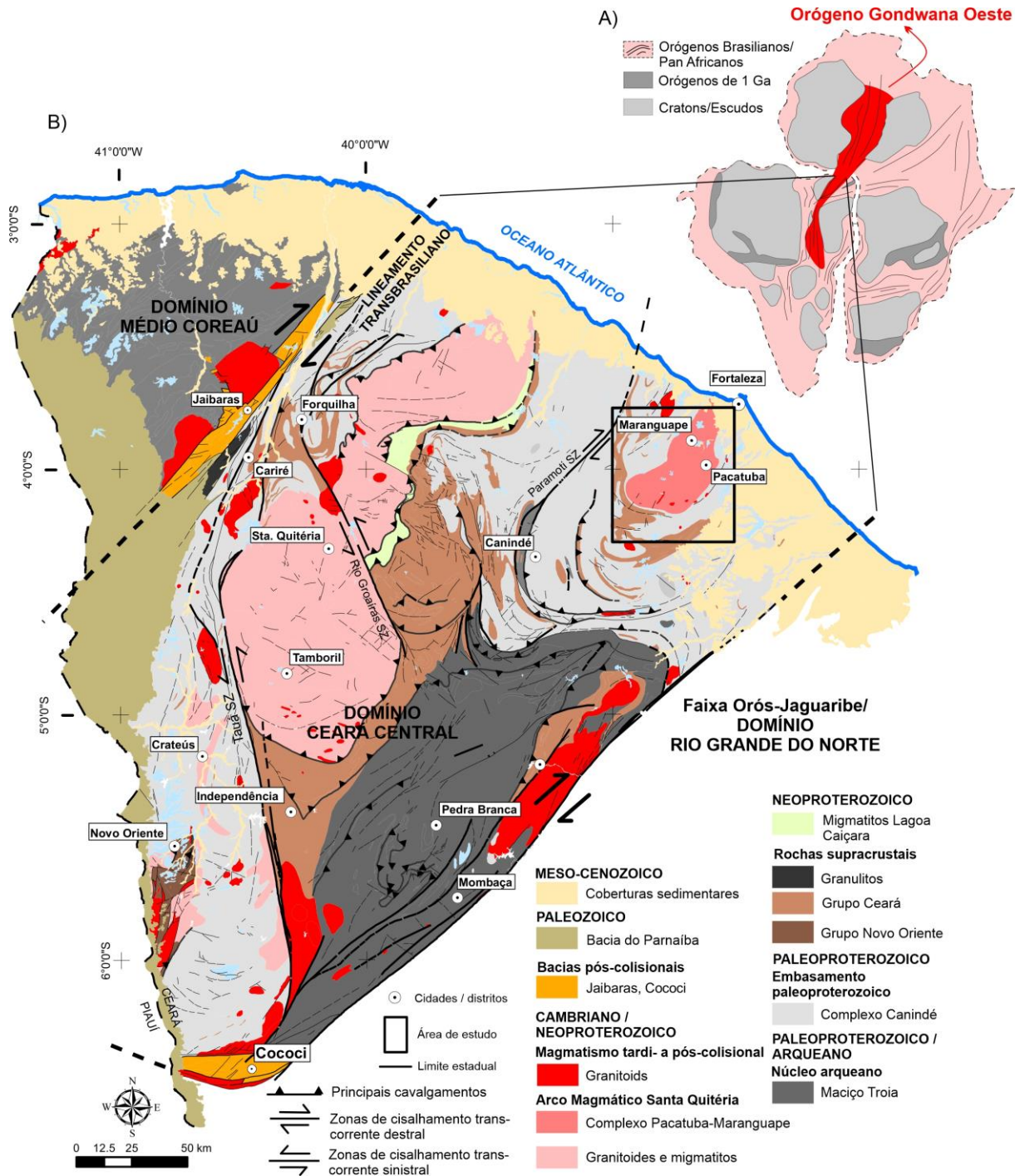


Figura 1.1 - A) Principais blocos cratônicos e orógenos móveis Brasilanas/Pan Africanase (modificado de De Wit et al., 2008; Ganade de Araújo et al., 2014b). B) Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central (modificado de Cavalcante et al., 2013).

Regionalmente, o Arco Magmático Santa Quitéria abrange grande parte da porção NW do Domínio Ceará Central (DCC). Associações de rochas granítico-migmatíticas tem ampla distribuição no Ceará as quais são frequentemente correlacionadas ao AMSQ (Ganade de Araujo et al., 2012a; Costa et al., 2013). Na região de Pacatuba-Maranguape, no Maciço de Baturité, porção nordeste do DCC,

são reconhecidas duas associações litológicas principais: granitoides de composição granítica a granodiorítica de quimismo peralítico a metaluminoso e cálcio-alcalino de alto potássio e migmatitos com taxas distintas de fusão representados por metatexitos e diatexitos (Pinéo & Zwirner, 2013). As idades de cristalização variam de 622 Ma (U-Pb TIMS, Fetter, 1999) a 630 Ma (Isócrona Rb-Sr, Brito Neves, 1975) enquanto as idades TDM Nd ocorrem entre 780 Ma a 1.520 Ma (Fetter, 1999; Torres et al., 2006a).

Apesar do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) ter elaborado a cartografia de parte do complexo em escala regional (1:100.000), a área de abrangência do Complexo Granítico-Migmatítico Pacatuba-Maranguape (CGMPM) carece de levantamentos geológicos básicos de maior detalhe. Além disso, pouco se conhece com relação a natureza química das rochas deste Complexo, o que torna fundamental avançar nos estudos geoquímicos sistemáticos para melhor caracterizar os ambientes de geração das rochas plutônicas e migmatíticas, definir seus protólitos, contextualizar a cronologia de geração dessas rochas considerando a deformação e o metamorfismo.

Algumas questões fundamentais que estão em desenvolvimento nesta Tese devem ser consideradas: existem relações estruturais, tectônicas, petrográficas, cronológicas e químicas do Complexo Pacatuba-Maranguape com o Arco Magmático Santa Quitéria? O Complexo Pacatuba-Maranguape seria constituído de rochas com características de arco magmático continental? Estas duas unidades tiveram uma evolução semelhante durante o Neoproterozoico?

1.2. Objetivos

A presente tese tem como objetivo geral propor um modelo tectônico evolutivo para o Complexo Granito-Migmatítico de Pacatuba-Maranguape (CGMPM) aflorante na porção nordeste do Domínio Ceará Central e contribuir para um melhor entendimento da evolução crustal desta porção da Província Borborema. Como objetivos específicos tem-se:

- i. Definir melhor as relações de contato entre os litotipos do CGMPM e suas rochas encaixantes a partir do levantamento de dados de campo;

ii. Caracterização geoquímica a fim de determinar a composição e os ambientes de formação das rochas graníticas e migmatíticas do CGMPM;

iii. Datar os eventos de cristalização e caracterização isotópica dos granitoides do CGMPM a partir de análises pelos métodos U-Pb, Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total a fim de determinar a duração do magmatismo e as fontes envolvidas na formação dos mesmos.

iv. Propor um modelo tectônico evolutivo para o CGMPM e discutir suas implicações para a evolução crustal desta porção da Província Borborema e a correlação das rochas estudadas ao nível regional e continental.

1.3. Localização e Acesso a Área De Estudo

A área de estudo localiza-se no nordeste do Estado do Ceará a qual engloba parte da Região Metropolitana de Fortaleza, incluindo as serras de Maranguape e Pacatuba, e parte do Maciço de Baturité ([Fig. 1.2](#)). O acesso principal à porção noroeste da área pode ser feito pelas rodovias federais BR-020 ou BR-222 a partir de Fortaleza. Além disso, a área é cortada pelas rodovias estaduais CE-065, trecho Fortaleza-Palmácia, e CE-060, trecho Fortaleza-Pacatuba ([Fig. 1.2](#)).

1.4. Atividades realizadas

1.4.1. Trabalhos de campo e petrografia

Foram realizados trabalhos de campo visando o levantamento de seções lito-estruturais em 4 etapas de campo com a duração de 5 a 10 dias. O mapa geológico utilizado é produto da integração dos dados levantados em campo e da compilação dos mapas disponíveis que abrangem a área de estudo ([Cavalcante et al., 2003](#); [Torres, 2004](#); [Pinéo & Zwirtes, 2013](#)).

Os trabalhos de campo focaram no detalhamento dos principais facies de granitoides e rochas encaixantes na região de Pacatuba-Maranguape além da coleta de amostras representativas para a confecção de lâminas delgadas para análise petrográfica, análises geoquímica e isotópica (U-Pb e Sm-Nd). A análise petrográfica em luz transmitida foi realizada até o momento a partir de 60 seções delgadas no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Campinas.

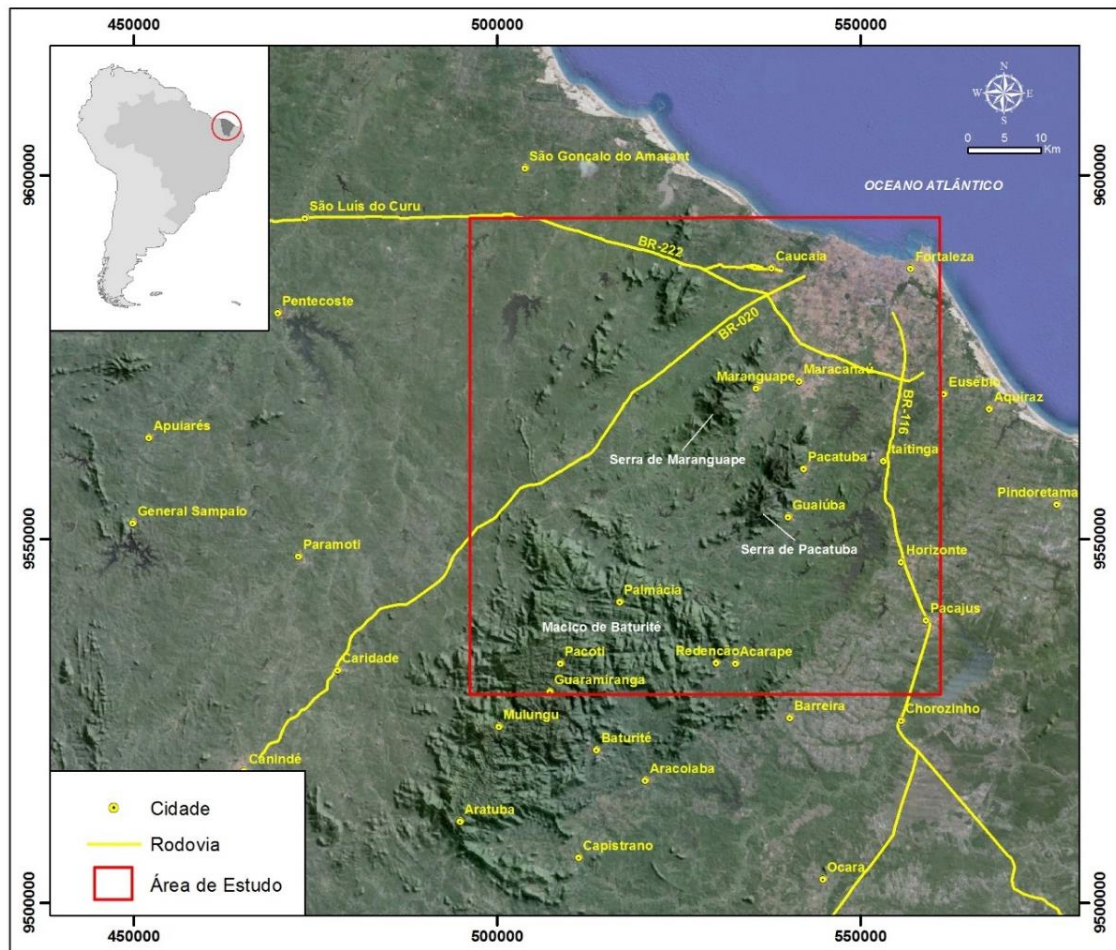


Figura 1.2 - Mapa de localização e principais vias de acesso a área de estudo. Fontes: SRTM (Relevo sombreado) e ©Google Earth.

1.4.2. Análises geoquímicas

Foram realizadas 30 análises por fluorescência de Raios-X para a determinação da concentração de elementos maiores e menores e 10 por ICP-MS para a determinação de elementos traço. As análises foram feitas no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da Universidade de Campinas.

As amostras foram selecionadas com base na caracterização petrográfica, distribuição geográfica e representatividade das principais unidades individualizadas na área. Os resultados foram reunidos em tabelas no software Microsoft Excell 2013® e tratadas no GCD-Kit (Janousek et al., 2006).

1.4.3. Análises geocronológicas e isotópicas

Doze amostras foram selecionadas para análises geocronológicas pelo método U-Pb em zircão com o objetivo de determinar o período de cristalização das rochas granitoides e ortoderivadas do CGMPM. As análises foram feitas no

Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Campinas pelo método LA-ICP-MS. Adicionalmente, o microscópio de varredura eletrônica (MEV) foi utilizado na caracterização dos grãos de zircão e suas estruturas, texturas internas e morfologia para a seleção de grãos determinação de pontos para análise.

Análises isotópicas pelos métodos Sm-Nd em rocha total e Lu-Hf em zircão foram obtidas para rastrear fontes dos magmas graníticos e protólitos das rochas metaplutônicas. As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

1.4.4. Outras Atividades

Além das atividades realizadas referente aos métodos de investigação o candidato cursou 40 créditos distribuídos em disciplinas com temas direcionados para o estudo de rochas granitoides e Evolução Crustal ofertadas pelo programa de Pós-Graduação em Geociências do IG/UNICAMP.

Dados preliminares e a discussão dos resultados obtidos com a comunidade científica foram feitas através da participação em eventos nacionais e regionais com a publicação de dois resumos intitulados: i) “PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO DE PALMÁCIA-PACATUBA-MARANGUAPE, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA: EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO NEOPROTEOROZOICO”, com apresentação do trabalho na forma de pôster no 48º Congresso Brasileiro de Geologia realizado em Porto Alegre-RS (2016); e ii) “GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO PALMÁCIA-PACATUBA-MARANGUAPE, PORÇÃO NE DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL”, apresentação oral feita no 27º Simpósio de Geologia do Nordeste, João Pessoa-PB (2017).

1.5. Arcos Magmáticos Continentais

1.5.1. Introdução

Arcos continentais, também conhecidos como arcos tipo Andino e Cordilheriano, representam o produto do magmatismo relacionado a subducção onde a placa superior é continental e/ou uma litosfera transicional ([Ducea et al., 2015](#)). O exemplo típico ativo é o arco andino da América do Sul. Análogos profundos ao arco vulcânico andino ocorrem como um conjunto de batólitos ao longo

do oeste da América do Norte. Os arcos das américas do Sul e do Norte são complementares um ao outro – um expõe os produtos superficiais e está ativo, enquanto o outro fornece seções de rochas intrusivas depois das vulcânicas terem sido erodidas.

O magmatismo relacionado a subducção é controlado por reações de desidratação no *slab* descendente, seja a placa superior oceânica, continental ou transicional (Gill, 1981). Por essa razão, livros texto de petrologia e tectônica comumente tratam estas situações como similares. No entanto, esta é uma simplificação excessiva, já que arcos continentais são mais complexos tectonicamente, tipicamente se formam em região de crosta espessada, tem composições mais ricas em sílica e podem ser mais duradouros que os arcos de ilha. Deste modo, os mecanismos que atuam nos arcos andinos apresentam outras complexidades comparados com os arcos de ilha oceânicos (e.g., Jagoutz & Kelemen, 2015). Desvendar a evolução de um arco continental pelas perspectivas petrológica, geoquímica e tectônica é desafiador e tem um grande significado para entender a formação e a evolução da crosta continental.

Artigos clássicos sobre o magmatismo de arco tipo andino, com base nos registros predominantemente plutônicos na América do Norte ou predominantemente vulcânicos do andes, remontam dos anos 1960 aos 1980 (Bateman & Eaton, 1967, Kistler & Peterman, 1978, DePaolo, 1981, Gromet & Silver, 1987, Hildreth & Moorbath, 1988). Trabalhos experimentais sobre fusão por desidratação de rochas máficas (Wolf & Wyllie, 1994; Rapp & Watson, 1995), junto com uma compreensão mais detalhada da fusão em condições hidratadas de peridotitos (Grove et al., 2012), esclareceu os mecanismos plausíveis para a geração de magmas intermediários de arco. Os anos 1980 e 1990 também trouxeram descobertas de diversas novas seções crustais em arcos magmáticos e ocorrências de xenólitos, onde alguns dos quais expõem a crosta inferior dos arcos andinos (e.g., Pickett & Saleeby, 1993). Posteriormente, novas pesquisas sobre magmatismo de arco focaram fluxos magmáticos e a relação entre magmatismo de arco e tectônica das américas (Ducea, 2001, DeCelles et al., 2009, Paterson et al., 2011). Modelos termodinâmicos elucidaram as relações de fusão nas partes mais profundas e menos expostas dos sistemas de arco – a crosta inferior (e.g., Dufek & Bergantz, 2005). Outra nova direção crítica para o magmatismo de arco foi o estudo

das raízes de arco, um requisito aparente para a atividade magmática em um sistema de arco tipo andino (Kay & Kay, 1993, Saleeby et al., 2003).

O presente tópico considera alguns aspectos relevantes relacionados aos arcos tipo andino: a relação entre os níveis intrusivos e extrusivos e a estrutura vertical de tais arcos, composição dos arcos em relação as raízes complementares, causas tectônicas para variação no fluxo magmático e a incorporação de arcos na crosta continental estabilizada. São abordados dados predominantemente das américas. Arcos similares existem no registro geológico e serão mencionados e comparados com exemplos revistos.

1.5.2. Terminologia

O magmatismo relacionado a subducção ocorre na placa superior de margens convergentes formando os arcos magmáticos (Fig. 1.3). Se ambas as placas são oceânicas, eles são referidos como arcos de ilha ou oceânicos. Os Aleutas ocidentais e as Marianas são exemplos modernos deste membro final (Ishizuka et al., 2011). Se a placa superior é continental, eles são referidos como arcos continentais, Cordilherianos ou Andinos. Os Andes modernos são o melhor exemplo deste membro final (Mamani et al., 2010). Magmatismo de arco também ocorre durante a colisão continental que normalmente segue a subducção (e.g., Searle, 2013). Embora não seja substancialmente diferente do magmatismo relacionado a subducção, o magmatismo sin-colisional é mais complexo e não é abordado aqui.

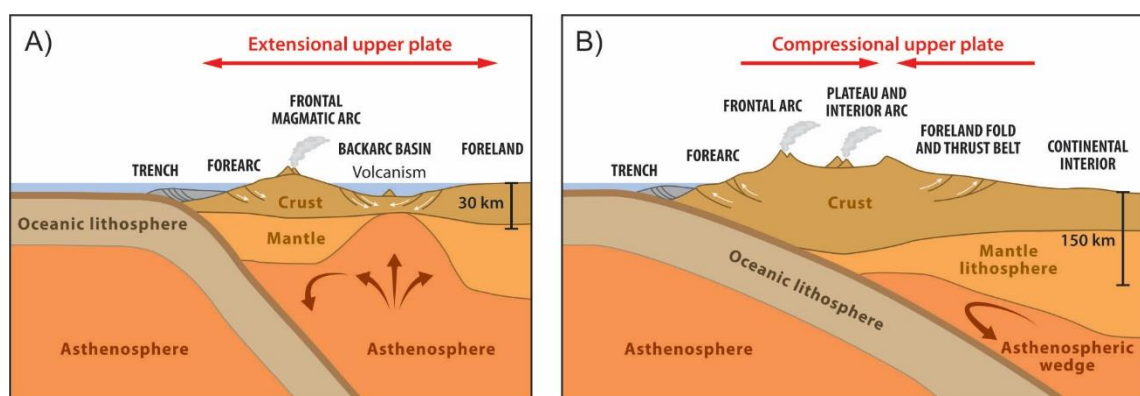


Figura 1.3 - Seção esquemática ao longo de um sistema de subducção com os seus dois membros finais: a) extensional e b) compressional. Fonte: Ducea et al., 2015.

Dentro do espectro dos arcos continentais e de ilha, existem arcos continentais e oceânicos transicionais (Fig. 1.3). Arcos de ilha transicionais são duradouros, com acumulações de sedimentos acrescionários ou subductados e produtos de arcos magmáticos potencialmente exercendo a regra da assimilação na

formação de magmas intermediários. O arco do Caribe é um exemplo ([Marchesi et al., 2007](#)). Arcos continentais transicionais são aqueles formados em margens passivas continentais após o início da subducção. Embora eles sejam comumente formados em ambiente submarinos, eles podem se desenvolver em crosta delgada com espessos pacotes sedimentares. Nestes exemplos, as encaixantes proximais fornecem o enriquecimento em sílica para os magmas intermediários. O arco do Japão é um exemplo ([Kimura & Yoshida, 2006](#) e referências contidas nele). O presente trabalho se concentra principalmente em arcos continentais *stricto sensu*.

1.5.3 Arcos Extensionais *versus* Compressionais

A placa superior de um arco continental pode ser extensional, compressional ou neutra ([Ducea et al., 2015](#)). Sob extensão, a placa superior desenvolve bacias que podem ocorrer em qualquer parte da região retroarco a antearco, com a espessura crustal permanecendo relativamente pequena (~30 km). Alguns arcos andinos mais antigos foram áreas continentais separadas por bacias marinhas consideráveis que se formaram em crosta continental estendida [e.g., o arco Jurássico do Chile ([Rossel et al., 2013](#)) e o arco Famatiniano ([Otamendi et al., 2012](#))]. Em contraste, arcos compressionais se formam quando a placa superior é submetida a espessamento crustal e litosférico, como no caso dos Andes Centrais modernos. A crosta sob tais arcos pode ter aproximadamente 70 km de espessura ([Isacks, 1988](#)) e a região retroarco desenvolve extensos plateaus tais como Altiplano-Puna e os inferidos plateaus meso-cenozóicos do oeste da América do Norte. Além disso, extensos cinturões de dobramento e cavalgamento se desenvolvem na sua porção interna com o material sendo alimentado do interior continental para o núcleo do orógeno ([Fig. 1](#)). Em geral, a placa superior contém uma extensa região (de centenas de quilômetros) de crosta espessada. Sob extremo espessamento e quando o mergulho do *slab* é raso, a convecção na cunha mantélica é encerrada devido a litosfera acumulada que impede a convecção no manto astenosférico acima do *slab*. O magmatismo que também migra no interior ou temporariamente encerra sob tais circunstâncias, como na parte sul dos Andes centrais atualmente. Estas condições fornecem registros da vida dos arcos, ciclicidade entre estados compressionais e extensionais (e.g., [DeCelles et al., 2009](#), [Girardi et al. 2012](#)) devido também a mudanças em larga escala nos parâmetros de subducção ou episódios de delaminação.

Coberturas vulcânicas de arcos compressionais comumente se encontram ao longo de regiões elevadas tais como na Cordilheira Ocidental dos Andes Centrais ou na dissecada Sierra Nevada (House et al., 1998), como consequência do espessamento crustal. Arcos Extensionais se formam ao longo de planaltos mais suaves como nos Cascades ou até mesmo em arcos Jurássicos parcialmente submersos da Califórnia (Busby-Spera, 1988) e Chile (Rossel et al., 2013).

1.5.4. Diversidade Composicional

A maioria dos arcos ocorrem como faixas lineares ou arqueadas de vulcões com 25-150 km de largura e paralelos a fossa há aproximadamente 100-125 km do *slab* subductante (Stern, 2002; Grove et al., 2012; Fig. 1). Esta é a proximidade a partir do qual o *slab* produz a maior parte de sua água via reações de desidratação em estado sólido, liberando esta para a cunha mantélica sobrejacente (Hacker et al., 2003). O *solidus* da cunha mantélica é rebaixado devido a presença da água que promove extensa fusão hidratada de peridotitos e geração de basaltos (Gaetani & Grove, 1998). Rochas ígneas formadas sobre zonas de subducção contém significativa quantidade de voláteis (H₂O, CO₂), tem variável teor de sílica (Fig. 2-A), são cálcio-alcálinos (Fig. 2-B) e tem característico padrão de elementos traços quando comparados com outros ambientes tectônicos (Pearce & Peate, 1995). Isto é provavelmente devido a presença de água na fonte e a estabilidade de outras fases hidratadas que são raras no manto superior.

A formação de basaltos a partir da fusão de peridotitos, apesar do baixo percentual formado em níveis mantélicos rasos (tipicamente não aplicável a arcos continentais) podem, sob certas circunstâncias, gerar andesitos basálticos ou andesitos com alto número de Mg - #Mg (Kelemen, 1995; Muntener et al., 2001; Goss et al., 2013). Isso pode não ser volumetricamente significativo em escala global. A origem de basaltos e andesitos basálticos em arcos tem detalhes não resolvidos mas está bastante bem compreendido. No entanto, arcos continentais são em média mais ácidos do que básicos, requerendo assim um estágio adicional na sua evolução magmática (Rudnick, 1995). A natureza desse estágio adicional tem sido uma questão de longa data em Petrologia Ígnea: fracionamento em sistema fechado, assimilação de rochas retrabalhadas, refusão de rochas máficas preexistentes localizadas na crosta inferior ou a combinação destes é plausível para o enriquecimento em sílica e *trends* geoquímicos.

Independente disso, a geração de grande volume de rochas intermediárias em média também requer grande quantidade de massas residuais que são peridotitos não empobrecidos (comumente rochas mantélicas ricas em olivina) – [Ducea, 2002](#); tais materiais são raramente expostos em superfície mas são postulados a se formarem abundantemente em profundidades maiores que as expostas em cinturões orogênicos ([Saleeby et al., 2003](#), [Lee et al., 2006](#)).

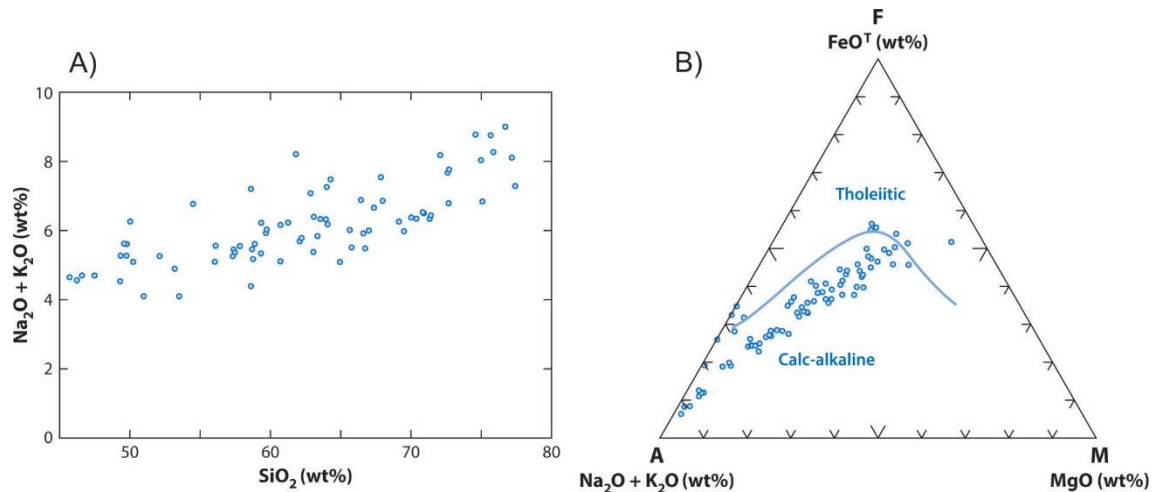


Figura 1.4 - A) Diagrama sílica versus total álcalis - TAS (batólito Coast Mountain, British Columbia); B) diagrama ternário AFM. Fonte: [Ducea et al., 2015](#).

1.5.5. Principais Arcos Continentais das Américas

Arcos extintos

O oeste da Cordilheira Norte Americana compreende um cinturão contínuo de produtos de arco (maior parte intrusivo) do Alaska a Baja California. Estes são os extensos batólitos da América do Norte, com idade variando do Triássico ao Eoceno ([Anderson, 1990](#)). Os principais segmentos batolíticos, do sul para o norte, são os batólitos Peninsular Ranges (Baja California e extremo sul da California), Sierra Nevada e terrenos adjacentes (California), Idaho (Idaho e Montana) e Coast Mountains (Washington, British Columbia, and Alaska).

Numerosos segmentos de arcos extintos são conhecidos, destes, o mais significativo são os arcos paleozoicos Pampeanos (Cambriano) e Famantiniano (Ordoviciano), os formam extensos cinturões de rochas vulcânicas e plutônicas ocupando a maior parte dos Andes centrais e Sul. Suítes intrusivas do Permiano ao Mesozóico tais como batólito costeiro Peruano ([Mamani et al., 2008](#), [Demouy et al., 2012](#)) são similares em tamanho e composição aos batólitos da América do Norte.

Arcos ativos

Vários arcos vulcânicos ocorrem ao longo da porção oeste das Américas Central e Sul. Estes consistem do cinturão vulcânico Trans-mexicano ([Ferrari et al., 2012](#)), e os segmentos norte ([Hall et al., 2008](#), [Stern, 2011](#)), central ([Mamani et al., 2010](#)) e sul ([Hildreth & Moorbath, 1988](#), [Stern & Kilian, 1996](#)) dos Andes.

Principais arcos continentais fora das Américas

Diversos arcos continentais pós- quebra de Rodinia (<700 Ma) ocorrem fora das Américas. Arcos Pré-Cambrianos mais antigos também existem, mas sua preservação é pobre devido a subsequente retrabalhamento orogênico. Entre eles, alguns dos arcos mais significantes é o arco Gangdese (>200–50 Ma), sul do Tibet; o arco Lachlan (450–340 Ma), leste da Austrália; o arco Caledoniano dos Apalaches (550–460 Ma), leste dos EUA; o arco Variscano (370–290 Ma), na Europa; e o Fiordland (170–100 Ma), na Nova Zelândia.

Arcos profundos exumados

A Sierra de Valle Fértil (região central da Argentina) é uma seção bem exposta da crosta média-inferior de um arco transicional, documentando a natureza do magmatismo máfico e sua diferenciação para mais alta sílica a profundidade de 15-25 km ([Otamendi et al., 2012](#)). O bloco Salinian na Califórnia central apresenta semelhanças a região de Valle Fértil em termos de profundidade de exposição, composição e serem formadas sobre uma crosta relativamente mais fina.

As partes profundas expostas do batólito Coast Mountains ([Girardi et al., 2012](#)), o núcleo dos Cascades ([Miller et al., 2009](#)) e sul do Sierra Nevada ([Saleeby, 1990](#)) são seções exemplo de segmentos de crosta profunda de arco. Além de rochas máficas abundantes e evidências de incorporação de rochas da placa superior por fusão parcial, estes segmentos apresentam expressivo metamorfismo de alta temperatura e fusão parcial gerando resíduos granulíticos. Assembleias profundas de raízes de arco também são encontradas em suítes de xenólitos ou em granulitos, similares as seções expostas mencionadas acima. As melhores suítes de arco profundo são o Sierra Nevada central ([Ducea & Saleeby, 1998](#)) e Colombian Mercaderes ([Rodríguez-Vargas et al., 2005](#)). As partes mais profundas do arco cretáceo Fiordland, na Nova Zelândia, expõe tectonicamente rochas similares a eclogitos, mas sua descoberta é recente e o seu estudo está em progresso ([De Paoli et al., 2009](#)).

1.5.6. Estratigrafia

Do topo para a base, arcos continentais são compostos de:

- Uma cobertura vulcânica com corpos hipabissais tipicamente intrudidos por rochas vulcânicas;
- Um batólito - uma extensa acumulação de centenas de milhares de stocks, diques e sills (Coleman et al., 2004, Gehrels et al., 2009);
- Uma raiz constituída por cumulos máfico-ultramáficos e resíduos complementando a superfície e intrusões batolíticas, bem como rochas representando líquidos basálticos cristalizados (Saleeby et al., 2003).

A Fig. 3 apresenta uma seção esquemática ao longo de um arco continental como apresentado acima.

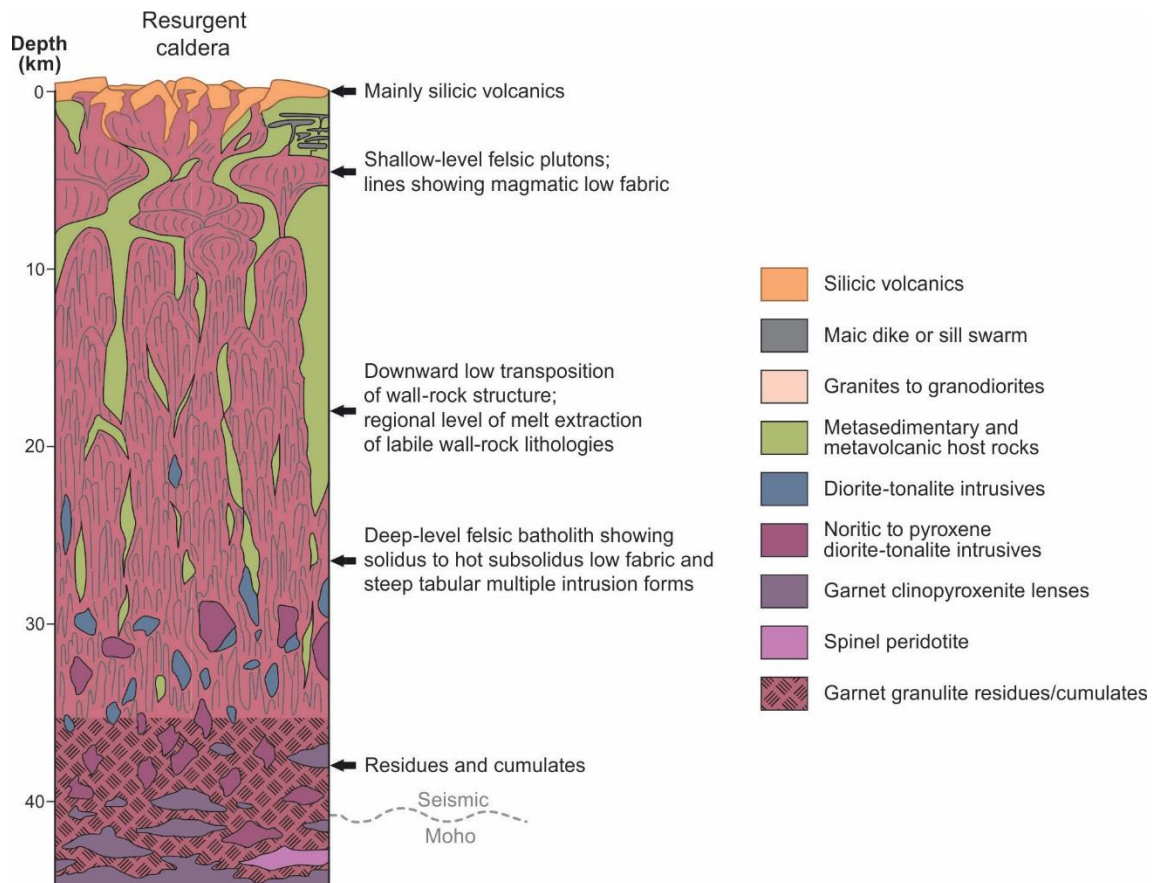


Figura 1.5 - Seção esquemática ao longo de um arco continental da cobertura vulcânica ao topo da raiz (Saleeby et al. 2003; Paterson et al. 2011; Ducea et al., 2015). A continuação vertical da raiz é representada pela abundância de piroxenitos com granada e/ou anfibólio, os quais gradam para típicos peridotitos de manto superior. A seção descrita é baseada na terminação sul da região de Sierra Nevada.

1.5.7. Tectônica e *Trends* Evolucionários

Os arcos se desenvolvem junto com sua margem de placa hospedeira (Ducea et al., 2015). Apresentam mudanças cíclicas na sua composição química, isotópica e fluxo magmático (Paterson & Ducea, 2015). Algumas das feições mais características dos arcos continentais são resumidas a seguir:

- i. **Estágio inicial e plútons tipo S** - os estágios iniciais de arcos continentais e transicionais comumente representam o produto do *emplacement* de magmas máficos na margem passiva. Os plútons mais antigos dos arcos das Américas são predominantemente do tipo S derivados da margem passiva associada.
- ii. **Acréscimo de arcos** - numerosos arcos foram identificados ao longo da margem oeste das Américas (e.g., Saleeby, 1983, Ramos, 2008). Eles representam terrenos alóctones que, na sequência de acesção, constituem parte do arcabouço litosférico no qual os arcos continentais se desenvolvem.
- iii. **Espessamento retro-arco** - muitos arcos compressoriais tem cinturões de cavalgamento e dobramento mergulhando para o orógeno (DeCelles, 2004). O encurtamento associado com essas estruturas é extenso (centenas de quilômetros), duplicando a espessura da crosta e manto litosférico (Ducea, 2001).
- iv. **Remoção convectiva da raiz do arco** - delaminação de raízes de arco é uma exigência controlada tanto por geoquímica quanto pelo balanço de massa (Ducea & Barton, 2007).

Comportamento cíclico de arcos de longa duração - arcos continentais são caracterizados pela relativamente constante produção de líquidos máficos na cunha mantélica. O espessamento força a filtragem de magmas máficos nos reservatórios crustais inferiores que resultam em episódios de formação de batólitos (*flare up*) - DeCelles et al., 2009; Paterson & Ducea, 2015. O ciclo é repetido durante eventos de espessamento posteriores, os quais podem ser dirigidos por deformação regional ou alterações distantes nas movimentações entre placas. Arcos ativos sobrepõem produtos de arcos mais antigos na região ante-arco (e.g., o arco Jurássico no Chile central) ou retro-arco (e.g., o arco Eoceno no sul do Peru e os arcos Cambro-Ordovicianos na Argentina e Bolívia).

1.6. Referências

- AMARAL, W.S.**, 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Ph.D Dissertation, Universidade de Campinas–UNICAMP.
- AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S., WERNICK, E., MATTEINI, M., DANTAS, E.L., MORETO, C.P.N.**, 2010. U Pb, Lu-Hf and Sm–Nd geochronology of rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. In: VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília.
- AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S., WERNICK, E., NOGUEIRA NETO, J.A., DANTAS, E.L., MATTEINI, M.**, 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 22, 892–909. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.011>.
- ANDERSON JL**, ed. 1990. The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism. *Geol. Soc. Am. Mem.* 174. Boulder, CO: Geol. Soc. Am.
- ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V.**, 2008. Geology of 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 Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 49–67.
- Bateman PC, Eaton JP.** 1967. Sierra Nevada batholith. *Science* 158:1407–17.
- BRITO NEVES, B. B.** Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. 1975. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975. doi:10.11606/T.44.1975.tde-21062013-104857.
- BUSBY-SPERA CJ.** 1988. Speculative tectonic model for the lower Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. *Geology* 56:1121–25.
- CABY, R., ARTHAUD, M.H.** 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871-874.
- CASTRO, N.A.**, 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Tapera, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221p.
- COLEMAN DS, GRAY W, GLAZNER AF.** 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* 32:433–36.
- COSTA, F. G.; DE ARAÚJO, CARLOS E.G. ; PINÉO, TERCY R.G. ; VASCONCELOS, ANTONIO M. ; GOMES, I.P. ; RODRIGUES, JOSENEUSA B. .** U-Pb and Sm-Nd constraints for the Morro dos Torrões metarhyolite, Santa Maria sequence, Ceará Central Domain, Brazil. In: IIV-South American Symposium on Isotopic Geology, 2010, Brasília. IIV-South American Symposium on Isotopic Geology-Brasília, 2010.

- COSTA, F.G., GANADE DE ARAÚJO, C.E., AMARAL, W.S., VASCONCELOS, A.M., RODRIGUES, J.B.** 2013. U-Pb (LA-ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, Ceará Central Domain: implication for neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 115-174.
- DE PAOLI MC, CLARKE GL, KLEPEIS KA, ALLIBONE AH, TURNBULL IM.** 2009. The eclogite-granulite transition: mafic and intermediate assemblages at Breaksea Sound, New Zealand. *J. Petrol.* 50:2307–43.
- DECELLES PG, DUCEA MN, KAPP P, ZANDT G.** 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nat. Geosci.* 2:251–57.
- DECELLES PG.** 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A. *Am. J. Sci.* 304:105–68.
- DEMOUY S, PAQUETTE JL, DE SAINT BLANQUAT M, BENOIT M, BELOUSOVA EA, et al.** 2012. Spatial and temporal evolution of Liassic to Paleocene arc activity in southern Peru unraveled by zircon U-Pb and Hf in-situ data on plutonic rocks. *Lithos* 155:183–200.
- DE PAOLO DJ.** 1981. Aneodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra-Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.* 86(B11):470–88.
- DUCEA MN, BARTON MD.** 2007. Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology* 35:1047–50.
- DUCEA MN, SALEEBY JB.** 1998. The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith. *Contrib. Mineral. Petrol.* 133:169–85.
- DUCEA MN.** 2001. The California arc: thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups. *GSA Today* 11:4–10.
- DUCEA, MN., SALEEBY, JB., BERGANTZ, G.** 2015. The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43:299–331.
- DUFEEK J, BERGANTZ GW.** 2005. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt-crust interaction. *J. Petrol.* 46:2167–95.
- FERRARI L, OROZCO-ESQUIVEL T, MANEAV, MANEA M.** 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522:122–49.
- FETTER, A.H., SANTOS, T.J.S., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPAKER, 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*, 6, 265-273.
- GAETANI GA, GROVE TL.** 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131:323–46.
- GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., SATO, K..** 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O

isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202–203, 167–189. doi:10.1016/j.lithos.2014.05.015

GANADE DE ARAUJO, C.E.G.; COSTA, F.G.; PINÉO, T.R.G.; CAVALCANTE, J.C.; MOURA, C.A.V. 2012a. Geochemistry and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 33, p. 21–33.

GEHRELS GE, RUSHMORE M, WOODSWORTH G, CRAWFORD M, ANDRONICOS C, et al. 2009. U-Pb geochronology of the Coast Mountains batholith in north-coastal British Columbia: constraints on age and tectonic evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 121:1341–61.

GILL J. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag.

GIRARDI JD, PATCHETT PJ, DUCEA MN, GEHRELS GE, CECIL MR, et al. 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the CoastMountains batholith, British Columbia. *J. Petrol.* 53:1505–36.

GOSS AR, KAY SM, MPODOZIS C. 2013. Andean adakite-like high-Mg andesites on the northern margin of the Chilean-Pampean flat-slab ($27\text{--}28.5^\circ\text{S}$) associated with frontal arc migration and fore-arc subduction erosion. *J. Petrol.* 54:2193–234.

GROMET LP, SILVER LT. 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrol.* 28:75–125.

GROVE TL, TILL CB, KRAWCZYNSKI MJ. 2012. The role of H_2O in subduction zone magmatism. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 40:413–39.

GROVE TL, TILL CB, KRAWCZYNSKI MJ. 2012. The role of H_2O in subduction zone magmatism. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 40:413–39. Hacker BR, Abers GA, Peacock SM. 2003. Subduction factory. 1. Theoretical mineralogy, density, seismic wave speeds, and H_2O content. *J. Geophys. Res.* 108:B12029.

HALL ML, SAMANIEGO P, LE PENNEC JL, JOHNSON J. 2008. Ecuadorian Andes volcanism: a review of Late Pliocene to present activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176:1–6.

HILDRETH W, MOORBATH S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98:455–89.

HOUSEMA, WERNICKE BP, FARLEY KA. 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature* 396:66–69.

ISACKS BL. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 93(B4):3211–31.

ISHIZUKA O, TANI K, REAGAN MK, KANAYAMA K, UMINO S, et al. 2011. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 306:229–40.

JAGOUTZ O, KELEMEN PB. 2015. Role of arc processes in the formation of continental crust. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43:363–404.

KAY RW, KAY SM. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219:177–89.

- KELEMEN PB.** 1995. Genesis of highMg# andesites and the continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 120:1–19.
- KIMURA JI, YOSHIDA T.** 2006. Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of quaternary lavas in the NE Japan arc. *J. Petrol.* 47:2185–232.
- KISTLER RW, PETERMAN ZE.** 1978. Reconstruction of crustal blocks of California on the basis of initial Sr isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks. Prof. Pap. 1071, US Geol. Surv., Washington, DC.
- LEE CT, CHENG X, HORODYSKYI U.** 2006. The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 151:222–42.
- MAMANI M, TASSARA A, W'ORNER G.** 2008. Composition and structural control of crustal domains in the Central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9:Q03006.
- MAMANI M, W' ORNER G, SEMPERE T.** 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracing crustal thickening and magma generation through time. *Geol. Soc. Am. Bull.* 122:162–82.
- MARCHESI C, GARRIDO CJ, BOSCH D, PROENZA JA, GERVILLA F, et al.** 2007. Geochemistry of Cretaceous magmatism in eastern Cuba: recycling of North American continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles Paleo-arc. *J. Petrol.* 48:1813–40.
- MILLER RB, PATERSON SR, MATZEL JP.** 2009. Plutonism at different crustal levels: insights from the ~5–40 km (paleodepth) North Cascades crustal section, Washington. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 456:125–49.
- MUNTENER O, KELEMEN P, GROVE T.** 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141:643–58.
- OSAKO, L. S.; Castro, N. A. ; BASEI, M. A. S.** Isotopic database of the Ceará State, NE Brazil: Initial analysis in a Geographic Information System. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, 2008, San Carlos de Bariloche. Short Papers.
- OTAMENDI JE, DUCEA MN, BERGANTZ GW.** 2012. Geological, petrological and geochemical evidence for progressive construction of an arc crustal section, Sierra de Valle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. *J. Petrol.* 53:761–800.
- PATERSON SR, OKAYA D, MEMETI V, ECONOMOS R, MILLER RB.** 2011. Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: combined field, geochronologic, and thermal modeling studies. *Geosphere* 7:1439–68.
- PATERSON SR, OKAYA D, MEMETI V, ECONOMOS R, MILLER RB.** 2011. Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: combined field, geochronologic, and thermal modeling studies. *Geosphere* 7:1439–68.
- PATERSON, SC., DUCEA, MN.** 2015. Arc magmatic tempos. *Elements.* April 2015. Vol. 11, nº 2.

- PEARCE JA, PEATE DW.** 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23:251–86.
- PICKETT DA, SALEEBY JB.** 1993. Thermobarometric constraints on the depth of exposure and conditions of plutonism and metamorphism at deep levels of the Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California. *J. Geophys. Res.* 98:609–29.
- RAMOS VA.** 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36:289–324.
- RAPP RP, WATSON EB.** 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36:891–931.
- RODRIGUEZ-VARGAS A, KOESTER E, MALLMANN G, CONCEIC, ~AO RV, KAWASHITA K, WEBER MBI.** 2005. Mantle diversity beneath the Colombian Andes, Northern Volcanic Zone: constraints from Sr and Nd isotopes. *Lithos* 82:471–84.
- ROSSEL P, OLIVEROS V, DUCEA MN, CHARRIER R, SCAILLET S, et al.** 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179:211–30.
- ROSSEL P, OLIVEROS V, DUCEA MN, CHARRIER R, SCAILLET S, et al.** 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos*. 179:211–30.
- RUDNICK RL.** 1995. Making continental crust. *Nature* 378:571–78.
- SALEEBY JB, DUCEA MN, CLEMENS-KNOTT D.** 2003. Production and loss of high-density batholithic roots. *Tectonics* 22:TC001374.
- SALEEBY JB.** 1983. Accretionary tectonics of the North American Cordillera. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 15:45–73.
- SALEEBY JB.** 1990. Progress in tectonic and petrogenetic studies in an exposed cross-section of young (~100 Ma) continental crust, southern Sierra Nevada, California. In *Exposed Cross Sections of the Continental Crust*, ed. MH Salisbury, pp. 132–58. Dordrecht, Neth.: D. Reidel.
- SANTOS, T. J. S.; DANTAS, E. L. ; Fuck, R.A. ; ROSA, F. F. DA ; Araujo, C.E.G; AMARAL, W. S.** The geology and U-Pb and Sm-Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria batholith, NE Brazil. In: *Anais do XI-SNET - Simpósio Nacional de estudos Tectônicos*, 2007. v. 1. p. 142-144.
- SANTOS, T.J.S., AMARAL, W.D.S., ANCELM, M.F., PITARELLO, M.Z., FUCK, R.A., DANTAS, E.L.,** 2015. U–Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. *Gondwana Res.* 28, 1183–1196. doi:10.1016/j.gr.2014.09.013
- SEARLE M.** 2013. Crustal melting, ductile flow, and deformation in mountain belts: cause and effect relationships. *Lithosphere* 5:547–54.
- STERN CR, KILIAN R.** 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakite from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 23:263–81.
- STERN RJ.** 2002. Subduction zones. *Rev. Geophys.* 40:4.
- Wolf MB, Wyllie PJ.** 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115:369–83.

Capítulo 2 - ARTIGO 01: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, PORÇÃO NORDESTE DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL - Implicações para o magmatismo convergente neoproterozoico na Província Borborema Setentrional

Resumo

O Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape, porção NE do Domínio Ceará Central, compreende um núcleo granito-migmatítico com aproximadamente 2.000 km² de extensão e orientação geral NNE-SSW, composto por uma associação de granitoides pré- a tarditectônicos bordejados por gnaisses-migmatíticos com distintos graus de fusão e deformação. Os granitoides são representados por rochas ígneas e ortoderivadas que podem ser distinguidas nos seguintes tipos principais: i) metatextos de composição granodiorítica com ou sem hornblenda; ii) biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica iii) *augen* gnaisses; iv) hornblenda-biotita quartzo-monzonito foliado (granitoide Serra do Gigante); v) biotita granitoide megaporfírico; vi) biotita monzogranito foliado; vii) biotita sienogranito porfírico foliado; viii) granitoides levemente orientados a isotrópicos. As rochas gnáissico-migmatíticas da borda do complexo apresentam composição tonalítica-granodiorítica, são magnesianas, cálcicas a cálcio-alcálicas, de médio a alto K e predominantemente metaluminosas. Na porção central, os granitoides apresentam composição monzo- a sienogranítica, com termos quartzo monzoníticos e granodioríticos subordinados, com biotita como principal fase mineral ferro-magnesiânica. São levemente peraluminosos, magnesianos, cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos de médio a alto K. Análises U-Pb em zircão forneceram idades concordantes de ca. 675 Ma para os granitoides megaporfíricos, ca. 630 Ma e 625 Ma para os biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica e *augen* gnaisses, respectivamente, e ca. 625 Ma para o granitoide Serra do Gigante intrusivo na unidade gnáissico-migmatítica. Granitoides tardi a pós-tectônicos apresentaram quantidades expressivas de zircão herdado com idades concordantes entre 2,0 e 2,1 Ga. Esse magmatismo com assinatura de arco é visto como uma resposta a convergência e colisão do cráton São Luiz-Oeste-África para noroeste e o embasamento Arqueano-Paleoproterozoico da porção NW da Província Borborema.

2.1. Introdução

A combinação de estudos petrológicos, estruturais, geoquímicos e isotópicos indicam que a gênese dos diferentes tipos de granitoides está fortemente controlada pelo ambiente geodinâmico (De Paolo, 1981; Barbarin, 1999; Frost et al., 2001; Vanderhaeghe, 2009; Moyen et al., 2017). A maior parte das áreas de ocorrência de volume significativo de granitoides ocorre em regiões onde a crosta continental foi espessada por orogenia, tanto pela subducção de litosfera oceânica nas margens continentais ativas quanto devido colisão de grandes massas ensiálicas. De acordo com Kemp e Hawkesworth (2005), três cenários diferentes podem ser previstos para a geração de granitoides durante o Proterozoico:

envolvendo fontes puramente crustais, fontes puramente mantélicas e combinações variáveis destes. Cada um desses cenários pode se formar em um ambiente tectônico específico. Os granitoides relacionados à subducção (tipo Andino) exibem características isotópicas e geoquímicas intermediárias entre as da crosta continental e aquelas dos materiais do manto (De Paolo, 1981; Zhou et al., 2006), enquanto que os ambientes colisionais (tipo do Himalaia) demonstram um forte *input* de crosta continental (Wedepohl, 1991; Barbarin, 1999; Vanderhaeghe, 2009).

A composição química dos granitoides relacionados a subducção (tipo Andinos) é caracterizada por um extenso intervalo de composição de elementos maiores desde basáltica a riolítica, tipicamente sem gaps composicionais (Jagoutz & Schmidt, 2012; Jagoutz & Kelemen, 2015). Basaltos são relativamente comuns em arcos de ilha e menos comuns em arcos continentais (Gill, 1981; Grove et al., 2012). Por exemplo, menos de 6% do batólito Sierra Nevada é máfico (Coleman & Glazner, 1998). A maior parte das rochas máficas dos arcos Cordilherianos não são melts mantélicos primitivos (Referências). Arcos compressionais tendem a ser mais ricos em sílica do que arcos extensionais (Ducea et al., 2015). Em termos da composição de elementos maiores os arcos continentais do oeste das Américas, por exemplo, exibem composição que melhor correspondem a média da crosta continental do que a dos arcos de ilha ou a de outros ambientes tectônicos (Rudnick & Gao, 2003; Ducea et al., 2015).

As médias composicionais dos granitoides associados aos diferentes tipos de arco são claramente diferentes e seus teores de sílica e composição de óxidos maiores variam entre aqueles de arcos de ilha e a crosta continental (Ducea et al., 2015). O volume de magma nos arcos é dominado pelos materiais plutônicos, logo a composição dos batólitos provavelmente reflete a média dos arcos, se apenas leve diferença existe entre rochas vulcânicas e intrusivas (Ducea et al., 2015).

Indicadores de elementos traços para a profundidade de fracionamento (Sr/Y, La/Yb e Eu*) sugerem que arcos continentais, em especial os compressionais, foram fracionados em um reservatório pobre em granada e rico em plagioclásio, a 40-45 km abaixo da superfície (Saleeby et al., 2003). A média das razões Sr/Y e La/Yb são elevadas em batólitos e correlacionáveis ao teor de sílica, sugerindo que quanto maior o teor em sílica em um arco, maior a profundidade média de fracionamento e, por inferência, a espessura da crosta (Ducea et al., 2015).

A aglutinação de massas continentais durante a formação do supercontinente Gondwana ocidental no fim do Neoproterozóico (ca. 600 Ma) resultou no fechamento de oceanos em zonas de subducção e a consequente geração de arcos magmáticos no Brasil ([Pimentel & Fuck, 1992](#); [Pedrosa-Soares et al., 2001](#); [Paixão et al., 2008](#); [Tohver et al., 2010](#)). A Província Borborema faz parte de um extenso domínio orogênico que se estende desde o nordeste do Brasil até o oeste da África em reconstruções do supercontinente Pangea. Entender a sua evolução tectônica é crucial para o melhor entendimento da história do crescimento e amalgamação de Gondwana ocidental. Modelos de evolução tectônica durante o Neoproterozoico variam desde a colagem de terrenos tectonoestratigráficos (modelo alóctone, [Brito Neves et al., 2000](#), [Santos et al., 2000](#)), fechamento de grandes domínios oceânicos que anteriormente separavam a província dos cratons Amazônico e São Francisco (modelo de subducção, [Oliveira et al., 2010](#); [Ganade de Araújo et al., 2014](#); [Caxito et al., 2014](#)), a convergência de pequenos blocos continentais formados pelo rifteamento de um continente preexistente, com consumo limitado de litosfera oceânica (modelo intracontinental, [Neves, 2003, 2011](#)).

O Domínio Ceará Central (DCC), localizado na porção norte da Província Borborema, representa uma região chave para o debate referente ao entendimento da evolução da província. O DCC é marcado pela colocação de um grande volume de granitoides, possivelmente gerados durante a convergência, envolvendo a subducção da litosfera oceânica e a colisão dos fragmentos cratônicos Oeste África-São Luiz-Amazônico e São Francisco-Congo durante a colagem tectônica Neoproterozóica Pan-Africana / Brasileira ([Brito Neves & Cordani, 1991](#); [Brito Neves et al., 2000](#)). Este domínio inclui o Complexo Tamboril-Santa Quitéria o qual compreende uma extensa unidade nas porções oeste e noroeste do DCC e tem sua origem atribuída ao desenvolvimento de um arco magmático continental ativo (Arco Magmático de Santa Quitéria – AMSQ) e, portanto, está relacionada aos processos de subducção de litosfera oceânica ([Fetter et al., 2003](#)).

Associações de rochas granito-migmatíticas tem ampla distribuição no DCC as quais são frequentemente correlacionadas ao AMSQ ([Ganade de Araujo et al., 2012a](#); [Costa et al., 2013](#)). Este artigo tem como objetivo apresentar e discutir novos dados de campo, geoquímica, dados geocronológicos U-Pb em zircão e isótopos de Nd de um núcleo granito-migmatítico composto por granitoides

neoproterozoicos na região de Pacatuba-Maranguape, porção nordeste do DCC.

2.2. Contexto Geológico Regional

A Província Borborema (PB) ocupa uma extensão superior a 450.000 km² e foi primeiramente definida por Almeida et al. (1977) como sendo uma região de dobramentos brasileiros de organização complexa na forma de mosaicos, e que abrange um sistema de dobramentos lineares separados entre si por altos do embasamento, relacionados ou não por falhas. Delgado et al. (2003) subdividiram a PB em três sub-províncias: i) Meridional (SM), ii) Central ou Zona Transversal (SZT) e iii) Setentrional (SS). A SS representa a parte localizada a norte do Lineamento Patos (LPa). Brito Neves et al. (2000) integrando dados geológicos, estruturais e geoquímicos (assinaturas crustais de Nd e método U-Pb em zircão) subdividiram a SS em três domínios tectônicos principais: i) Domínio Médio Coreaú (DMC); ii) Domínio Ceará Central (DCC); iii) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) - Fig. 1.

O DCC, onde encontra-se inserida a região de Pacatuba-Maranguape, é uma extensa unidade geotectônica que ocupa a maior parte do território do Ceará (Fig. 1). É limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Dúctil Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e a leste pelo Lineamento Senador Pompeu (LSP) - Brito Neves et al. (2000). Pode ser dividido em quatro unidades litotectônicas maiores: (1) Núcleo Arqueano (NA); (2) Complexo gnáissico Paleoproterozóico (CGPP); (3) Supracrustais de idade proterozóica indivisa a neoproterozóica (SPNP); e (4) Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ) e granitóides neoproterozóicos a cambriano. As rochas do NA foram inseridas por Oliveira & Cavalcante (1993) no Complexo Cruzeta (Fig. 1). Compreende gnaisses migmatíticos apresentando complexo bandamento composicional onde bandas de composição granodioríticas se alternam com bandas de composição tonalítica e granítica. *Boudins* de rochas metamáficas e metaultramáficas são comuns, representando fragmentos de corpos estratificados, com alguns mineralizados em cromita (Arthaud et al., 2008). As idades de cristalização U-Pb indicadas para esta unidade são da ordem de 2,7-2,8 Ga (Fetter, 1999). Registros de crosta mais antiga (3.270 ± 5 Ma - U-PB SHRIMP em zircão) foram obtidos por Silva et al. (2002).

O CGPP é formado por associações gnáissico-migmatíticas que compreendem ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica. Foram

inseridas no Complexo Canindé por [Torres et al. \(2008\)](#) e correspondem ao embasamento das rochas supracrustais neoproterozóicas ([Fig. 2](#)). As Idades U-Pb em zircão variam entre 2,11 e 2,19 Ga com idades-modelo (T_{DM}) entre 2,42 e 2,48 Ga ([Fetter, 1999](#); [Castro, 2004](#)). As rochas metassedimentares compreendem biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses e localmente sillimanita-granada-biotita gnaisses. Apresentam fontes com idades de 2,2 a 1,8 Ga, a partir de estudos de proveniência em zircões detriticos ([Amaral et al., 2010](#)). As rochas da Unidade Algodões ([Fig. 1](#)) possuem similaridades com platôs oceânicos e basaltos gerados em ambientes de back-arc ([Martins et al., 2009](#)). Isócronas de Sm-Nd forneceram uma idade de 2,3 Ga, interpretada como a idade mínima do protólito ([Martins et al., 2009](#)).

As rochas SPNP compreendem a maior parte das rochas metassedimentares do DCC representadas pela Unidade Independência do Complexo Ceará ([Cavalcante et al., 2003](#)) – [Fig. 2.1](#). [Arthaud et al. \(2008\)](#) inseriram essas rochas no Grupo Ceará e o definiram como uma seqüência metassedimentar, migmatizadas ou não, dominada por metapelitos, quartzitos, mármore, rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos formados em um ambiente de margem passiva. Exibem metamorfismo de alto-grau onde relictos de assembleias minerais de facies eclogito ocorrem em anfibolitos intercalados nas rochas metassedimentares em ambos os lados dos granitoides neoproterozóicos do AMSQ ([Castro, 2004](#); [Garcia et al., 2006](#); [Santos et al., 2009](#)). Em estudos de proveniência realizados por [Ancelmi \(2011\)](#) e [Ganade de Araújo et al. \(2012b\)](#), foram obtidos cristais de zircão detríticos com idades em torno de 660 Ma. Os últimos autores constataram ainda que a distribuição das idades assemelham-se as do Grupo Martinópolis (DMC) e sugeriram uma correlação entre bacias em um ambiente de margem ativa que foram posteriormente metamorfisadas em níveis crustais distintos.

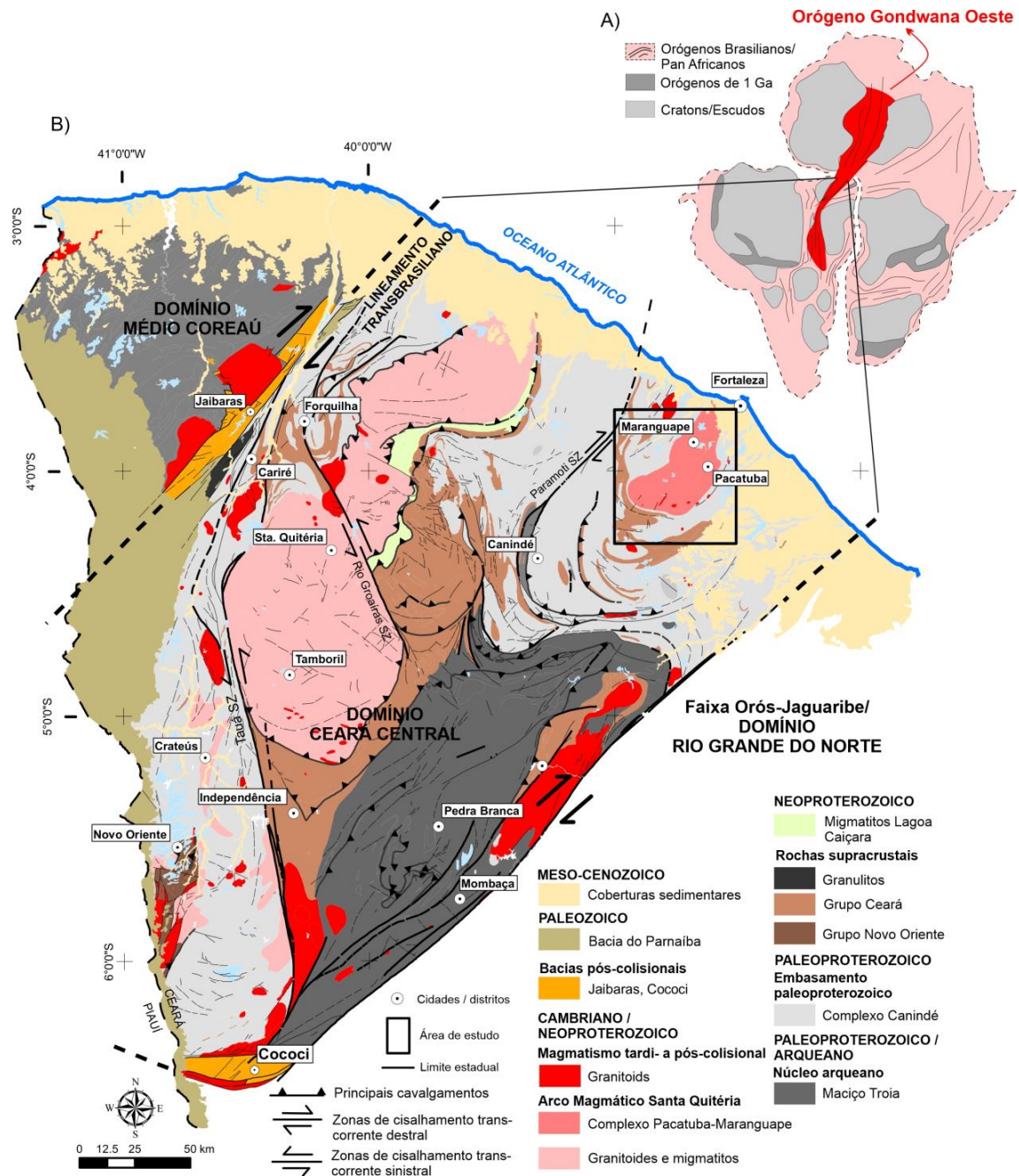


Figura 2.1 - A) Principais blocos cratônicos e orógenos Brasilianos/Pan Africanos (modificado de De Wit et al., 2008; Ganade de Araújo et al., 2014). B) Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central, NW da Província Borborema, com destaque para a região de Pacatuba-Maranguape-CE – retângulo preto (modificado de Cavalcante et al, 2003).

O principal conjunto de rochas graníticas neoproterozóicas está situado em um *trend* NE-SW na porção centro-oeste do DCC, e atualmente recebe o nome de **Complexo Tamboril-Santa Quitéria** (CTSQ - Santos & Brito Neves, 1984; Cavalcante et al., 2003) – Fig. 2.1. Além de rochas com característica predominantemente granítica, este complexo reúne associações migmatíticas (metatexitos e diatexitos) com porções de rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos.

[Fetter et al. \(2003\)](#), baseado nas relações de campo, dados geoquímicos e dados geocronológicos de Sm-Nd e U/Pb em zircões, com idades entre 637 e 624 Ma, apontam para rochas típicas de arco magmático continental.

Com base em datação pelo método U-Pb SHIRIMP e análise de isótopos de Hf-O em grãos de zircão de granitoides e migmatitos do CTSQ, [Ganade de Araújo et al. \(2014\)](#) propuseram a divisão do magmatismo em três períodos principais: i) um período inicial compreendendo essencialmente magmatismo juvenil de arco em ca. de 880-800 continuando até 650 Ma; ii) um período de arco mais maduro de ca. 660-630 Ma caracterizado por rochas magmáticas de fontes híbridas (manto e crosta); e iii) um estágio final de anatexia crustal em 625-618 Ma continuando até ca. de 600 Ma. Segundo os mesmos autores esses três estágios de magmatismo relacionados ao CTSQ no DCC registram a evolução do magmatismo convergente de uma margem continental ativa de Gondwana Oeste desde o estágio de arco juvenil, evoluindo para um ambiente de arco maduro e posterior colisão continental ao fim do Neoprozóico.

Ocorrências de intrusões pós-colisionais são registradas por pulsos magmáticos com idades que variam de ca. 580 a 530 Ma ([Fetter, 1999](#)). Estes são representados pelos plutons Quixadá-Quixeramobim, Mucambo, Meruoca, Barriga e Tauá ([Sial et al., 1981](#); [Almeida et al., 1999](#)). Em geral, estão instalados ao longo das principais descontinuidades geradas pela tectônica pós-colisional, no entanto, alguns podem não estar controlados estruturalmente (e.g. Barriga stock). Por fim, [Castro et al. \(2012\)](#) propõem um estágio transicional de pós-colisional para anorogênico para a instalação dos stocks Quintas, Pajé e São Paulo com idades em torno de 470 Ma.

2.2.1. Geologia da Porção Nordeste do DCC

Excluindo as coberturas sedimentares cenozoicas, esta porção do DCC é constituída por quatro unidades litotectônicas principais: i) embasamento gnáissico-paleoproterozoico; ii) sequências supracrustais neoproterozoicas constituídas por associações de rochas metavulcanossedimentares; iii) um núcleo granito-migmatítico, aqui denominado Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape (nomenclatura estratigráfica informal); e iv) suíte gabro-diorítica pós-colisional.

Os gnaisses do embasamento paleoproterozoico ocorrem como janelas erosivas isoladas no Grupo Ceará e consistem de migmatitos, ortognaisses, granulitos (гнаisses enderbíticos), metanoritos e xistos com protólitos de rochas básicas (Fragomeni, 2011). Ocorrem distribuídos preferencialmente segundo a foliação principal de direção ENE posicionados no núcleo de antiformes comumente associados com falhas de empurrão em um contexto estrutural de domo e bacia e figuras de interferência tipo *boomerang* (Fragomeni, 2011). Com relação as condições metamórficas atingidas pelas rochas dessa unidade, Soares (2016) obtiveram em estudos geobarométricos temperaturas entre 700 °C e 790 °C e pressão entre 4 e 11,6 Kbar para migmatitos paraderivados e gnaisses enderbíticos da região de Chorozinho (Fig. 2.2). Os protólitos dessas rochas apresentaram idades U-Pb em zircão de ca. de 2070 e 2150 Ma (Soares, 2016).

A sequencia supracrustal é representada nessa porção do DCC por rochas metassedimentares com intercalações de rochas metavulcânicas as quais foram inseridas por Torres (2004) na Sequência Acarape (SA). Com base na natureza das associações faciológicas o autor dividiu a sequencia em duas subunidades. A subunidade Aracoiaba é constituída por uma associação metavulcanossedimentar representada por rochas metassedimentares terrígenas (paragnaisses e xistos) com intercalações lenticulares de quartzitos, rochas calcissilicáticas, mármore, rochas metavulcânicas básicas e intermediárias de natureza alcalina, interpretada como formada em um ambiente plataformar marinho raso. A subunidade Baturité – inclui rochas metapelíticas com alternâncias centimétricas de metapsamitos (metarritmitos?), camadas decamétricas de quartzitos, gnaisses aluminosos com grafita, anfibolitos e piroxenitos, que representariam uma associação depositada em um ambiente marinho mais profundo na reconstituição paleogeográfica da SA.

Análises de isótopos de Nd da SA revelaram idades T_{DM} entre 940 Ma e 2100 Ma e valores de $\epsilon Nd_{600\text{ Ma}}$ negativos que sugerem fontes crustais paleoproterozóicas com contribuição de fontes juvenis neoproterozóicas (Torres et al., 2006b). Estudos isótopos realizados nos mármore indicam flutuações de $\delta^{13}C$ compatível com a curva de variação dos carbonatos depositados no início do Neoproterozóico (Torres et al., 2006a). Os autores atribuem ainda a idade U-Pb em zircão de 770 Ma obtida em um metarritolito intercalado em metapelito por Fetter et al.

(1999) como representante dos estágios iniciais de rifteamento antes da abertura da bacia oceânica e subsequente fechamento durante a orogenia Brasiliana. Estudos isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ realizados por [Fragomeni et al., \(2013\)](#) apontam uma origem orgânica para a grafita singenética dos gnaisses aluminosos da subunidade Baturité. Os mesmos autores consideram ainda que a ocorrência de grafita metamórfica disseminada, similar as encontradas nos cinturões kondalíticos da Índia e China, como geo-indicador de bacias sedimentares neoproterozoicas e podem também ser consideradas como geosuturas resultantes do subsequente fechamento de um oceano pretérito ([Dissanayake et al., 2000](#)).

Associações de rochas granitoides e migmatitos neoproterozoicos nessa porção do DCC foram inseridas informalmente na Suíte Pacatuba ([Torres, 2004](#)) e correlacionadas ao Complexo Tamboril Santa Quitéria em trabalhos de mapeamento geológico em escala regional (1:100.000) realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM - [Pinéo & Zwirtes, 2013](#)). No entanto, tais rochas carecem de estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos sistemáticos e a relação destas com o AMSQ é aqui discutida. Para efeito de comparação as mesmas foram inseridas no aqui proposto Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape (CGMPM).

O CGMPM consiste de um núcleo com aproximadamente 2.000 km² de extensão e orientação geral NNE-SSW, constituído na sua porção central por granitoides sin- a tarditectônicos bordejados por gnaisses-migmatíticos orto e paraderivados com distintos graus de fusão e deformação. Com base nos dados de campo recentemente levantados nós propomos a divisão do complexo em três unidades principais: i) unidade gnáissico-migmatítica paraderiva; ii) unidade gnáissico-migmatítica ortoderivada; e iii) granitoides. A unidade paraderivada, sem dados geocronológicos, é constituída por siliminanita-granada-muscovita-biotita gnaisses, com raras rochas cálcio-silicáticas e rochas metamáficas e intrusões de leucogranitos peraluminos por vezes pegmatoides discordantes com a foliação principal. Ocorrem na porção NW do complexo e como restos de rochas supracrustais de ocorrência restrita na porção sul no contato entre a unidade ortoderivada e os granitoides. A foliação é de médio ângulo em geral contornando o núcleo granitoide central. A lineação, ferequentemente marcada por silimanita, geralmente é oblíqua com caimento para E, NE e W. As rochas ortoderivadas e

granitoides, objeto de estudo do presente trabalho serão abordadas em detalhes no tópico seguinte.

As rochas da suíte gabro-diorítica pós-colisional são representadas pelo pluton Pedra Aguda o qual consitui um corpo de forma elipsoidal, com o eixo principal de cerca de 10 km, ao longo da direção N-S. Na borda do pluton, ocorrem rochas de composição básica a intermediária (gabros e dioritos), enquanto a parte central é predominantemente de composição granítica. [Bessa \(2000\)](#) obteve as idades de 594 ± 12 Ma e 595 ± 8 Ma pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão em amostras de monzodiorito e diorito da borda do complexo. Nas rochas encaixantes que circundam a suíte ocorrem veios de minério de grafita maciço que recortam gnaisses orto e paraderivados da SA e gnaisses do embasamento ([Fragomeni et al., 2013](#)). Essas ocorrências associadas as demais nos gnaisses aluminosos com grafita nessa porção do DCC formam o denominado pelos mesmos autores de Distrito Grafítífero de Aracoíaba-Baturité.

Em relação ao contexto estrutural, a região é caracterizada pela influência de um sistemas de *nappes* com vergência para W/SW em um contexto colisional tipo Himalaiano que atuou durante o Neoproterozoico ([Caby & Arthaud, 1986](#)). Uma característica proeminente é o desenvolvimento de uma foliação de médio a baixo ângulo com direção principal NE-SW e subordinadamente ESE-WNW, com mergulho para NW, SE e mais raramente N ou S. Lineação de estiramento ou mineral quando presentes são principalmente N-NE a E-W. Dobramentos após a foliação principal são mais frequentes próximos as zonas de cisalhamento transcorrentes que cortam a região (e.g. Zona de Cisalhamento Paramoti). Próximo ao limite leste do DCC, a foliação principal de caráter sinuoso é truncada pela influência do Lineamento Senador Pompeu, passando a ser predominantemente de direção NE e com mergulho de alto ângulo.

2.3. Tipologia de Granitos e Petrografia

Os granitoides do CGMPM compreendem uma associação de rochas ígneas e meta-ígneas com graus distintos de deformação os quais exibem feições desde relacionadas a recristalização em estado sólido a feições relacionadas a uma deformação sin- a tardi-tectônica. Adicionalmente, intrusões tardias podem apresentar tramas isotrópicas com pouca ou nenhuma evidência de deformação.

Na borda sul do complexo em contato tectônico com as sequências supracrustais neoproterozoicas a deformação é mais acentuada, representada pelos seguintes litotipos: i) metatexitos de composição granodiorítica; ii) biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica; iii) *augen* gnaisses de composição granítica-granodiorítica; e iv) quartzo-monzonito levemente foliado (Granitoide Serra do Gigante). Na porção central do complexo ocorre uma associação de biotita granitoides foliados representando distintos pulsos magmáticos os quais podem ser individualizados com base nas suas características texturais e/ou estruturais nos seguintes tipos litológicos: i) biotita granitoide megaporfírico; ii) biotita monzogranito foliado; e iii) biotita sienogranito inequigranular a porfírico de cor rosa levemente foliados. Os pulsos magmáticos tardios são representados por biotita granitoides de composição granítica a granodiorítica, intrusivos em quase todas as unidades anteriores.

Os migmatitos da porção sul do CGMPM compreendem uma associação heterogênea composta predominantemente por metatexitos estromáticos com protólitos de composição granodiorítica e subordinadamente granítica e tonalítica (Fig. 2.2). São comuns *sheets* de biotita granito foliados junto com volume moderado de leucossoma de composição granítica cortando as bandas de mesossoma representado por hornblenda-biotita gnaiss de composição granodiorítica (Fig. 2.3A-B). Porções mais máficas são representadas por bandas comumente boudinadas mais ricas em biotita e hornblenda ou como enclaves em meio as porções mais félsicas. A foliação regional é representada pelo bandamento gnáissico e contorna o complexo com mergulhos para Ne, N e NW. A intensidade do mergulho é moderada (~45°) e a lineação mineral (biotita, quartzo-feldspato) é oblíqua a *down dip*. Próximo ao contato com as rochas supracrustais na borda sudeste do complexo são mais frequentes mergulhos em alto ângulo (>60°) e a lineação tende a ser direcional (*strike slip*).

O protólito dos metatexitos apresentam biotita (20-30%) e hornblenda (0-15%) como principais fases magnesianas. A composição mineral essencial é constituída ainda por quartzo (10-20%) e plagioclásio (20-25%) geralmente mais abundante que K-feldspato (10-20%). Em menor proporção podem ocorrer titanita, granada e muscovita além de zircão, apatita, alanita, opacos e óxidos de ferro como

fases minerais acessórias. Exibem textura granolepidoblástica com a foliação podendo ser descontínua, marcada por biotita e hornblenda, ou anastomosada formando planos S/C composta pelas fases ferro-magnesianas presentes e titanita (Fig. 2.3C). As bandas mais quartzo-feldspáticas exibem moderado a alto grau de recristalização e localmente porfiroblastos de K-feldspato ou plagioclásio.

Os biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica também ocorrem na porção sul do complexo entre os metatextitos ganodioríticos e os granitoides do núcleo do CGMPM. O paleossoma é representado por biotita gnaisses de composição monzo- a sienogranítica com moderado a restrito volume de nessoma. Este é representado por níveis de composição sienogranítica, as vezes pegmatoides, contínuos ou descontínuos, concordantes com a foliação principal (Fig. 2.3D). Localmente, ocorrem ainda bandas máficas ricas em biotita. Ao microscópio exibem textura granolepidoblástica e são compostos essencialmente por quartzo (25-30%), K-feldspato (25-30%), plagioclásio (10-20%) e biotita (20-30%) - Fig. 2.3E.. Em menores proporções (<5%) podem conter muscovita, clorita e minerais opacos. Como acessórios são frequentes apatita e zircão.

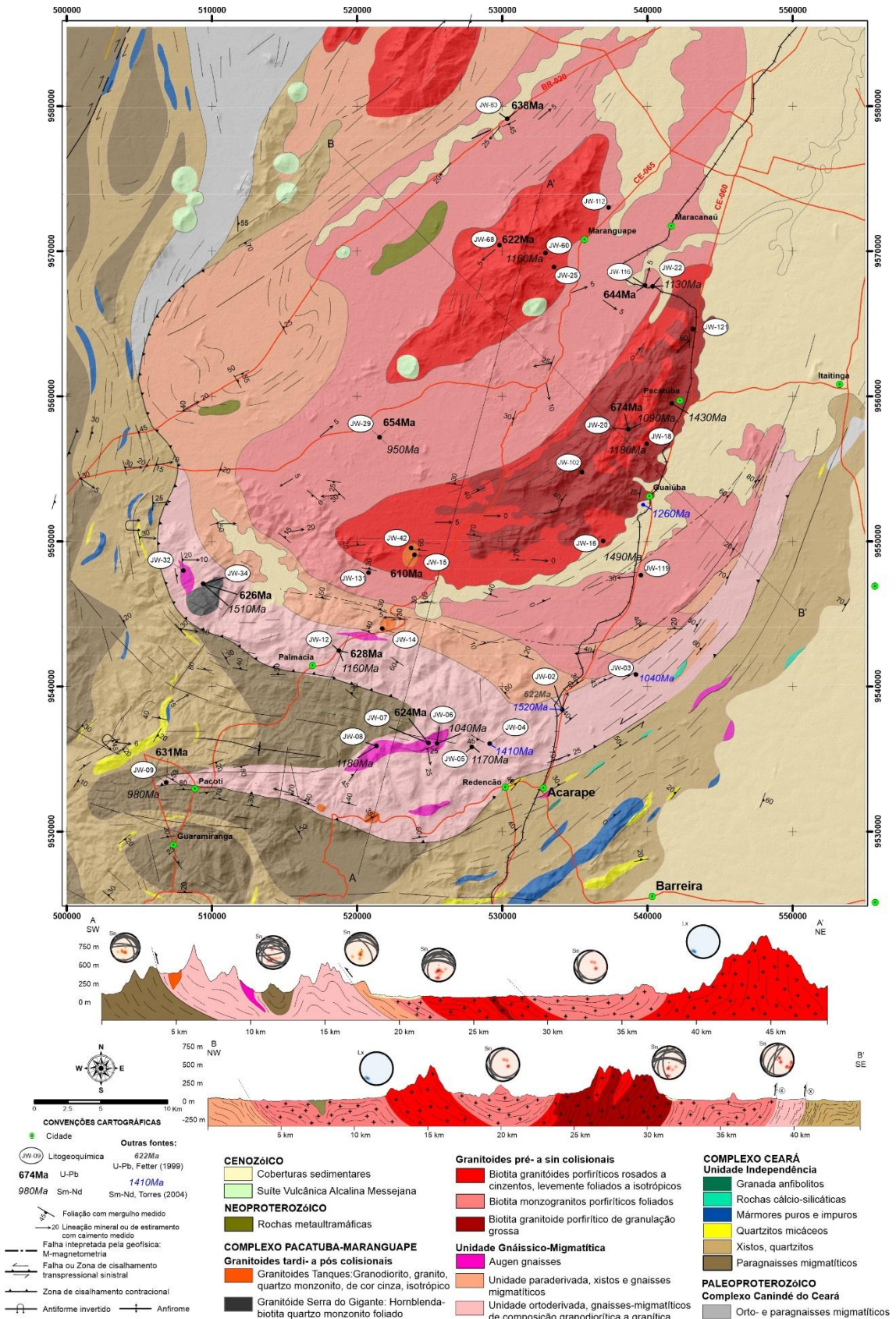


Figura 2.2 - Mapa geológico do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape, porção NE do Domínio Ceará Central e unidades adjacentes. Modificado de [Cavalcante et al. \(2003\)](#) e [Pinéo e Zwirnes \(2013\)](#).

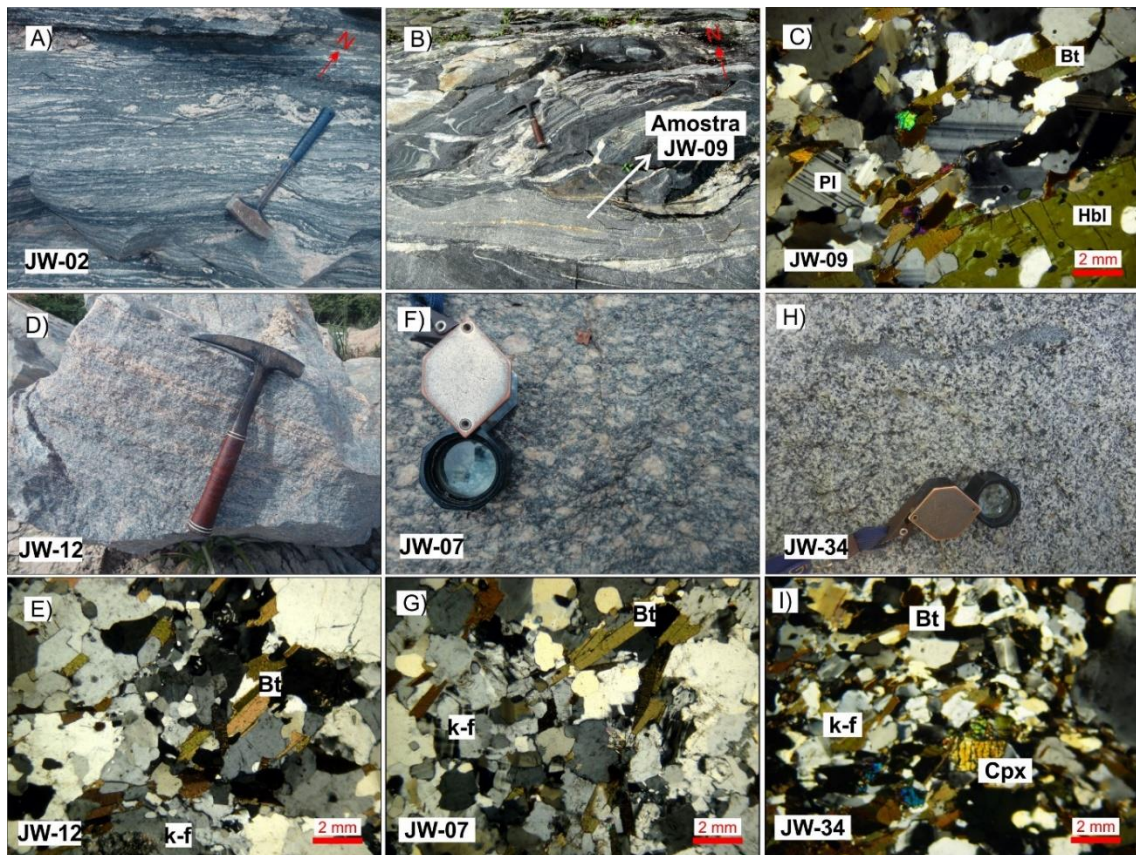


Figura 2.3 - Aspectos de campo e petrografia da unidade gnáissico-migmatítica do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape. A, B e C) Metatexitos estromáticos de composição granodiorítica. D-E) Gnaiss migmatítico de composição monzogranítica; F-G) *Augen* gnaiss de composição granodiorítica; H-I) Granitoide Serra do Gigante – quartzo monzonito com clinopiroxênio. Fotomicrografias: nicóis cruzados, objetiva 4x. Siglas minerais: Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Hbl: hornblenda; K-f: K-feldspato; Cpx: clinopiroxênio.

Os *augen* gnaisses ocorrem como corpos intercalados nas duas unidades anteriores representando intrusões porfíricas de composição granítica a granodiorítica nas porções sul e sudoeste do CGMPM (Fig. 2.2). Exibem orientação principal E-W a WNW-ESSE e correspondem a tectonitos L>S com os fenocristais de feldspatos definindo a trama linear principal com mergulho de baixa intensidade (10-15°) para W, WNW e E. Próximo ao contato com o núcleo granitoide a lineação é de baixo ângulo com mergulho para o interior do complexo. Biotita (30%) representa a principal fase mineral ferro-magnesiana. Em geral tendem a exibir maiores concentrações de K-feldspato (15-30%) do que plagioclásio (10-30%), mas em alguns casos este último pode dominar (Fig. 2.3F-G). Em menores proporções ocorrem muscovita, titanita e carbonato. Fases acessórias são representadas por zircão, alanita e óxidos de ferro.

O Granitoide Serra do Gigante, um corpo intrusivo na unidade gnáissico-migmatítica individualizado na porção oeste do CGMPM difere dos augen gnaisses descritos anteriormente pelo menor grau de deformação e composição quartzo-monzonítica (Fig. 2.2). Este pode ser individualizado e mapeado em imagens aerogeofísicas pela alta contagem total em mapas gamaespectrométricos. No campo, o litotipo principal é representado por hornblenda-biotita granitoide com clinopiroxênio, exibe cor cinza, foliação incipiente (descontínua) marcada pela orientação dos minerais máficos, levemente porfirítico com fenocristais de K-feldspato euédricos e outros mais arredondados, além de agregados de biotita e hornblenda (Fig. 2.3H). Localmente, o corpo é recortado por veios félsicos tardios, de espessura centimétrica a milimétrica, deformados por falhas sinistrais. Ao microscópio, exibe textura granonematoblástica composto por quartzo (10%), K-feldspato (30%), plagioclásio (30%), biotita (20%), hornblenda (10%) e clinopiroxênio (8%) - (Fig. 2.3I). Como acessórios ocorrem titanita, zircão, apatita e minerais opacos. No diagrama de classificação para rochas charnockíticas de Le Maitre (1989) o granitoide Serra do Gigante corresponderia a um quartzo-mangerito.

Os granitoides megaporfiríticos ocorrem na porção sudeste do CGMPM em contato com os biotita monzogranitos foliados e sienogranitos porfiríticos levemente orientados de cor rosa (Fig. 2.2). São rochas de composição granítica a quartzo monzonítica, de granulação grossa e fenocristais centimétricos de microclina (Fig. 2.4A-B). Localmente, podem conter enclaves subarredondados de composição básica. O grau de deformação é variável podendo ser desde incipiente na porção interior do corpo, representada por leve recristalização dos minerais da matriz e presença de fenocristais centimétricos de microclina euédricos, até penetrativa, quando afetada por zonas de cisalhamento que cortam o interior do complexo. São recortados por falhas de orientação NW-SE e diques aplíticos. Quando orientados, os fenocristais de K-feldspato apresentam orientação E-W/30, como no limite leste do corpo, por exemplo.

Ao microscópio exibem textura porfirítica com fenocristais de microclina e matriz de textura fanerítica composta por quartzo (15-30%), K-feldspato (30%), plagioclásio (25%) e em menores proporções muscovita, titanita e epidoto. Como fases minerais acessórias estão presentes zircão, alanita, apatita, minerais opacos e óxidos de ferro. Os enclaves básicos de composição quartzo diorítica exibem textura

nematogranoblástica e são compostos por quartzo (15%), K-feldspato (10%), plagioclásio (30%), epidoto (25%), titanita (9%) e clinopiroxênio (10%).

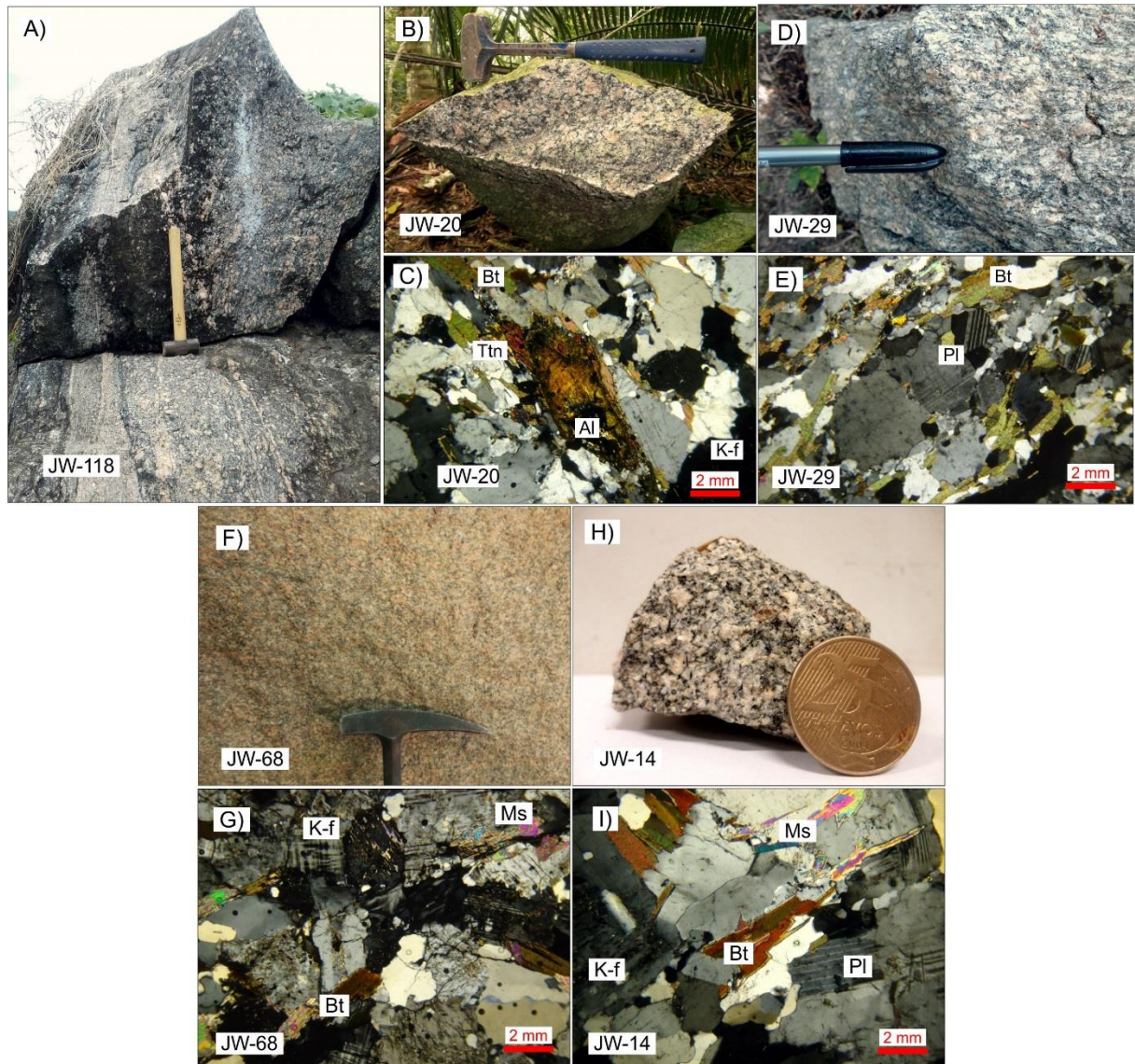


Figura 2.4 - Aspectos de campo e petrografia dos granitoides do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape. A, B e C) Granitoides megaporfiríticos. D-E) Biotita monzogranitos foliados; F-G: Biotita sienogranitos levemente deformados; H-I) Biotita monzogranito inequigranular a levemente porfirítico. Fotomicrografias: nicóis cruzados, objetiva 4x. Siglas minerais: Pl: plagioclásio, Bt: biotita; K-f: K-feldspato; Ttn: titanita, Ms: muscovita, Al: alanita.

Os biotita monzogranitos foliados são rochas de cor cinza, granulação média, inequigranulares seriados a porfiríticas. Predominam na porção central do complexo entre os granitoides megaporfiríticos e os sienogranitos porfiríticos de cor rosa. A composição monzogranítica é predominante no entanto termos granodioríticos também podem ocorrer. A fase ferro-magnesiânica é representada por biotita a qual define a foliação principal observada na rocha. Em geral a foliação

exibe mergulho de baixo a moderado ângulo concordante com o contato com a unidade gnáissico migmatítica. A lineação de estiramento geralmente oblíqua exibe caimento para E e NE. Exibem textura milonítica com a foliação anastomosada formando planos S/C composta por biotita (30%), muscovita (5%) e titanita (4%). São compostos ainda por quartzo (25%), K-feldspato (20%), plagioclásio (15%) - [Fig. 2.4C](#). Como acessórios ocorrem alanita, epidoto, zircão, minerais opacos e óxidos de ferro ([Fig. 2.4C](#)).

2.4. Métodos Analíticos

2.4.1. Geoquímica de Rocha Total

Foram executadas 30 análises por fluorescência de Raios-X e ICP-MS, no Instituto de Geociências da UNICAMP. Os resultados das amostras dos diferentes litotipos analisados e valores obtidos integram as análises em anexo. As análises foram reunidas em tabelas Excel e tratadas pelo *software* GCD-Kit ([Janoušek et al., 2006](#)).

As amostras para análises químicas foram fragmentadas em tamanho adequado para análise química no próprio afloramento rejeitando-se fragmentos com sinais de alteração. As dimensões das amostras coletadas foram proporcionais a granulação das rochas amostradas. Posteriormente, em laboratório, foram reduzidas em britador de mandíbula Fritsch, modelo II, seguido de quarteamento e moagem em moinho de bolas de agata tipo Fritsch, modelo 5/4. Foram moídas entre 50 e 80 g de material britado de cada amostra. As análises químicas foram precedidas pelo ensaio de perda ao fogo (LOI), executados por perda de massa em mufla a 1000 °C por 1½ hora. A confecção dos discos de vidro para análise por fluorescência de raios X foram obtidos de acordo com o método descrito por [Vendemiatto and Enzweiler \(2001\)](#) e envolveu (1) mistura, em cadinho de platina, de 1,2g de amostra moída com 6 g do fundente Spectroflux 100B marca Johnson Matthey e mistura de metaborato com tetraborato de lítio na proporção 80:20 em peso; (2) homogeneização manual da mistura com pequeno bastão plástico; (3) fusão da mistura em equipamento Claisse modelo Fluxy 300 acompanhada da adição de três gotas de solução de iodeto de lítio na concentração 250 g/l. As análises por espectrometria de fluorescência de raios X foram executadas com equipamento Philips modelo PW 2404. A acurácia dos resultados foi checada por análises simultâneas dos materiais de referência: basalto BRP-1 (UNICAMP,

Institute of Geoscience), granodiorito GSP-2 (USGS-), dolerito WSE (CRPG-Centre de Recherche Pétrographiques e Geochimiques) e riolito RGM-1 (USGS).

O preparo das amostras para as análises por ICP-MS seguiu os procedimentos descrito por [Navarro et al. \(2008\)](#) e envolveu (1) dissolução de 0,1g de amostra moída numa mistura de ácidos nítrico e fluorídrico, em bombas tipo Parr. As soluções ácidas foram preparadas com água ultra-pura (18,2 MΩ.cm), obtida por sistema Milli-Q e o ácido nítrico (HNO₃) foi purificado por sub-ebulição. As análises foram realizadas em equipamento ICP-MS da Thermo modelo XseriesII equipado com CCT (Collision Cell Technology). Como limite de detecção (LD) foi utilizado a média ($\bar{x}$) mais 3 desvios-padrão(s) de dez medidas do branco ($LD = \bar{x} + 3s$). A calibração do instrumento foi efetuada com soluções multielementares preparadas gravimetricamente a partir de soluções-padrão monoelementares de 10 mg/l tipo High Purity Standards. O controle de qualidade foi executado por meio de análises simultâneas dos materiais de referência: granito GS-N (Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques), granodiorito GSP-2(USGS), basalto BRP-1 (UNICAMP, Institute of Geoscience), gabro JGb-1 (Geological Survey of Japan) e andesito AGV-1 (USGS).

2.4.2. Geocronologia U-Pb

Amostras representativas das principais unidades ígneas e ortoderivadas do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape foram selecionadas para estudos geocronológicos U-Pb em zircão pela técnica LA-MC-ICP-MS.

Para as análises U-Pb, os concentrados de zircão foram extraídos de 2 a 5 kg de rocha, usando um triturador de mandíbula para reduzir as amostras para a granulação de 500, bateamento e purificação por meio de um separador magnético isodinâmico Frantz. A purificação final foi realizada por seleção manual com microscópio binocular. Os grãos selecionados foram colocados em mounts epoxy, polidas e limpas com ácido de nitrogênio 3% antes da análise. As imagens de catodoluminescência (CL) e de elétrons retroespalhados (BSE) foram usadas para definir os pontos de análise. As imagens CL e BSE foram adquiridas com um microscópio eletrônico de digitalização LEO 430i e EDS no Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas e UNICAMP, Brasil

Os dados foram adquiridos por um ICP-MS Element XR (Thermo Scientific), juntamente com um sistema de ablação a laser Excite.193 (Photon

Machines), equipado com uma célula de ablação HeEx de dois volumes. Os dados foram reduzidos off-line usando o software Lolite (versão 2.5), seguindo o método descrito por [Paton et al. \(2010\)](#), comparando o comportamento do zircão de referência 91.500 ([Wiedenbeck et al., 1995](#)). A correção comum de Pb foi realizada usando Vizual Age versão 2014.10 ([Petrus e Kamber, 2012](#)).

2.5. Resultados

2.5.1. Geoquímica de Rocha Total

Nesta seção serão apresentados os novos dados geoquímicos adquiridos para os granitoides da porção nordeste do Domínio Ceará Central, e os dados compilados para as rochas plutônicas do Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ, [Zincone, 2011](#); [Ganade de Araújo et al., 2012a; 2014](#)).

2.5.1.1. Elementos Maiores

A composição das rochas ortoderivadas da unidade gnáissico-migmatítica varia principalmente de granodiorítica a granítica com termos tonalíticos e quartzo monzoníticos subordinados ([Fig. 2.5](#)). Esse intervalo de composição é similar ao observado para as rochas plutônicas do AMSQ ([Fig. 2.5](#)). A variação dos elementos maiores pode ser observada nos diagramas de Harker ([Fig. 2.6](#)).

Os metatexitos de composição tonalítica-granodiorítica tem conteúdo de SiO_2 entre 63% a 68%, com uma média de 66%. O conteúdo de K_2O varia entre 1.5% e 3.8% com uma média de 2.7% com as amostras plotando principalmente nos campos médio e alto K segundo a subdivisão de [Le Maitre \(2002\)](#), modificado de [Peccerillo & Taylor \(1976\)](#). Em geral as rochas deste grupo apresentam os maiores teores de Al_2O_3 , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MgO , TiO_2 e P_2O_5 ([Fig. 2.6A-H](#)).

O granitoide Serra do Gigante exibe composição quartzo monzonítica (Fig. 2.5), teor de SiO_2 igual a 63.7% e de K_2O em torno de 5.6%. Tem afinidade alto K e composição similar aos metatexitos de composição granodiorítica com os menores teores de CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, MgO , TiO_2 e P_2O_5 (Fig. 2.6D-H).

Os *augen* gnaisses apresentam composição granodiorítica a granítica e subordinadamente quartzo monzonítica (Fig. 2.5). Os termos granodioríticos a graníticos exibem conteúdo de SiO_2 entre 69% e 71%, tem afinidade médio a alto K, com teores de K_2O entre 2.2% e 5.6%. Para os demais elementos, os teores são similares aos observados para os ortognaisses de composição granítica da unidade gnáissica-migmatítica. Os *augen* gnaisses de composição quartzo monzonítica exibem menor teor em SiO_2 (65.4%) e são mais ricos em K_2O (5.4%, Fig. 2.6).

Na classificação de Frost et al. (2001), baseada em elementos maiores, as rochas ortoderivadas do CGMPPM apresentam número de Fe^* principalmente entre 0.60 e 0.78, sem enriquecimento em $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, característico dos granitoides magnesianos e Cordilherianos (Fig. 2.7-A). Devido a mobilidade dos álcalis (K_2O e Na_2O) durante migmatização, as amostras não apresentam um único *trend* similar para o diagrama índice álcali-lime modificado (MALI) vs. SiO_2 e plotam entre os campos cálcico, cálcio-alcálico e álcali-cálcico (Fig. 2.7-B). Em relação ao índice de alumina saturação (ASI), terceira variável do esquema de classificação proposta pelos autores, as amostras apresentam valores de ASI entre 0.88-1.11 caracterizando-as como metaluminosas a levemente peraluminosas (Fig. 2.7-C). Adicionalmente, plotam no campo dos granitos tipo-I ($\text{A/CNK} < 1.1$) utilizados por Chappel and White (1992; 2001) para discriminar estes dos granitos tipo-S ($\text{A/CNK} > 1.1$).

Os granitoides porfíricos de granulação grossa exibem composição predominantemente granítica com os termos mais pobres em SiO_2 exibindo composição quartzo monzonítica. Os teores de SiO_2 variam de 64.6% a 70.1% e de K_2O entre 3.7 e 4.3% plotando no campo das rochas de alto K (Fig. 2.6B). Nos diagramas binários de variação exibem valores similares aos granitoides mais empobrecidos em SiO_2 , com mais altos valores de CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, TiO_2 e P_2O_5 e intermediários de MgO . Enclaves máficos microgranulares de composição monzodiorítica exibem teor de SiO_2 igual a 54.2% e de K_2O em torno de 3.0%.

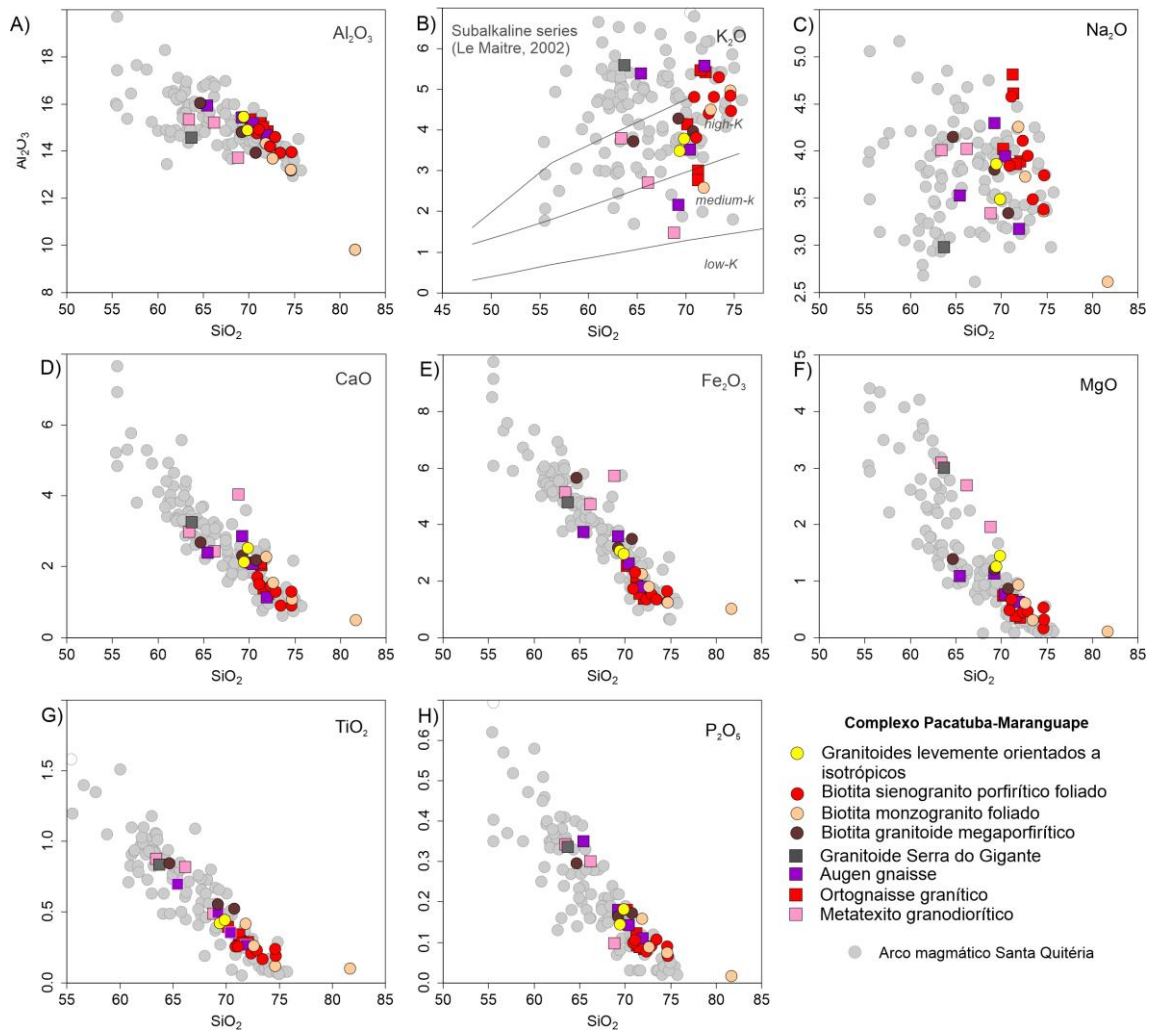


Figura 2.6 - Diagramas de Harker para os granitoides da região de Palmácia-Pacatuba-Maranguape (PPM) e rochas plutônicas do Arco Magmático de Santa Quitéria (SQMA). Os campos para as séries magmáticas subalcalinas de [Le Maitre \(2002\)](#) foram adicionadas ao diagrama SiO₂ x K₂O. Amostras do arco magmático de Santa Quitéria: [Zincone \(2011\)](#), [Ganade de Araújo et al. \(2012a; 2014\)](#).

Os biotita granitoide foliados tem composição granodiorítica a monzo-granítica ([Fig. 2.5A-D](#)), exibem teores de SiO₂ em torno de 71.9% e o mais baixo valor de K₂O para essa unidade (2.6%) atribuindo uma afinidade médio K para essas rochas ([Fig. 2.6B](#)). Comparados aos demais granitoides da unidade exibem valores intermediários de CaO, Fe₂O₃T, MgO, TiO₂ e P₂O₅ ([Fig. 2.6D-H](#)).

Os biotita sienogranitos porfíricos foliados apresentam os mais altos teores de SiO₂ que variam de 70.9% a 81.7%, com média de 74.0%. Representam o grupo de granitoides mais evoluídos do CGMPPM com afinidade alto K, teores entre 3.8% e 5.3% (média de 4.6), e mais baixos valores de Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃T, MgO, TiO₂ e P₂O₅.

A composição dos biotita granitoides levemente deformados a isotrópicos varia de granodiorítica a monzo-granítica com valores de SiO₂ entre 69.3% e 72.5%

e K₂O entre 3.5% e 4.5% (Fig. 2.5A-D). Ambos os tipos plotam no campo da série subalcalina de alto K (Fig. 2.6B). Para os demais elementos maiores exibem valores intermediários entre os demais grupos tendendo para uma composição similar aos sienogranitos porfiríticos foliados (Fig. 2.6D-H).

Na classificação de Frost et al. (2001), os granitoides da porção central do CGMPPM apresentam número de Fe* principalmente entre 0.68 e 0.88, e assim como as rochas ortoderivadas da unidade gnáissico-migmatítica plotam no campo dos granitoides magnesianos (Fig. 2.7-A). No diagrama índice álcali-lime modificado (MALI) vs. SiO₂ os grupos biotita granito foliado e os granitoides menos deformados exibem afinidade cálcio-alcalina enquanto que os quartzo monzonitos e os biotita sienogranitos porfiríticos foliados plotam no campo álcali-cálcico (Fig. 2.7-B). Em relação ao índice de alumina saturação (ASI), os granitoides apresentam valores de ASI entre 1.04-1.11 caracterizando-as como granitoides tipo-I levemente peraluminosas (Fig. 2.7-C).

2.5.1.2. Elementos Traços e Terras Raras

No geral as rochas ortoderivadas e granitoides do CGMPPM apresentam um padrão inclinado enriquecido em LILE's no diagrama multi-elementar normalizado ao manto primitivo, combinado com anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti e anomalias positivas de Th e Pb (Fig. 2.8).

Os grupos exibem valores de Ba 50 a 200 vezes maiores que o manto primitivo com os valores mais baixos observados nos metatexitos de composição granodiorítica (363-478 ppm, média 407 ppm) e os mais altos para os augen gnaisses (1138 ppm-1496 ppm, média 1300 ppm) e biotita granito foliados (1389 ppm). Os valores de Sr são variáveis (61 ppm-954 ppm, média 386 ppm), 7 a 50 vezes mais enriquecidos que o manto primitivo, com os menores teores observados para os sienogranitos porfiríticos foliados e os mais altos para os biotita monzogranitos foliados.

Exibem característica anomalia negativa de Nb com os valores entre 3 ppm e 23 ppm, média de 10.6 ppm. Da mesma forma, os grupos exibem anomalias negativas de P e Ti as quais podem ser atribuídas a um resíduo de apatita e ilmenita no magma parental. Todos os grupos exibem anomalias positivas de Pb com valores entre 70 e 300 vezes aos equivalentes ao manto primitivo. Os valores de Y variam

entre dois intervalos principais, um com teores mais baixos representados pelos ortognaisses graníticos, augen gnaisses e biotita monzogranito foliado (média 6.3 ppm) e outro de mais alto Y representado pelos metatextitos de composição granodiorítica, granitoide Serra do Gigante, quartzo monzonito megaporfírico e sienogranitos porfíricos foliados (média 32.5 ppm).

A maior parte das rochas ortoderivadas e granitoides do CGMPPM tem razão La/Yb_{CH} entre 11 e 87 (média 30.4), onde algumas podem excepcionalmente ser mais enriquecidas e outras mais empobrecidas, mas em geral as amostras exibem um padrão inclinado descendente no diagrama para ETR normalizados ao condrito (CH) de [Sun & McDonough \(1989\)](#) – [Figura 2.7](#).

Foram reconhecidos dois padrões de ETR's normalizados ao condrito para os metatextitos de composição granodiorítica: i) um mais plano (razão La/Yb_{CH} igual a 2.2); e ii) outro mais enriquecido em ETRL (razão La/Yb_{CH} igual a 21.5) – [Figure 2.8B](#). O primeiro grupo é mais empobrecido em ETRL ($\Sigma\text{La-Gd} = 62.7$ ppm) com razão La/Gd_{CH} igual a 2. Exibem ainda ΣETRP igual a 15 ppm, razão Tb/Lu_{CH} igual a 1.1 e discreta anomalia negativa de Eu (razão $\text{Eu/Eu}^* = 0.82$). O segundo grupo exhibe soma de ETRL igual a 257.4 ppm com razão $\text{La/Gd}_N = 7.3$ e anomalia mais pronunciada de Eu (razão $\text{Eu/Eu}^* = 0.65$). São relativamente mais empobrecidos em ETRP ($\Sigma\text{ETRP} = 10.6$ ppm) com razão Tb/Lu_{CH} igual a 2.5. O Granitoide Serra do Gigante exhibe padrão similar ao último sub-grupo sugerindo uma mesma fonte para ambos ([Fig. 2.8B](#)).

Os ortognaisses graníticos exibem um padrão enriquecido em ETRL com a razão La/Yb_{CH} variando de 33 a 370 ([Fig. 2.8D](#)). O somatório dos teores de ETRL variam de 85.9 ppm a 247.9 ppm com a razão La/Gd_N entre 8.3 e 24.2 e discreta anomalia negativa de Eu (razão $\text{Eu/Eu}^* = 0.78-0.84$). Representam o grupo mais empobrecido em ETRP do CGMPPM com o somatório dos teores de ETRP entre 1.4 ppm a 2.7 ppm e razão Tb/Lu_{CH} igual a 2.5.

Os *augen* gnaisses exibem padrão semelhante aos biotita granito foliados da porção central do CGMPPM com a razão La/Yb_{CH} variando de 87 a 43 ([Fig. 2.8F](#)). Os *augen* gnaisses são levemente mais enriquecidos em ETRL ($\Sigma\text{ETRL} = 281.6$ ppm, razão $\text{La/Gd}_N = 14$) sem anomalia de Eu (razão $\text{Eu/Eu}^* = 1.0$). Exibem somatório dos teores de ETRP em torno de 4.4 ppm e razão Tb/Lu_{CH} igual a 4.4. Os biotita granito foliados tem ΣETRL igual a 144.7 ppm, exibem razão La/Gd_N igual

11.9 e discreta anomalia positiva de Eu (razão $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.2$). Exibem ainda ΣETRP igual a 3.1 ppm e razão $\text{Tb}/\text{Lu}_{\text{CH}}$ igual a 2.8.

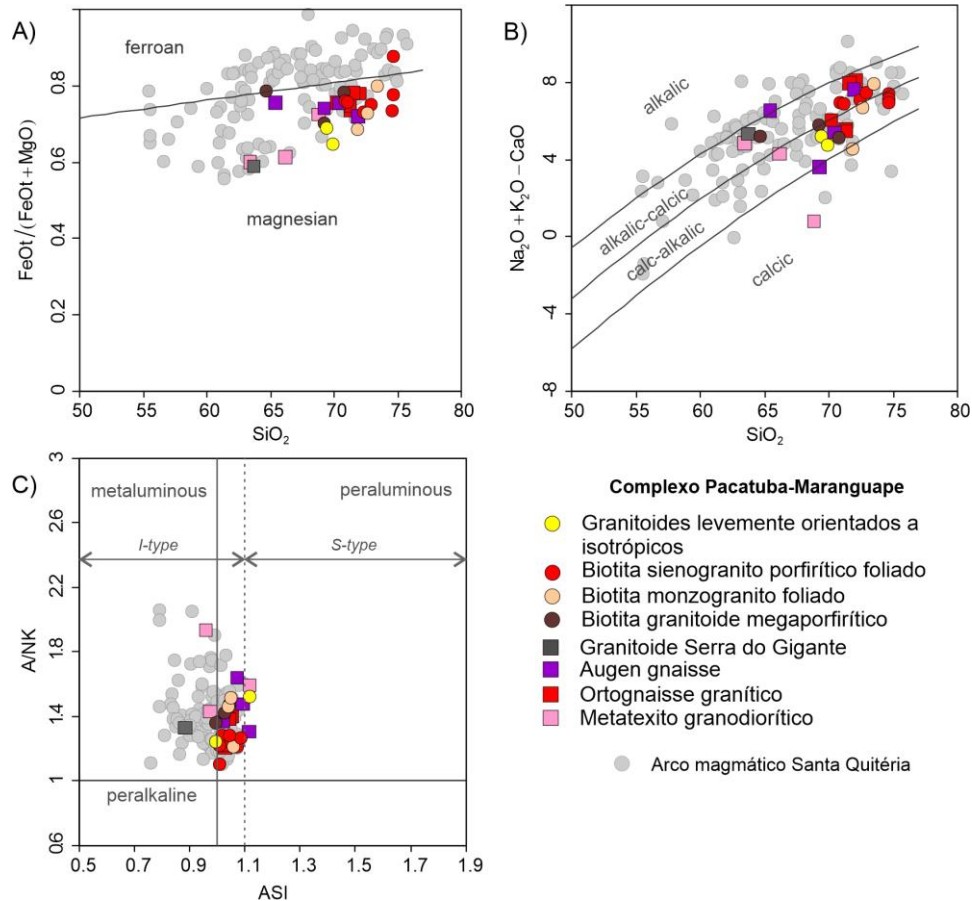


Figura 2.7 - Classificação de [Frost et al. \(2001\)](#) para os granitoides da região de Pacatuba-Maranguape e amostras do arco magmático de Santa Quitéria ([Zincone, 2011](#); [Ganade de Araújo et al., 2012a; 2014](#)).

Os biotita granitoides megaporfiríticos exibem os maiores valores para o somatório de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 311.4$ ppm) e um padrão de ETR normalizados ao condrito paralelo aos biotita sienogranito porfiríticos foliados ([Fig. 2.8H](#)). Apresentam razão $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CH}}$ entre 10.7 e 12.1 e anomalia negativa de Eu (média razão $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6$), indicando a presença de plagioclásio na fonte dos mesmos. O somatório dos teores de ETRL são em variam de 129.9 ppm a 285.8 com razão $\text{La}/\text{Gd}_{\text{N}}$ igual entre 4.6 e 6.9. O somatório de ETRP para os dois grupos varia de 9 ppm a 25.6 ppm e razão $\text{Tb}/\text{Lu}_{\text{CH}} = 1.7-2$.

2.5.2. Geocronologia U-Pb em Zircão

Os resultados isotópicos para as rochas ígneas e meta-ígneas do CGMPM estão disponíveis nos apêndices relacionado a este artigo. Foram selecionadas 4 amostras representativas Complexo Pacatuba-Maranguape para geocronologia U-Pb em zircão, sendo uma de augen gnaiss da borda do complexo quatro dos principais tipos de granitoides da porção central. Uma descrição detalhada das amostras é apresentada a seguir.

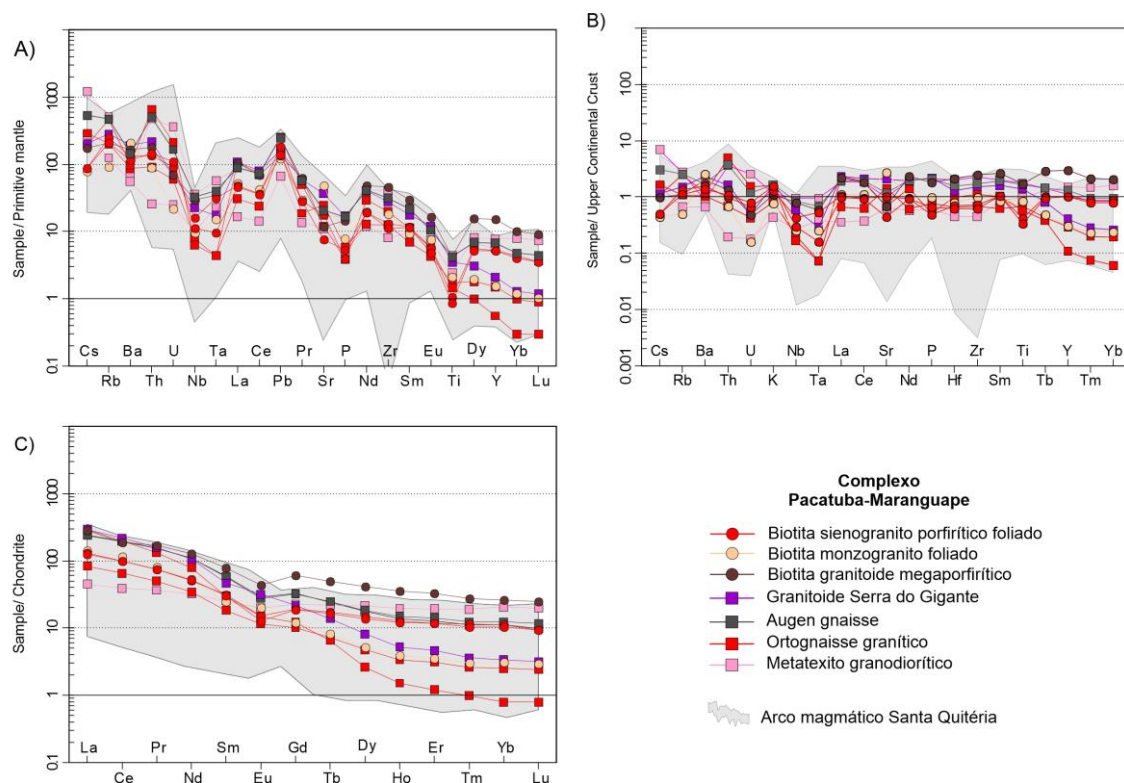


Figura 2.8 - Diagramas de elementos traços e terras raras para os granitoides e rochas ortoderivadas do CGMPM e rochas plutônicas do arco magmático de Santa Quitéria (Zincon, 2011; Ganade de Araújo et al., 2012a; 2014). A) Diagrama multi-elementar normalizado ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995); B) Diagrama multi-elementar normalizado a crosta continental superior segundo Taylor & McLennan (1995); C) Diagrama com elementos terras raras normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1889).

Amostra JW-20. Quartzo monzonito porfirítico de granulação grossa com fenocristais centimétricos de K-feldspato. A amostra foi coletada na porção central do corpo evitando as porções deformadas por zonas de cisalhamento dúcteis tardias. Os grãos selecionados para análise são incolores, raramente amarelados, transparentes, predominantemente eudrais e prismáticos com alguns grãos subedrais e subarredondados. O tamanho dos grãos varia de 160 a 430 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 2:1 a 5:1. Imagens de CL mostram uma textura interna homogênea ou zoneamento oscilatório (Fig. 5). Dos 40

grãos analisados 22 forneceram a idade concordante de 674 ± 4 (2s) Ma interpretada como a idade de cristalização do magma quartzo monzonítico (Fig. 6D). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 75 e 600 ppm com razões Th/U entre 0.09 e 0.97.

Amostra JW-116. É representada por um biotita granito porfirítico de granulação média, levemente foliado, com fenocritais de K-feldspato definindo a lineação mineral orientada segundo a direção principal na porção nordeste do batólito. Os grãos selecionados para análise são incolores, raramente amarelados, transparentes, predominantemente subedrais e prismáticos com alguns grãos subarredondados. O tamanho dos grãos varia de 150 a 200 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 1:1 a 3:1. Imagens de CL mostram uma textura interna caracterizada por zoneamento oscilatório com alguns grãos exibindo bordas de reabsorção. Dos 40 grãos analisados 7 forneceram a idade concordante de 644 ± 5 (2s) Ma interpretada como a idade de cristalização do magma granítico (Fig. 2.9E). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 240 e 760 ppm com razões Th/U entre 0.50 e 1.81.

Amostra JW-68. Consiste de um biotita sienogranito porfirítico de granulação média, cor róseo claro, levemente foliado. Os grãos selecionados para análise são incolores, raramente amarelados, transparentes, predominantemente subedrais e subarredondados com raras faces primárias preservadas. O tamanho dos grãos varia de 130 a 200 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 1:1 a 3:1. Nas imagens de CL observa-se um zoneamento oscilatório bem desenvolvido característico de zircões magmáticos (Fig. 5) com alguns grãos exibindo bordas de mais baixa reflectância. Os grãos analisados forneceram duas idades concordantes: i) 672 ± 4 (2s) Ma fornecida a partir de grãos concordantes interpretados como oriundos da fonte do magma granítico e ii) 622 ± 5 (2s) Ma considerada a idade de cristalização da rocha (Fig. 6G-H). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 307 e 984 ppm com razões Th/U entre 0.22 e 1.82.

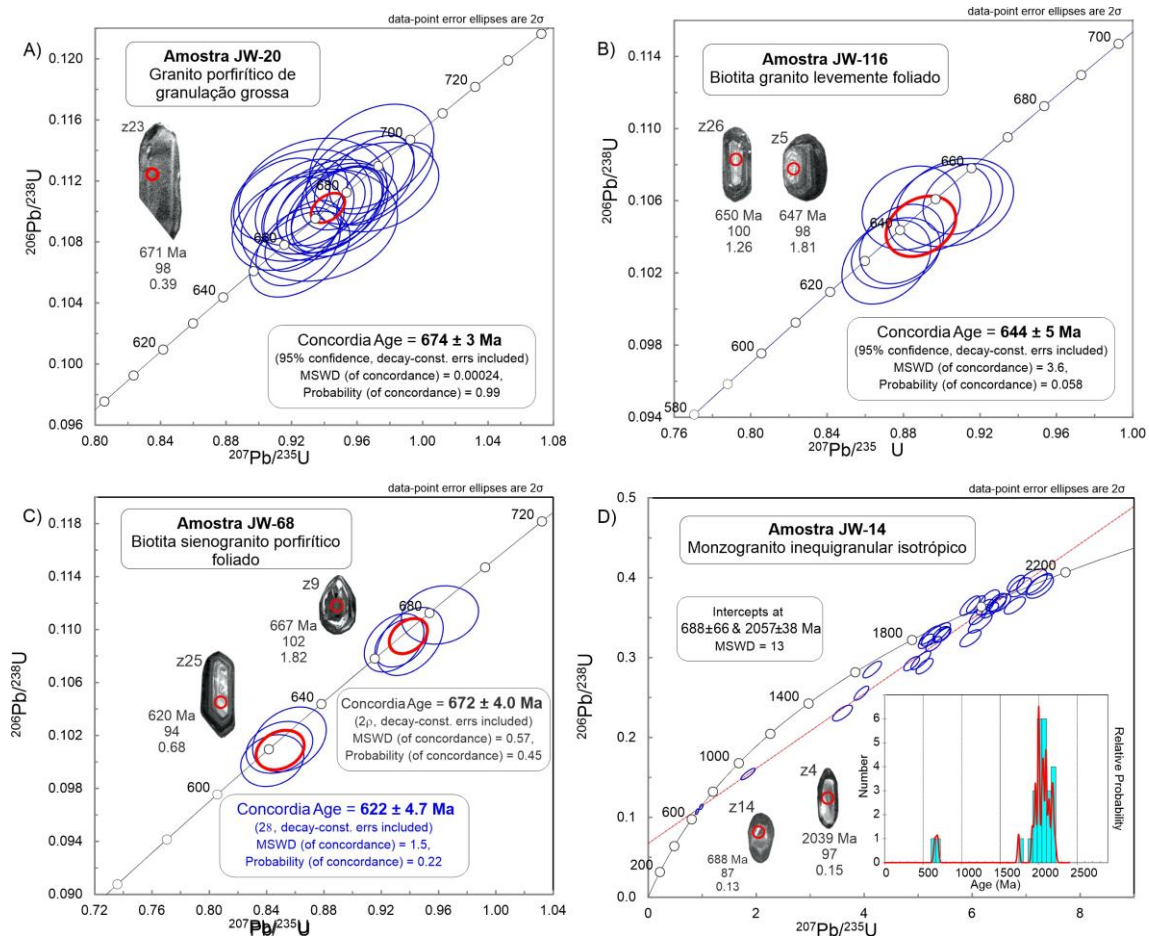


Figura 2.9 - Diagramas Whetheril concórdia U-Pb e imagens de Catodo Luminescência (CL) dos representativos das amostras investigadas. Dados dos grãos analisados nas imagens CL: idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, concordância e razão Th/U.

2.6. Discussão

Os litotipos do Complexo Pacatuba-Maranguape correspondem a uma associação de biotita granitoides porfíricos sin- a tarditectônicos bordejados por gnaisses-migmatíticos ortoderivados exibindo distintos graus de fusão e deformação no nordeste do Domínio Ceará Central, Província Borborema. Dados geocronológicos indicam uma evolução magmática no intervalo entre 675 e 620 Ma. Grãos de zircão interpretados como herdados da fonte e/ou assimilados durante ascensão dos magmas indicam a participação de rochas do início do Neoproterozico na formação do mesmos.

A composição varia de granodiorítica a granítica com termos tonalíticos e quartzo-monzoníticos subordinados. Comumente exibem como minerais acessórios apatita, titanita, zircão e alanita e mais raramente granada e muscovita. São rochas mesocráticas a félsicas, ácidas, com o teor de sílica entre 63.4% e 81.7% e

correspondem a rochas cálcio-alcálicas a alcalino-cálcicas de médio a alto K (Le Maitre, 2002). Quanto ao índice de alumina saturação classificam-se como metaluminosas a levemente peraluminosas e correspondem aos granitoides tipo I de Chappell & White (1974). As concentrações de elementos traços apresentam um espectro típico de rochas relacionadas ao magmatismo de arco caracterizadas pelo enriquecimento em LILE's em relação aos HFSE's (McMillan et al., 1989) e anomalias negativas de Nb, Ti e P.

Os litotipos de composição tonalítica-granodiorítica são representados por metatextos estromáticos com paleossoma exibindo biotita e hornblenda como fases ferro-magnesianas. Fetter (1999) obtiveram a idade de 622 Ma pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão para esta unidade correspondente a amostra JW-02B do presente trabalho. No entanto, a imprecisão do dado analítico como indicado pelo próprio autor, e a identificação de intrusões mais recentes com idades em torno de 630-625 Ma nessa unidade, sugerem um período de formação mais antigo e a idade obtida poderia representar o evento metamórfico que afetou essa sequência ao invés do período de cristalização. Desta forma nós interpretamos o período de 630 Ma como a idade máxima para a idade de cristalização dessa unidade. Adicionalmente, gnaisses-migmatíticos de composição granodiorítica com fontes híbridas (manto+crosta) e idade de ca. 650 Ma ocorrem na borda leste do arco magmático de Santa Quitéria compondo a unidade Lagoa Caiçara (Cavalcante et al., 2003; Castro, 2004; Ganade de Araújo et al., 2014).

Na porção central do Complexo, a composição é predominantemente granítica com granitoides granodioríticos e quartzo-monzoníticos subordinados. Comumente exibem como minerais acessórios apatita, titanita, zircão e alanita e mais raramente muscovita. São rochas félsicas, ácidas, com o teor de sílica entre 64.6 % e 81.7% e correspondem a rochas cálcio-alcálicas a alcalino-cálcicas de médio a alto K (Le Maitre, 2002). Quanto ao índice de alumina saturação classificam-se como levemente peraluminosas e correspondem aos granitoides tipo I de Chappell & White (1974). Assim como os granitoides da borda, apresentam um espectro típico de rochas relacionadas ao magmatismo de arco caracterizadas pelo enriquecimento em LILE's em relação aos HFSE's (McMillan et al., 1989) e anomalias negativas de Nb, Ti e P.

O paralelismo observado nos diagramas multi-elementares e elementos terras raras sugerem que os granitoides do CGMPM são co-genéticos, com distintos graus de diferenciação magmática, mas exibem quantidades diferentes de assimilação crustal como indicado pelos isótopos de Nd.

Os discriminantes geoquímicos utilizados por [Frost et al. \(2001\)](#) são indicadores sensíveis tanto para as regiões fontes dos magmas graníticos quanto para as trajetórias de diferenciação. Os granitoides da região de Pacatuba-Maranguape e do Arco Magmático de Santa Quitéria são predominantemente magnesianos, cálcio-alcálico a alcalino-cálcicos de médio a alto potássio e metaluminosos a levemente peraluminosos.

Granitoides ferrosos são caracterizadas por altas razões $Fe/(Fe+Mg)$, enriquecimento em ferro nos silicatos durante diferenciação e são derivados de fontes basálticas reduzidas, como as rochas das séries toleítica e moderadamente alcalinas ([Frost & Frost, 1997](#)). Granitoides magnesianos, em contraste, são relacionados a magmas de arcos de ilha os quais seguem trends relativamente oxidados. Esses granitoides, ditos como da série da magnetita, estão intimamente ligados a granitoides Cordilherianos ([Ishihara, 1977; 1981](#)). Os granitoides abordados no presente trabalho apresentam número de Fe típico de magmas formados em ambientes convergentes e margens ativas. São rochas de composição que varia de cálcicas a alcalino-cálcicas e são formadas em ambientes de arco ou pós-colisionais ([Frost and Frost, 2008](#)). A assinatura magnesiana também pode ser adquirida por magmas gerados a partir da fusão parcial de rochas magnesianas ([Frost and Frost, 2008](#)).

Rochas da série cálcio-alcálica são supersaturadas em sílica, subalcalinas e não registram enriquecimento em ferro nos termos intermediários ([Middlemost, 1985](#)). Tais rochas ocorrem em típica associação com andesitos orogênicos podendo ser cálcicos, cálcio-alcálicos ou alcalino-cálcicos dependendo da maturidade do arco. As rochas da série cálcio-alcálica de baixo K incluem tonalitos e thondjemitos e granodioritos, em arcos mais jovens, em detrimento dos granitos, constituindo associações do tipo TTG ou adakitos típicas de arcos magmáticos ([Condie, 2005; Martin et al., 2005; Moyen & Martin, 2012; Castro, 2014](#)). As rochas da série cálcio-alcálica podem evoluir para alcalino-cálcicas com o

aumento no teor de K. Elementos como Sr, Ba, Rb e Terras Raras Leves (La, Ce, Pr e Nd) podem exibir correlação positiva com K caracterizando o enriquecimento de médio para alto K. Associações de rochas cálcio-alcálicas caracterizam o magmatismo de arco durante a subducção da placa oceânica, e a evolução do mesmo, refletida no aumento do conteúdo de K.

As idades U-Pb em zircão e a composição isotópica permitem importantes considerações quanto a evolução magmática e tectônica dos granitoides neoproterozoicos dessa porção do Domínio Ceará Central. O intervalo de 660-630 Ma é caracterizado por um magmatismo de fonte híbrida (manto+crosta) que caracterizam um estágio de arco maduro tipo Andino no AMSQ (Fetter, et al., 2003; Ganade de Araújo et al., 2014). O primeiro registro magmático datado no CGMPM antecede em ca. de 15 Ma este período e é representado pelos biotita granitoides megaporfíricos com idade de 674 ± 3 (±Nd= +1.5). A continuidade deste magmatismo é representada pelos granitoides da porção central do CGMPM, com idades de 644 ± 5 Ma e 638 ± 5 Ma bem como por grãos de zircão herdados no granitos mais jovens do complexo com idades sucessivamente mais jovens no intervalo de 670-630 Ma. As idades modelo T_{DM} de Nd para os granitoides e rochas ortoderivadas do CGMPM estão distribuídas entre 790 e 1570 Ma com épsilon de Nd(t) variando de -6,31 a +4.33 (Torres et al., 2006). Os valores positivos de épsilon (Nd), o intervalo de idades modelo TDM Nd e a falta de rochas com idades nessa porção do Domínio Ceará Central, não suportam a hipótese de um magma originado pela fusão de rochas crustais continentais. Parece ter sido originado de uma fonte de manto empobrecido que sofreu alguma contaminação crustal (Arndt & Goldstein, 1987; DePaolo, 1981; 1988; Asmeron et al., 1991; Ducea, 2001).

O ambiente relacionado a subducção é indicado também pelos amplamente utilizados diagramas discriminantes de ambientes tectônicos com base em elementos imóveis (Fig. 2.10). No esquema de classificação proposto por Pearce et al. (1984) tanto os granitoides do arco magmático de Santa Quitéria quanto as amostras analisadas do Complexo Pacatuba-Maranguape não plotam em campos isolados e em geral sobrepõem os limites entre granitos de arco vulcânico e sin-colisionais (Fig. 2.10A-D). Adicionalmente, parte das amostras plotam ainda na porção também correspondente aos granitoides pós-colisionais no diagrama Y+Nb x Rb de Pearce (1996).

No esquema de classificação de [Schandl & Gorton \(2002\)](#), que utiliza as razões entre elementos de alto potencial iônico (HFSE) para a distinção entre distintos ambientes tectônicos de geração de rochas ígneas, as amostras do presente estudo plotam no campo de rochas ígneas formadas em margens continentais ativas, descartando um ambiente intraplaca para as rochas em questão – [Figuras 2.10E e F](#), diagramas Ta vs. Th e Ta/Hf vs. Th/Hf. A composição similar a rochas vulcânicas formadas em ambiente de arco é indicada pelo diagrama SiO₂ x Nb de [Pearce and Gale \(1977\)](#) – [Figura 2.10G](#).

A composição das amostras similar a de arcos magmáticos continentais é indicada no esquema de classificação proposto por [Brown et al. \(1984\)](#) - [Figs. 2.10](#), com algumas amostras (mais primitivas?) do arco magmático de Santa Quitéria plotando o campo de arcos de ilha no diagrama La/Yb versus Th/Yb [Figs. 2.10H e I](#). A maturidade do magma de arco pode ser estimada utilizando a classificação de [Brown et al. \(1984\)](#) no diagrama Rb/Zr versus Nb ([Fig. 2.10J](#)). Os granitoides estudados caem no campo dos arcos continentais normais, que tipicamente compreendem as suítes cálcio-alcálicas metaluminosas a peraluminosas do tipo I ([Brown et al., 1984](#)). A ausência de uma parcela amostral na área de arcos continentais maduros ([Fig. 2.10J](#)), revela o caráter híbrido do magmatismo relacionado a arco nesse setor da Província Borborema, que nem compreende um magmatismo de arco essencialmente juvenil e nem completamente maduro ([Fetter et al., 2003](#); [Ganade de Araújo et al., 2014](#)).

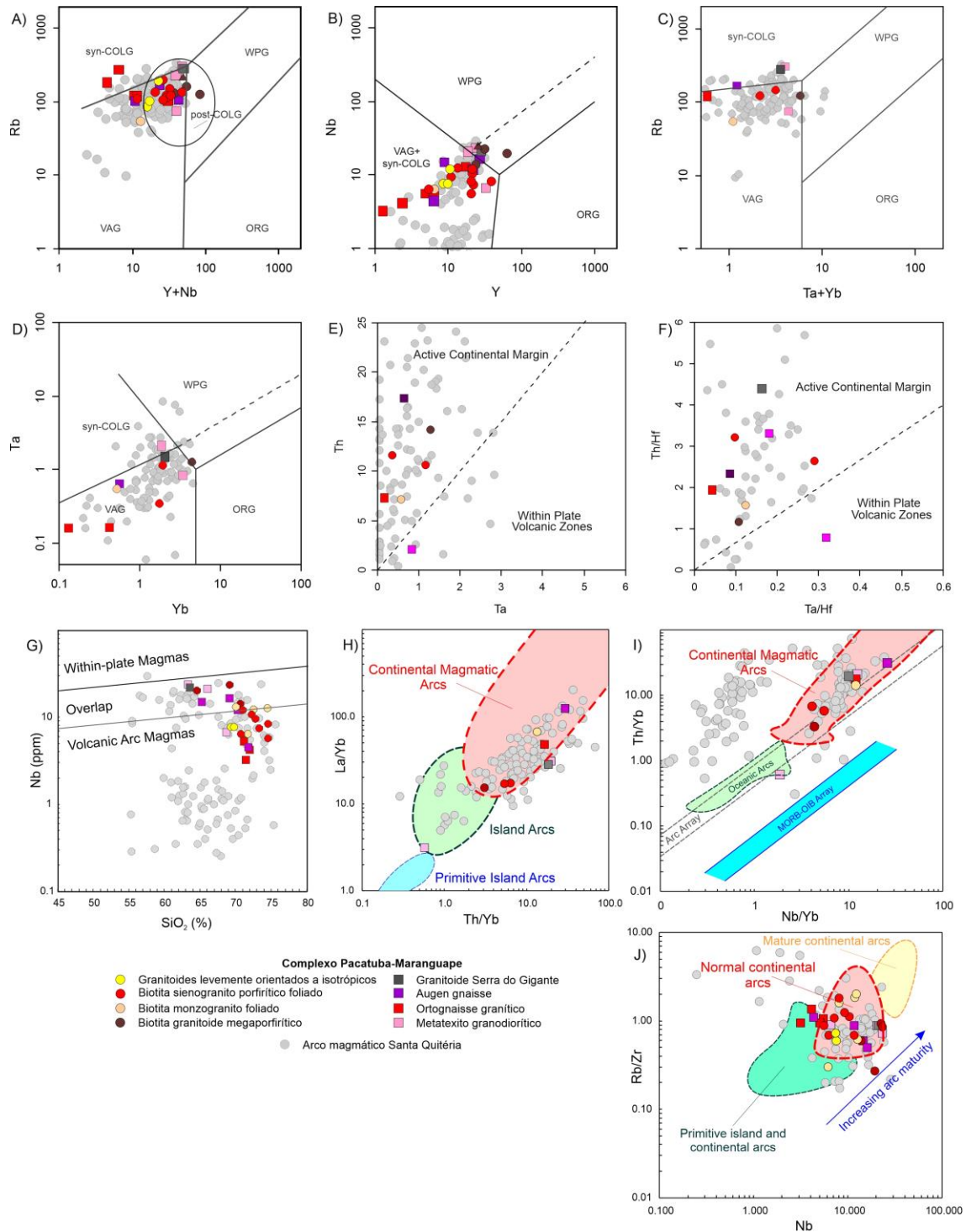


Figura 2.10 - Esquema de classificação discriminante de ambientes tectônicos para os granitoides do CGMPM e rochas plutônicas do arco magmático Santa Quitéria (Zincione, 2011; Ganade de Araújo et al., 2012a; 2014). Diagramas Y+Nb vs. Rb (A), Y vs. Nb (B), Ta+Yb vs. Rb (C) e Ta vs. Yb (D) de Pearce et al. (1984; 1996); Diagramas Ta vs. Th (E) e Ta/Hf vs. Th/Hf (F) de Schandl & Gorton (2002); G) Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Nb}$ de Pearce and Gale (1977); Diagramas La/Yb versus Th/Yb (H), Nb/Yb versus Th/Yb (I) e Rb/Zr versus Nb (J) de Brown et al. (1984).

2.7. Conclusões

Os granitoides e rochas ortoderivadas do CGMPM são interpretados como magmas de fontes híbridas (manto+crosta) de composição

granodiorítica a sienogranítica, com termos subordinados de composição tonalítica e quartzo monzonítica, que representam um intervalo de magmatismo entre ca. 675 a 610 Ma na porção nordeste do DCC. São rochas com o teor de sílica principalmente entre 63 e 75%, cálcio-alcálicas a álcali-cálcicas, de médio a alto potássio, metaluminosas a levemente peraluminosas. A assinatura híbrida de isótopos de Nd é consistente com a interação entre magmas de fontes mantélicas e crustais durante a evolução de um ambiente de arco magmático continental maduro tipo Andino contemporâneo a evolução do Arco Magmático de Santa Quitéria na porção noroeste do Domínio Ceara Central. A interação com materiais mais enriquecidos (crustais) é evidenciado pela composição de elementos incompatíveis similar a crosta continental superior. Esse magmatismo com assinatura de arco é visto como uma resposta a convergência e colisão do cráton São Luiz-Oeste-África para noroeste e o embasamento Arqueano-Paleoproterozoico da porção NW da Província Borborema com a sutura atualmente representada pelos retroeclogitos com coesita da Faixa Eclogítica de Forquilha.

Agradecimentos

O autor agradece a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos, ao apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo 2016/08.289-8) pelo suporte as análises e realização das atividades de campo, ao Insituto de Geociências (IG) da Universidade de Campinas (UNICAMP) pelo suporte técnico e laboratorial e a Erica M. Tonetto pela assistência com as imagens de catodoluminescência.

Referências

- AMARAL, W.S.**, 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Ph.D Dissertation, Universidade de Campinas–UNICAMP.
- AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S., WERNICK, E., MATTEINI, M., DANTAS, E.L., MORETO, C.P.N.**, 2010. U Pb, Lu-Hf and Sm–Nd geochronology of rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. In: VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília.
- AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S., WERNICK, E., NOGUEIRA NETO, J.A., DANTAS, E.L., MATTEINI, M.**, 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province,

NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 22, 892–909. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.011>.

ANCELM, M.F. (2011). Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U–Pb em zircões detríticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica de Forquilha (CE), NW da Província Borborema. Dissertação de mestrado IG/UNICAMP, 90 p. and magmatic flare-ups. *GSA Today* 11:4–10

ARNDT, N.T. & GOLDSTEIN, S.L. (1987). Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15: 893–895.

ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V., 2008. Geology of 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 Atlanti Region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 49–67.

ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V., 2008. Geology of 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 Atlanti Region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 49–67.

BARBARIN, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626. doi:10.1016/S0024-4937(98)00085-1

BESSA, M.D.M.R., 2000. CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E QUÍMICA DO COMPLEXO PEDRA AGUDA, CE – BRASIL. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFC, 144p.

BRITO NEVES, B. B. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. 1975. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975. doi:10.11606/T.44.1975.tde-21062013-104857.

BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. In: Stern, R.J., Van Schmus, W.R. (Eds.), *Crustal Evolution in the Late Proterozoic*. *Precambrian Research* 53, 23–40.

BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeast Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Eds). *Tectonic evolution of South America*. 31 st Internacional Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151–182.

BROWN, C.G., THORPE, R.S., WEBB, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London* 141, 411–426.

CABY, R., ARTHAUD, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871–874.

CABY, R., ARTHAUD, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871–874.

CASTRO, A. 2014. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5: 63–75.

- CASTRO, N.A.**, 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221p.
- CASTRO, N.A.**, 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221p.
- CASTRO, N.A., GANADE DE ARAUJO, C.E., BASEI, M.A.S., OSAKO, L.S., NUTMAN, A., LIU, D.**, 2012. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 36, 18–31.
- CAVALCANTE, J.C., VASCONCELOS, A.M., MEDEIROS, M.F., PAIVA, I.P., GOMES, F.E.M., CAVALCANTE, S.N., CAVALCANTE, J.E., MELO, A.C.R., DUARTE NETO, V.C. & BENEVIDES, H.C.** 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia, CPRM-REFO.
- CAXITO, F.A., UHLEIN, A., STEVENSON, R., UHLEIN, G.J.**, 2014. Neoproterozoic oceanic crust
- CHAPPELL, B.W. AND WHITE, A.J.R.** (1974) Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- COLEMAN D.S., GLAZNER A.F.** 1998. The Sierra Crest magmatic event: rapid formation of juvenile crust during the Late Cretaceous in California. In *Integrated Earth and Environmental Evolution of the Southwestern United States: The Clarence A. Hall, Jr. Volume*, ed. WG Ernst, CA Nelson, pp. 253–72. Columbia, MD: Bellwether
- CONDIE, K.C.** 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80: 33-44.
- COSTA, F. G.; DE ARAUJO, C. E. G.; VASCONCELOS, A. M.; PALHETA, E. S. M.; JUSTO, A. P. O.** 2010. Complexo Tamboril-Santa Quitéria: Evidências de Slab Breakoff durante colisão continental neoproterozóica, norte da Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010. Belém. *Resumos*. Belém: SBG. Núcleo Norte.
- COSTA, F. G.; DE ARAÚJO, CARLOS E.G. ; PINÉO, TERCY R.G. ; VASCONCELOS, ANTONIO M. ; GOMES, I.P. ; RODRIGUES, JOSENEUSA B. .** U-Pb and Sm-Nd constraints for the Morro dos Torrões metarhyolite, Santa Maria sequence, Ceará Central Domain, Brazil. In: IIV-South American Symposium on Isotopic Geology, 2010, Brasília. IIV-South American Symposium on Isotopic Geology-Brasília, 2010.
- COSTA, F.G., GANADE DE ARAÚJO, C.E., AMARAL, W.S., VASCONCELOS, A.M., RODRIGUES, J.B.** 2013. U-Pb (LA-ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, Ceará Central Domain: implication for neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 115-174.
- COSTA, F.G., GANADE DE ARAÚJO, C.E., AMARAL, W.S., VASCONCELOS, A.M., RODRIGUES, J.B.** 2013. U-Pb (LA-ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, Ceará Central Domain: implication for neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 115-174.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M.** (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major

element analyses—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.

DELGADO, I.M. et al. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e Sistema de Informações Geográficas SIG em DVD*. 1. ed. Brasília: Ed. Universidade de Brasília, v. 2000. 692p

DePAOLO, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29: 193-196.

DISSANAYAKE C.B. & CHANDRAJITH R. 1999. Sri Lanka – Madagascar Gondwana linkage: evidence for a Pan-African Mineral Belt. *The Journal of Geology*, 107(2):223-235

DUCEA M.N., PATERSON S.R., De CELLES P.G. 2015. High-flux magmatic events in subduction systems. *Elements* 11. In press

DUCEA, MN. 2001. The California arc: thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting

FETTER, A.H. 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. PhD. Thesis, Dept. of Geology, Kansas University, USA

FETTER, A.H., SANTOS, T.J.S., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPAKER, 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*, 6, 265-273.

FETTER, A.H., SANTOS, T.J.S., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPAKER, 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*, 6, 265-273.

FETTER, A.H., Van SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J.A., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 102–106

FRAGOMENI P.R.P. 2011. Levantamento e estudo das ocorrências de grafita do Distrito Gráfitífero Aracoiába-Baturité, CE. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 126 p.

FRAGOMENI, P.R.P., PEREIRA, R.M., 2013. The graphite mineralization in the Aracoiába-Baturité District (CE): geotectonic and metallogenetic implications. *Brazilian J. Geol.* 43, 223–234. doi:10.5327/Z2317-48892013000200003

FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J., FROST, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.

FROST, B.R., FROST, C.D. 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(11): 1955-1969.

GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., SATO, K. 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O

isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202–203, 167–189. doi:10.1016/j.lithos.2014.05.015

GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., SATO, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202–203, 167–189. doi:10.1016/j.lithos.2014.05.015

GANADE DE ARAUJO, C.E.G., CORDANI, U.G., BASEI, M.A., CASTRO, N.A., SATO, K., SPROESSER, W.M., 2012a. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian*

GANADE DE ARAUJO, C.E.G.; COSTA, F.G.; PINÉO, T.R.G.; CAVALCANTE, J.C.; MOURA, C.A.V. 2012a. Geochemistry and 207Pb/206Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 33, p. 21-33.

GANADE DE ARAUJO, C.E.G.; COSTA, F.G.; PINÉO, T.R.G.; CAVALCANTE, J.C.; MOURA, C.A.V. 2012a. Geochemistry and 207Pb/206Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 33, p. 21-33.

GARCIA, M. G. M. ; ARTHAUD, M. H. ; NOGUEIRA NETO, J. A. ; SANTOS, T. J. S. (2006). High-Pressure Granulites of Ceará Central Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: *Granulites & Granulites*, Brasília. CD Rom Volume.

GILL J. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag

KEMP, A.I.S., HAWKESWORTH, 2005. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. In: Rudnick, R.L., Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*, vol. 3. Elsevier/Pergamon, Oxford, pp. 349-410.

LE MAITRE, R. W. (2002). *Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, 236 p. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535581>

LE MAITRE, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks 1 ed. Oxford, Blackwell Science Publication, 193 p.

MARTIN, H., SMITHIES, R.H., RAPP, R., MOYEN, J.F. & CHAMPION, D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1-24.

MARTINS, G., OLIVEIRA, E.P., LAFON, J.M. 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Paleoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*:15: 71-85.

MCDONOUGH, W.F., SUN, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology* 120, 223-254.

MCMILLAN, N.J., HARMON, R.S., MOORBATH, S., LOPEZ-ESCOBAR, L., STRONG, D.F., 1989. Crustal sources involved in continental arc magmatism: a case study of volcan Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Geology* 17, 1152–1156.

- MIDDLEMOST, E. A. K.**, 1994. Naming Materials in the Magma Igneous Rock System. *Earth-Science Rev.* 37, 215–224 ST–Naming Materials in the Magma Igneou. doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9
- MIDDLEMOST, E.A.K.** 1985. *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman Inc., New York, 266p.
- MOYEN, J.F. MARTIN, H.** 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148: 312–336.
- MOYEN, J.F., LAURENT, O., CHELLE-MICHO, C., COUZINIÉ, S., VANDERHAEGHE, O., ZEH, A., VILLAROS, A., GARDIEN, V.**, 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos* 277, 154–177. doi:10.1016/j.lithos.2016.09.018
- NAVARRO, M. S.; ANDRADE, SANDRA ; ULBRICH, HORSTPETER ; GOMES, CELSO B. ; GIRARDI, VICENTE A.V. .** The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards Newsletter*, v. 32, p. 167-180, 2008.
- 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* 22, 1031. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001352>.
- O'CONNOR, J.T.** (1965) A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. US Geological Survey, 525B, B79-B84.
- OLIVEIRA J. F., CAVALCANTE, J. C.** 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Mombaça SC.24-V-D-V. Estado do Ceará. Escala 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM.
- OLIVEIRA, D.C., WINDLEY, B.F., ARAÚJO, D.B.**, 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Res.* 181, 64e84.
- OSAKO, L. S.; Castro, N. A. ; BASEI, M. A. S.** Isotopic database of the Ceará State, NE Brazil: Initial analysis in a Geographic Information System. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, 2008, San Carlos de Bariloche. Short Papers.
- PAIXÃO, M.A.P., NILSON, A.A., DANTAS, E.L.** 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (eds). Geological Society of London, Special Publications, **294**: 297-318.
- PATON, C., WOODHEAD, J.D., HELLSTROM, J.C., HERGT, J.M., GREIG, A., MAAS, R.**, 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochem. Geophys. Geosys.* (G3) 11. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002618> paper number Q0AA06.
- PEARCE, J.** 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.
- PEARCE, J.A., GALE, G.H.**, 1977. Identification of ore-deposit environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. Geological Society [London] Special Publication 7, 14–24.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.W.**, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.

- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.,R.** (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C.P.** 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwan land assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.
- PETRUS, J.A., KAMBER, B.S.,** 2012. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICPeMSUePb geochronology data reduction. *Geostand. Geoanal. Res.* 36 (3), 247e270.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A.,** 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375–379.
- RUDNICK RL, GAO S.** 2003. Composition of the continental crust. In *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3: *The Crust*, ed. RL Rudnick, pp. 1–64. Oxford, UK: Pergamon
- SALEEBY JB, DUCEA MN, CLEMENS-KNOTT D.** 2003. Production and loss of high-density batholithic roots. *Tectonics* 22:TC001374
- SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B.** 1984. Província Borborema. In: **ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y.** (coords.) *o Pré-Cambriano do Brasil* São Paulo, Edgard Blücher. p. 123-186.
- 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: 31st International Geological Congress. International Union of Geological Sciences, Rio de Janeiro.
- SANTOS, T. J. S.; DANTAS, E. L. ; Fuck, R.A. ; ROSA, F. F. DA ; Araujo, C.E.G; AMARAL, W. S.** The geology and U-Pb and Sm-Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria batholith, NE Brazil. In: *Anais do XI-SNET - Simpósio Nacional de estudos Tectônicos*, 2007. v. 1. p. 142-144.
- SANTOS, T.J.S., AMARAL, W.D.S., ANCELM, M.F., PITARELLO, M.Z., FUCK, R.A., DANTAS, E.L.,** 2015. U–Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. *Gondwana Res.* 28, 1183–1196. doi:10.1016/j.gr.2014.09.013
- SANTOS, T.J.S., GARCIA, M.G.M., AMARAL, W.S., CABY, R., WERNICK, E., ARTHAUD, M.H., DANTAS, E.L., SANTOSH, M.** 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 15: 454-470.
- SCHANDL, E.S.,GORTON,M.P.,** 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629–642.
- SIAL, A.N.; FIGUEIREDO, C.H.; LONG, L.E.** (1981). Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. *Chemical Geology* 31: 271-283.
- SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; PIMENTEL, M.M.; SCANDOLARA, G.R.; WILDNER, W.; ANGELIM, L.A.A. VASCONCELOS, A.M.; RIZZOTO, G.; QUADROS, M.L.E.S.; SANDER, A., ROSA, A.L.Z.** (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruema. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4): 529-544.

- SOARES, W. C.**, 2016. CARCTERIZAÇÃO METAMÓRFICA DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DE CHOROZINHO-CE. Dissertação De Mestrado. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 115 p.
- STRECKEISEN, A., LE MAITRE, R.W.**, 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 136, 169e206.
- SUN, S.S., McDONOUGH, W.F.**, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for manle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345.
- TOHVER, E., TRINDADE, R.I.F., SOLUM, J.G., HALL, C.M., RICCOMINI, C., NOGUEIRA, A.C.** 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, 38: 267-270.
- TORRES P.F.M.** 2004. Aspectos geológicos e geocronológicos da região de Redenção (CE) e adjacências – Contexto regional e evolutivo: Sequência Acarape e Suíte Pacatuba. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFC, 199p.
- TORRES, P.F.M., CAVALCANTE, J. C., PALHETA, E.S.M., VASCONCELOS, A.M., OLIVEIRA, F.V.** 2008. Mapa Geológico - Folha Quixadá (SB.24-V-B). CPRM – SBG – Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza-Ce, Escala 1:250.000.
- TORRES, P.F.M., et al.**, 2006a. ASPECTOS GEOLÓGICOS, PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS DOS MÁRMORES DOLOMÍTICOS COM NÓDULOS DE QUARTZO DA SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR DE ACARAPE-CE. *Revista Brasileira de Geociências*. 36 (4): 748-760.
- TORRES, P.F.M., PARENTE, C. V., DANTAS, E. L., ARTHAUD, M. H., FUCK, R. A., NOGUEIRA NETO, J.A., CASTRO, D.L.** 2006b. Sequência metavulcano-sedimentar Acarape, CE: aspectos geológicos e isótopos Sm/Nd. *Revista de Geologia*, Vol. 19, nº 2, 163-176.
- VANDERHAEGHE, O.**, 2009. Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partiallymolten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belt. *Tectonophysics* 477 (3e4), 119e134.
- VENDEMIATTO, M.A., ENZWEILER, J.**, 2001. Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 25, 283-291.
- WEDEPOHL, K.H.**, 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geologische Rundschau* 80, 207e223.
- WIEDENBECK, M., ALLE, P., CORFU, F., GRIFFIN, W.L., MEIER, M., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J.C., SPIEGEL, W.**, 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu- Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 19, 1e23.
- ZHOU, M.F., YAN, D.P., WANG, C.L., QI, L., KENNEDY, A.**, 2006. Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth and Planetary Science Letters* 248 (1e2), 286e300.
- ZINCONE, S.A.**, 2011. Petrogênese do Batólito Santa Quitéria: implicações ao magmatismo Brasileiro na porção norte da Província Borborema, NE Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas, Campinas-SP, 205 pp.

APÊNDICES ARTIGO 01: Análises Geoquímicas

Sample	JW-02B	JW-04	JW-09	JW-05
Locality	Migmatitos	Migmatitos	Migmatitos	Migmatitos
Petrology	Bt hbl metatexito granodiorítico	Bt metatexito granodiorítico	Bt hbl metatexito granodiorítico	Bt metatexito granítico
SiO ₂	63.410	66.150	68.800	71.280
TiO ₂	0.878	0.821	0.487	0.297
Al ₂ O ₃	15.340	15.220	13.720	15.200
FeO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe ₂ O ₃	5.140	4.720	5.730	1.930
MnO	0.076	0.068	0.145	0.027
MgO	3.090	2.690	1.960	0.630
CaO	2.990	2.440	4.040	2.050
Na ₂ O	4.01	4.02	3.34	4.61
K ₂ O	3.810	2.710	1.480	3.000
P ₂ O ₅	0.343	0.300	0.097	0.093
%PF	0.550	0.750	0.350	0.460
total	99.600	99.900	100.200	99.600
Cs	25.593	n.a.	5.739	n.a.
Rb	305.147	228.000	74.646	123.000
Ba	478.115	379.000	363.317	780.000
Th	38.442	41.000	2.064	4.500
U	7.166	n.a.	0.503	n.a.
Nb	23.469	20.700	6.646	5.500
Ta	2.097	n.a.	0.835	n.a.
Pb	25.022	19.600	9.943	29.500
Sr	346.620	285.000	219.982	408.000
Zr	428.169	264.000	84.643	119.000
Y	24.083	18.900	33.109	5.000
La	56.289	61.000	10.645	18.000
Ce	117.732	91.000	23.934	27.000
Pr	14.554	n.a.	3.458	n.a.
Nd	51.413	49.000	14.929	19.000
Sm	9.065	n.a.	3.918	n.a.
Eu	1.668	n.a.	1.149	n.a.
Gd	6.715	n.a.	4.652	n.a.
Tb	0.904	n.a.	0.817	n.a.
Dy	4.466	n.a.	5.435	n.a.
Ho	0.782	n.a.	1.101	n.a.
Er	2.088	n.a.	3.198	n.a.
Tm	0.282	n.a.	0.484	n.a.
Yb	1.875	n.a.	3.492	n.a.
Lu	0.248	n.a.	0.497	n.a.
Σ REE	268.081	201.000	77.709	64.000
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	11.615	n.a.	2.624	n.a.
Cr	112.982	99.000	20.831	11.600
Ni	43.885	40.000	9.688	2.000
Co	16.262	n.a.	10.784	n.a.
Zn	87.029	96.000	102.951	49.000
Sc	10.645	8.000	21.244	3.000
V	97.339	85.000	91.852	27.400
Cu	5.627	6.500	23.252	1.000
Ga	24.989	20.300	14.928	19.200
Be	5.004	n.a.	1.331	n.a.
Bi	0.496	n.a.	0.076	n.a.
Cd	0.116	n.a.	0.157	n.a.
Li	112.504	n.a.	40.750	n.a.
Mo	1.017	n.a.	1.017	n.a.
Sb	0.356	n.a.	0.037	n.a.
Sn	6.454	n.a.	1.510	n.a.
W	0.742	n.a.	28.244	n.a.
Q	15.458	24.010	32.703	27.913

A	22.516	16.015	8.746	17.729
PI	46.536	44.161	46.335	48.591
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	18.291	28.520	37.254	29.621
ANOR	35.888	38.781	67.389	35.085
Fe* Number	0.599	0.612	0.725	0.734
MAL	4.830	4.290	0.780	5.560
ASI	0.974	11172041.000	0.958	10521206.000
ASI orig	1177489.000	1334496.000	1287890.000	1207948.000
LaN	237.51	257.38	44.92	75.95
CeN	192.37	148.69	39.11	44.12
PrN	153.2	n.a.	36.4	n.a.
NdN	110.09	104.93	31.97	40.69
SmN	59.25	n.a.	25.61	n.a.
EuN	28.76	n.a.	19.81	n.a.
GdN	32.68	n.a.	22.64	n.a.
TbN	24.17	n.a.	21.84	n.a.
DyN	17.58	n.a.	21.4	n.a.
HoN	13.82	n.a.	19.45	n.a.
ErN	12.62	n.a.	19.32	n.a.
TmN	11.06	n.a.	18.98	n.a.
YbN	11.03	n.a.	20.54	n.a.
LuN	9.76	n.a.	19.57	n.a.
La/YbN	21.533	n.a.	2.187	n.a.

Sample	JW-12	JW-02A	JW-03	JW-08	JW-07	JW-06
Locality	Migmatitos	Migmatitos	Migmatitos	Augen gnaisses	Augen gnaisses	Augen gnaisses
Petrology	Bt metatextito granítico	Bt granito foliado (sheet)	Bt gnaissse granítico	Augen gnaissse granítico	Augen gnaisses	Augen gnaissse granítico
SiO2	71.250	71.550	72.050	65.400	69.24	70.400
TiO2	0.341	0.283	0.288	0.697	0.496	0.356
Al2O3	15.190	15.030	14.840	15.930	15.44	15.200
FeO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe2O3	2.160	1.550	1.370	3.730	3.59	2.620
MnO	0.034	0.010	0.013	0.040	0.092	0.073
MgO	0.660	0.390	0.350	1.090	1.13	0.770
CaO	2.120	1.380	1.230	2.410	2.86	2.080
Na2O	4.81	3.86	3.89	3.53	4.30	3.94
K2O	2.770	5.470	5.430	5.390	2.16	3.520
P2O5	0.123	0.088	0.083	0.351	0.181	0.143
%PF	0.310	0.300	0.280	0.870	0.65	0.580
total	99.800	99.900	99.800	99.400	100.1	99.700
Cs	6.118	n.a.	4.009	4.240	n.a.	n.a.
Rb	120.679	182.000	276.487	169.165	107	130.000
Ba	567.286	1009.000	644.660	1265.955	750	1138.000
Th	7.295	29.600	52.917	17.322	n.a.	7.000
U	1.192	n.a.	4.257	1.401	n.a.	n.a.
Nb	5.125	3.200	4.130	14.787	16.3	11.800
Ta	0.161	n.a.	0.158	0.636	n.a.	n.a.
Pb	22.779	32.000	38.449	24.089	15.9	26.900
Sr	491.860	296.000	239.785	725.389	246	223.000
Zr	130.502	198.000	208.235	290.917	221	150.000
Y	6.444	1.300	2.384	8.921	27	22.000
La	19.792	60.000	69.299	69.674	n.a.	20.000
Ce	39.861	85.000	121.388	133.842	n.a.	54.000
Pr	4.731	n.a.	12.542	14.965	n.a.	n.a.
Nd	15.952	16.000	36.780	49.705	n.a.	28.000
Sm	2.809	n.a.	4.575	7.158	n.a.	n.a.
Eu	0.664	n.a.	0.864	1.848	n.a.	n.a.
Gd	2.064	n.a.	2.485	4.448	n.a.	n.a.
Tb	0.272	n.a.	0.245	0.516	n.a.	n.a.
Dy	1.205	n.a.	0.659	2.060	n.a.	n.a.
Ho	0.189	n.a.	0.085	0.294	n.a.	n.a.
Er	0.515	n.a.	0.200	0.765	n.a.	n.a.
Tm	0.066	n.a.	0.025	0.092	n.a.	n.a.
Yb	0.425	n.a.	0.134	0.571	n.a.	n.a.
Lu	0.061	n.a.	0.020	0.080	n.a.	n.a.
Σ REE	88.606	161.000	249.301	286.018	n.a.	102.000
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	3.765	n.a.	5.726	7.431	n.a.	n.a.
Cr	7.235	6.800	10.376	3.798	21.9	13.800
Ni	1.600	2.000	1.543	1.124	6	2.000
Co	3.524	n.a.	1.911	6.534	n.a.	n.a.
Zn	65.997	42.000	61.458	81.933	60	58.000
Sc	3.402	3.000	1.327	3.623	n.a.	6.300
V	38.977	20.700	25.624	60.177	44	26.800
Cu	1.589	22.400	5.703	9.565	4.4	6.200
Ga	23.384	19.300	28.374	25.159	18.1	17.900
Be	3.013	n.a.	2.297	3.195	n.a.	n.a.
Bi	0.060	n.a.	0.027	0.813	n.a.	n.a.
Cd	0.066	n.a.	n.a.	0.039	n.a.	n.a.
Li	80.463	n.a.	28.625	50.071	n.a.	n.a.
Mo	0.134	n.a.	0.266	0.190	n.a.	n.a.
Sb	0.060	n.a.	0.050	0.066	n.a.	n.a.
Sn	2.367	n.a.	3.185	4.347	n.a.	n.a.
W	0.154	n.a.	0.196	0.362	n.a.	n.a.
Q	27.490	24.886	25.718	18.444	n.a.	28.808
A	16.370	32.326	32.090	31.853	n.a.	20.802
PI	50.435	38.920	38.496	39.540	n.a.	42.744
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	29.153	25.887	26.705	20.531	31.563	31.193

ANOR	37.289	16.219	14.813	23.288	50.470	31.135
Fe*	0.747	0.781	0.779	0.755	n.a.	0.754
Number	5.460	7.950	8.090	6.510	n.a.	5.380
MAL	10391045.000	10242173.000	10295590.000	10209949.000	n.a.	10933488.000
ASI	1196908.000	1119967.000	1116148.000	1187790.000	n.a.	1265477.000
ASI orig	83.51	253.16	292.4	293.98	n.a.	84.39
LaN	65.13	138.89	198.35	218.7	n.a.	88.24
CeN	49.8	n.a.	132.02	157.53	n.a.	n.a.
PrN	34.16	34.26	78.76	106.43	n.a.	59.96
NdN	18.36	n.a.	29.9	46.78	n.a.	n.a.
SmN	11.45	n.a.	14.9	31.86	n.a.	n.a.
EuN	10.04	n.a.	12.09	21.64	n.a.	n.a.
GdN	7.27	n.a.	6.55	13.8	n.a.	n.a.
TbN	4.74	n.a.	2.59	8.11	n.a.	n.a.
DyN	3.34	n.a.	1.5	5.19	n.a.	n.a.
HoN	3.11	n.a.	1.21	4.62	n.a.	n.a.
ErN	2.59	n.a.	0.98	3.61	n.a.	n.a.
TmN	2.5	n.a.	0.79	3.36	n.a.	n.a.
YbN	2.4	n.a.	0.79	3.15	n.a.	n.a.
LuN	33.404	n.a.	370.127	87.494	n.a.	n.a.
La/YbN						

Sample	JW-32	JW-34	JW-20A	JW-102A
Locality	Augen gnaisses	Granitoide Serra do Gigante	Granitoide megaporfiritico	Granitoide megaporfiritico
Petrology	Bt Augen gnaissse	Hbl-Bt granito foliado	Bt granito porfiritico	Granitoide megaporfiritico
	granítico	cinza	grosso	
SiO ₂	71.910	63.700	64.630	69.23
TiO ₂	0.264	0.837	0.845	0.557
Al ₂ O ₃	14.690	14.570	16.040	14.81
FeO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe ₂ O ₃	1.800	4.780	5.660	3.19
MnO	0.027	0.076	0.104	0.073
MgO	0.630	3.010	1.390	1.21
CaO	1.130	3.250	2.680	2.32
Na ₂ O	3.17	2.98	4.15	3.80
K ₂ O	5.580	5.600	3.720	4.28
P ₂ O ₅	0.110	0.337	0.296	0.165
%PF	0.610	0.400	0.760	0.5
total	99.900	99.500	100.300	100.1
Cs	n.a.	11.267	3.677	n.a.
Rb	103.000	281.585	125.485	164
Ba	1496.000	953.592	1101.349	646
Th	9.100	40.021	14.189	n.a.
U	n.a.	3.306	1.370	n.a.
Nb	4.400	21.332	19.687	22.9
Ta	n.a.	1.482	1.290	n.a.
Pb	28.900	37.219	20.347	28.6
Sr	534.000	409.578	235.643	307
Zr	96.000	329.028	474.584	181
Y	6.400	28.932	64.899	32
La	54.000	58.182	66.595	n.a.
Ce	85.000	122.409	116.200	n.a.
Pr	n.a.	14.533	15.925	n.a.
Nd	30.000	51.101	60.200	n.a.
Sm	n.a.	8.742	11.891	n.a.
Eu	n.a.	1.607	2.523	n.a.
Gd	n.a.	6.584	12.422	n.a.
Tb	n.a.	0.923	1.843	n.a.
Dy	n.a.	4.632	10.624	n.a.
Ho	n.a.	0.842	2.009	n.a.
Er	n.a.	2.340	5.373	n.a.
Tm	n.a.	0.315	0.691	n.a.
Yb	n.a.	2.095	4.470	n.a.
Lu	n.a.	0.297	0.623	n.a.
Σ REE	169.000	274.602	311.389	n.a.
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	n.a.	9.121	12.118	n.a.
Cr	11.900	105.727	17.659	51
Ni	2.000	49.304	11.674	8.5
Co	n.a.	16.612	9.833	n.a.
Zn	33.000	64.643	77.872	46
Sc	3.000	9.504	13.489	n.a.
V	26.200	92.914	62.270	54
Cu	3.200	10.674	8.077	9.4
Ga	15.700	21.118	22.229	19.3
Be	n.a.	3.950	1.526	n.a.
Bi	n.a.	0.159	0.033	n.a.
Cd	n.a.	0.079	0.093	n.a.
Li	n.a.	31.781	62.430	n.a.
Mo	n.a.	0.957	1.667	n.a.
Sb	n.a.	0.084	0.050	n.a.
Sn	n.a.	3.751	1.532	n.a.
W	n.a.	0.839	0.491	n.a.
Q	29.073	15.326	19.292	n.a.
A	32.976	33.094	21.984	n.a.
PI	31.712	35.055	46.452	n.a.
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	31.008	18.360	21.991	26.476

ANOR	12.909	22.917	34.022	29.200
Fe* Number	0.720	0.588	0.786	n.a.
MAL	7.620	5.330	5.190	n.a.
ASI	11147681.000	0.885	10434827.000	n.a.
ASI orig	1209021.000	1078107.000	1240030.000	n.a.
LaN	227.85	245.49	280.99	n.a.
CeN	138.89	200.01	189.87	n.a.
PrN	n.a.	152.98	167.63	n.a.
NdN	64.24	109.42	128.91	n.a.
SmN	n.a.	57.14	77.72	n.a.
EuN	n.a.	27.71	43.5	n.a.
GdN	n.a.	32.04	60.45	n.a.
TbN	n.a.	24.68	49.28	n.a.
DyN	n.a.	18.24	41.83	n.a.
HoN	n.a.	14.88	35.49	n.a.
ErN	n.a.	14.14	32.47	n.a.
TmN	n.a.	12.35	27.1	n.a.
YbN	n.a.	12.32	26.29	n.a.
LuN	n.a.	11.69	24.53	n.a.
La/YbN	n.a.	19.926	10.688	n.a.

Sample	JW-102B	JW-119	JW-29	JW-22
Locality	Granitoide megaporfiritico (Enclve)	Granitoide megaporfiritico	Biotita granitoides foliados	Granitoides tardi-pos tectônicos
Petrology	Granitoide megaporfiritico (Enclve)	Granitoide megaporfiritico	Bt Augen gnaiss granítico	Bt granito isotrópico
SiO2	54.2	70.75	71.850	72.580
TiO2	1,388	0.523	0.419	0.261
Al2O3	18.05	13.92	14.330	13.680
FeO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe2O3	7.78	3.5	2.250	1.800
MnO	0.201	0.077	0.025	0.048
MgO	3.7	0.87	0.930	0.610
CaO	5.45	2.19	2.270	1.550
Na2O	4.39	3.34	4.26	3.73
K2O	3.02	3.97	2.590	4.500
P2O5	0.399	0.172	0.159	0.088
%PF	1.15	0.45	0.500	0.450
total	99.7	99.8	99.600	99.300
Cs	n.a.	n.a.	1.630	n.a.
Rb	207	132	55.312	191.000
Ba	216	552	1389.142	465.000
Th	n.a.	n.a.	7.149	19.300
U	n.a.	n.a.	0.444	n.a.
Nb	23.4	13.9	6.268	12.000
Ta	n.a.	n.a.	0.558	n.a.
Pb	24	21.1	18.436	28.800
Sr	350	127	953.667	246.000
Zr	248	226	189.213	107.000
Y	25.9	23.9	6.657	10.600
La	n.a.	n.a.	33.822	30.000
Ce	n.a.	n.a.	71.189	40.000
Pr	n.a.	n.a.	7.586	n.a.
Nd	n.a.	n.a.	24.757	11.000
Sm	n.a.	n.a.	3.749	n.a.
Eu	n.a.	n.a.	1.155	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	2.455	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	0.307	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	1.313	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	0.219	n.a.
Er	n.a.	n.a.	0.581	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	0.076	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	0.520	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	0.074	n.a.
Σ REE	n.a.	n.a.	147.803	81.000
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	n.a.	n.a.	4.537	n.a.
Cr	43	64	6.345	14.700
Ni	35.8	8.5	7.098	2.000
Co	n.a.	n.a.	5.254	n.a.
Zn	116	53	44.651	25.500
Sc	n.a.	n.a.	2.668	3.000
V	147	39	42.618	21.100
Cu	67	4.3	5.988	1.000
Ga	21.4	17.6	20.052	16.200
Be	n.a.	n.a.	1.543	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	0.020	n.a.
Cd	n.a.	n.a.	0.020	n.a.
Li	n.a.	n.a.	23.870	n.a.
Mo	n.a.	n.a.	0.338	n.a.
Sb	n.a.	n.a.	0.017	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	0.885	n.a.
W	n.a.	n.a.	0.082	n.a.
Q	n.a.	n.a.	31.367	29.692
A	n.a.	n.a.	15.306	26.594
PI	n.a.	n.a.	46.264	38.664
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	2.407	33.260	33.751	31.271

ANOR	53.612	29.338	40.031	21.077
Fe* Number	n.a.	n.a.	0.685	0.726
MAL	n.a.	n.a.	4.580	6.680
ASI	n.a.	n.a.	10423132.000	0.997
ASI orig	n.a.	n.a.	1226403.000	1111223.000
LaN	n.a.	n.a.	142.71	126.58
CeN	n.a.	n.a.	116.32	65.36
PrN	n.a.	n.a.	79.85	n.a.
NdN	n.a.	n.a.	53.01	23.55
SmN	n.a.	n.a.	24.5	n.a.
EuN	n.a.	n.a.	19.91	n.a.
GdN	n.a.	n.a.	11.95	n.a.
TbN	n.a.	n.a.	8.21	n.a.
DyN	n.a.	n.a.	5.17	n.a.
HoN	n.a.	n.a.	3.87	n.a.
ErN	n.a.	n.a.	3.51	n.a.
TmN	n.a.	n.a.	2.98	n.a.
YbN	n.a.	n.a.	3.06	n.a.
LuN	n.a.	n.a.	2.91	n.a.
La/YbN	n.a.	n.a.	46.637	n.a.

Sample	JW-63A	JW-116	JW-131
Locality	Biotita granitoides foliados cor de rosa	Biotita leucogranitoides foliados cor de rosa	Biotita granitoides foliados
Petrology	Biotita sienogranito foliado	Biotita leucogranitoides foliados cor de rosa	Bt gnaiss granítico
SiO ₂	81.670	74.590	70.170
TiO ₂	0.100	0.239	0.396
Al ₂ O ₃	9.800	13.220	15.360
FeO	n.a.	n.a.	n.a.
Fe ₂ O ₃	1.020	1.640	2.530
MnO	0.026	0.050	0.055
MgO	0.060	0.530	0.740
CaO	0.490	1.300	2.120
Na ₂ O	2.61	3.38	4.020
K ₂ O	4.220	4.850	4.150
P ₂ O ₅	0.016	0.075	0.180
%PF	0.200	0.430	0.320
total	100.200	100.300	100.000
Cs	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	114.000	200.000	105.000
Ba	217.000	380.000	1058.000
Th	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	8.100	12.400	12.900
Ta	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	22.000	32.000	17.500
Sr	30.000	162.000	353.000
Zr	73.000	102.000	174.000
Y	20.700	13.900	17.700
La	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	n.a.	n.a.	n.a.
Pr	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	n.a.
Σ REE	n.a.	n.a.	n.a.
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	n.a.	n.a.	n.a.
Cr	67.000	21.700	19.700
Ni	<3	3.200	<3
Co	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	22.300	27.700	24.000
Sc	n.a.	n.a.	n.a.
V	5.200	21.300	27.100
Cu	1.000	1.000	19.900
Ga	13.800	16.600	19.100
Be	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	n.a.
Cd	n.a.	n.a.	n.a.
Li	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.
W	n.a.	n.a.	n.a.
Q	n.a.	n.a.	n.a.
A	n.a.	n.a.	n.a.
Pl	n.a.	n.a.	n.a.
F	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	49.950	34.304	27.520

ANOR	8.531	17.214	27.584
Fe* Number	n.a.	n.a.	n.a.
MAI	n.a.	n.a.	n.a.
ASI	n.a.	n.a.	n.a.
ASI orig	n.a.	n.a.	n.a.
LaN	n.a.	n.a.	n.a.
CeN	n.a.	n.a.	n.a.
PrN	n.a.	n.a.	n.a.
NdN	n.a.	n.a.	n.a.
SmN	n.a.	n.a.	n.a.
EuN	n.a.	n.a.	n.a.
GdN	n.a.	n.a.	n.a.
TbN	n.a.	n.a.	n.a.
DyN	n.a.	n.a.	n.a.
HoN	n.a.	n.a.	n.a.
ErN	n.a.	n.a.	n.a.
TmN	n.a.	n.a.	n.a.
YbN	n.a.	n.a.	n.a.
LuN	n.a.	n.a.	n.a.
La/YbN	n.a.	n.a.	n.a.

Sample	JW-18	JW-25	JW-68
Locality	Biotita granitoides foliados cor de rosa	Biotita granitoides foliados cor de rosa	Biotita granitoides foliados cor de rosa
Petrology	Bt granito levemente foliado	Bt granito levemente foliado	Biotita sienogranito porfirítico foliado
SiO ₂	73.430	72.360	74.65
TiO ₂	0.168	0.207	0.19
Al ₂ O ₃	13.930	14.210	13.95
FeO	n.a.	n.a.	n.a.
Fe ₂ O ₃	1.360	1.360	1.23
MnO	0.034	0.031	0.014
MgO	0.310	0.450	0.32
CaO	0.900	1.460	1.08
Na ₂ O	3.49	4.11	3.74
K ₂ O	5.300	4.410	4.47
P ₂ O ₅	0.107	0.078	0.066
%PF	0.490	0.690	0.53
total	99.500	99.400	100.2
Cs	1.830	1.834	n.a.
Rb	123.836	151.152	107
Ba	766.774	863.686	1008
Th	11.561	10.625	n.a.
U	2.195	1.824	n.a.
Nb	7.300	10.567	5.6
Ta	0.351	1.159	n.a.
Pb	27.186	20.795	32
Sr	152.815	350.284	317
Zr	117.698	138.282	125
Y	22.030	21.970	20.8
La	29.626	31.400	n.a.
Ce	59.797	61.003	n.a.
Pr	7.097	7.066	n.a.
Nd	24.061	23.796	n.a.
Sm	4.694	4.752	n.a.
Eu	0.735	0.870	n.a.
Gd	3.844	3.948	n.a.
Tb	0.614	0.653	n.a.
Dy	3.512	3.790	n.a.
Ho	0.689	0.714	n.a.
Er	1.939	1.958	n.a.
Tm	0.261	0.289	n.a.
Yb	1.760	1.908	n.a.
Lu	0.239	0.236	n.a.
Σ REE	138.868	142.383	n.a.
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	3.606	4.019	n.a.
Cr	3.683	5.392	16.2
Ni	n.a.	0.718	<3
Co	1.693	2.421	n.a.
Zn	44.023	21.827	20.6
Sc	2.792	2.830	n.a.
V	18.504	23.503	15.7
Cu	7.577	0.752	1
Ga	17.305	19.797	18.8
Be	1.170	2.404	n.a.
Bi	0.029	0.038	n.a.
Cd	0.035	0.038	n.a.
Li	25.064	26.587	n.a.
Mo	0.144	0.293	n.a.
Sb	0.049	0.028	n.a.
Sn	1.042	1.011	n.a.
W	0.124	0.142	n.a.
Q	30.773	28.010	n.a.
A	31.321	26.062	n.a.
Pl	33.277	41.499	n.a.
F	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	32.267	29.308	34.509
ANOR	10.682	20.501	15.720

Fe* Number	0.798	0.731	n.a.
MAI	7.890	7.060	n.a.
ASI	10726625.000	10080907.000	n.a.
ASI orig	1144790.000	1112882.000	n.a.
LaN	125	132.49	n.a.
CeN	97.71	99.68	n.a.
PrN	74.71	74.38	n.a.
NdN	51.52	50.96	n.a.
SmN	30.68	31.06	n.a.
EuN	12.67	15	n.a.
GdN	18.71	19.21	n.a.
TbN	16.42	17.46	n.a.
DyN	13.83	14.92	n.a.
HoN	12.17	12.61	n.a.
ErN	11.72	11.83	n.a.
TmN	10.24	11.33	n.a.
YbN	10.35	11.22	n.a.
LuN	9.41	9.29	n.a.
La/YbN	12.077	11.808	n.a.

Sample	JW-16	JW-60A	JW-112B
Locality	Biotita granitoides foliados cor de rosa	Biotita granitoides foliados cor de rosa	Biotita granitoides foliados cor de rosa
Petrology	Bt granito foliado	Bt granito levemente foliado	Biotita sienogranito porfirítico foliado
SiO ₂	74.610	72.870	70.85
TiO ₂	0.119	0.232	0.256
Al ₂ O ₃	13.190	14.590	14.77
FeO	n.a.	n.a.	n.a.
Fe ₂ O ₃	1.270	1.540	1.72
MnO	0.038	0.033	0.028
MgO	0.160	0.460	0.49
CaO	0.900	1.290	1.7
Na ₂ O	3.36	3.95	3.84
K ₂ O	4.970	4.820	4.82
P ₂ O ₅	0.090	0.091	0.099
%PF	0.350	0.340	1.05
total	99.100	100.200	99.6
Cs	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	138.000	135.000	109
Ba	256.000	869.000	1331
Th	7.700	13.200	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	8.200	9.300	6.3
Ta	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	37.000	29.300	26.7
Sr	61.000	340.000	445
Zr	78.000	112.000	164
Y	39.000	10.900	5.4
La	17.000	35.000	n.a.
Ce	32.000	58.000	n.a.
Pr	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	11.000	21.000	n.a.
Sm	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	n.a.
Σ REE	60.000	114.000	n.a.
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	n.a.	n.a.	n.a.
Cr	15.800	12.600	21.4
Ni	2.000	2.000	<3
Co	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	26.000	26.400	24.4
Sc	3.000	3.200	n.a.
V	6.600	16.900	22.5
Cu	2.300	1.000	1.4
Ga	15.000	18.500	19.2
Be	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	n.a.
Cd	n.a.	n.a.	n.a.
Li	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.
W	n.a.	n.a.	n.a.
Q	34.140	28.259	n.a.
A	29.371	28.485	n.a.
Pl	32.308	39.236	n.a.
F	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	35.630	29.443	#REF!
ANOR	11.661	16.946	#REF!

Fe* Number	0.877	0.751	n.a.
MAL	7.430	7.480	n.a.
ASI	10606558.000	10457395.000	n.a.
ASI orig	1135356.000	1141709.000	n.a.
LaN	71.73	147.68	n.a.
CeN	52.29	94.77	n.a.
PrN	n.a.	NA	n.a.
NdN	23.55	44.97	n.a.
SmN	n.a.		
EuN	n.a.		
GdN	n.a.		
TbN	n.a.		
DyN	n.a.		
HoN	n.a.		
ErN	n.a.		
TmN	n.a.		
YbN	n.a.		
LuN	n.a.		
La/YbN	n.a.		

Sample	JW-121A	JW-14	JW-42
Locality	Biotita granitoides foliados cor de rosa	Granitoides tardi-pos tectônicos	Granitoides tardi-pos tectônicos
Petrology	Biotita granitoides foliados cor de rosa	Bt granito levemente foliado	Granodiorito Tanques
SiO ₂	71.09	69.390	69.850
TiO ₂	0.257	0.423	0.444
Al ₂ O ₃	14.93	15.450	14.900
FeO	n.a.	n.a.	n.a.
Fe ₂ O ₃	2.31	3.070	2.950
MnO	0.058	0.038	0.045
MgO	0.67	1.250	1.440
CaO	1.51	2.130	2.530
Na ₂ O	4.58	3.86	3.49
K ₂ O	3.82	3.490	3.780
P ₂ O ₅	0.105	0.144	0.182
%PF	0.5	0.510	0.560
total	99.8	99.800	100.200
Cs	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	122	87.000	104.000
Ba	844	1255.000	1009.000
Th	n.a.	6.800	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	11.8	7.600	7.500
Ta	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	25.5	27.300	26.700
Sr	275	819.000	560.000
Zr	183	150.000	146.000
Y	21.5	8.600	9.900
La	n.a.	36.000	n.a.
Ce	n.a.	51.000	n.a.
Pr	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	19.000	n.a.
Sm	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	n.a.
Σ REE	n.a.	106.000	n.a.
Eu*	n.a.	n.a.	n.a.
La/Lu(CN)	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	n.a.	n.a.	n.a.
Cr	46	37.000	108.000
Ni	<3	6.700	16.800
Co	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	57	70.000	55.000
Sc	n.a.	3.600	n.a.
V	32	43.000	38.000
Cu	2.2	8.000	8.500
Ga	19.5	19.100	21.600
Be	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	n.a.
Cd	n.a.	n.a.	n.a.
Li	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.
W	n.a.	n.a.	n.a.
Q	n.a.	27.555	n.a.
A	n.a.	20.625	n.a.
PI	n.a.	42.315	n.a.
F	n.a.	n.a.	n.a.
Q'	27.542	30.449	30.718

ANOR	23.162	31.881	33.716
Fe* Number	n.a.	0.688	n.a.
MALJ	n.a.	5.220	n.a.
ASI	n.a.	11173084.000	n.a.
ASI orig	n.a.	1299252.000	n.a.
LaN	n.a.	151.9	n.a.
CeN	n.a.	83.33	n.a.
PrN	n.a.	NA	n.a.
NdN	n.a.	40.69	n.a.
SmN			
EuN			
GdN			
TbN			
DyN			
HoN			
ErN			
TmN			
YbN			
LuN			
La/YbN			

APÊNDICES ARTIGO 01: Análises Geocronológicas U-Pb

Integração	Zircão	Spot	f206 (%)	U (µg.g ⁻¹) 2σ				Th (µg.g ⁻¹) 2σ				Pb (µg.g ⁻¹) 2σ				Th/U calculada	206Pb/238U				207Pb/235U				Dados para concordia ¹				1σ	Idades (Ma) ¹				2σ	
				U	Th	Pb	Th/U	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ		206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ		206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ	% conc ²	
JW20_1	z1	Spot58.FIN2	0.10	267	7	63	2	17	1	0.24	18250	0.907	0.023	2.5	0.1063	0.0023	2.2	0.52	0.0012	656	28	651	13	654	12	99									
JW20B_2	z2	Spot59.FIN2	0.04	441	18	90	4	63	3	0.20	47600	2405.000	0.093	0.0	0.1680	0.0047	2.8	0.87	0.0022	1602	30	996	26	1220	28	62									
JW20_2	z3	Spot60.FIN2	0.14	199	3	58	1	16	1	0.29	13295	0.924	0.021	2.3	0.1077	0.0021	1.9	0.38	0.0014	688	29	660	12	632	11	96									
JW20B_4	z4	Spot61.FIN2	0.40	73	7	49	2	14	1	0.68	4670	0.851	0.037	4.3	0.1063	0.0028	2.6	0.27	0.0014	801	41	650	16	632	20	81									
JW20B_5	z5	Spot62.FIN2	0.05	599	19	180	4	47	1	0.30	37750	0.932	0.018	1.9	0.1000	0.0018	1.8	0.54	0.0008	817	23	613	11	666	10	75									
JW20_3	z6	Spot63.FIN2	0.14	188	7	89	2	27	1	0.47	13150	0.986	0.025	2.5	0.1134	0.0024	2.1	0.41	0.0012	760	32	691	14	695	12	91									
JW20_4	z7	Spot64.FIN2	0.12	239	9	118	5	30	1	0.49	15250	0.925	0.025	2.7	0.1072	0.0023	2.1	0.43	0.0009	740	31	655	13	659	13	89									
JW20_5	z8	Spot65.FIN2	0.22	129	4	59	1	16	1	0.46	8320	0.924	0.029	3.1	0.1071	0.0028	2.6	0.42	0.0014	796	35	656	16	656	15	82									
JW20_6	z9	Spot66.FIN2	0.12	230	9	21	1	6	1	0.09	15250	0.948	0.023	2.4	0.1101	0.0023	2.1	0.48	0.0021	700	29	673	13	675	12	96									
JW20B_10	z10	Spot67.FIN2	0.06	543	21	376	23	105	7	0.69	33500	0.877	0.022	2.5	0.1018	0.0022	2.2	0.64	0.0009	687	22	624	13	636	12	91									
JW20_7	z11	Spot68.FIN2	0.05	604	21	501	29	138	6	0.83	38800	0.973	0.024	2.5	0.1118	0.0022	2.0	0.66	0.0012	696	25	683	13	686	12	98									
JW20B_12	z12	Spot69.FIN2	0.26	112	3	72	4	19	1	0.64	7325	0.969	0.031	3.2	0.1136	0.0028	2.5	0.37	0.0012	788	35	691	16	678	16	88									
JW20_8	z13	Spot70.FIN2	0.13	273	7	109	5	29	2	0.49	14350	0.954	0.023	2.4	0.1116	0.0023	2.1	0.44	0.0012	691	28	680	13	677	12	98									
JW20_9	z14	Spot71.FIN2	0.11	273	9	83	4	25	1	0.30	17200	0.948	0.023	2.4	0.1103	0.0022	2.0	0.48	0.0012	726	26	675	13	678	12	93									
JW20_10	z15	Spot72.FIN2	0.11	270	13	83	6	24	2	0.31	17450	0.938	0.022	2.3	0.1102	0.0020	1.8	0.42	0.0014	706	27	674	12	673	11	95									
JW20B_16	z16	Spot73.FIN2	0.18	175	8	113	3	29	1	0.64	10330	0.881	0.024	2.7	0.1004	0.0021	2.1	0.35	0.0010	802	31	616	12	641	13	77									
JW20B_17	z17	Spot74.FIN2	0.26	114	7	56	4	27	1	0.49	7285	2.770	0.250	9.0	0.1262	0.0037	2.9	0.55	0.0420	1920	130	763	21	1161	59	40									
JW20_11	z18	Spot75.FIN2	0.16	176	5	24	1	7	0	0.14	11380	0.946	0.024	2.5	0.1101	0.0023	2.1	0.44	0.0021	759	28	674	13	670	12	89									
JW20_12	z20	Spot77.FIN2	0.17	186	14	107	5	28	2	0.58	10900	0.939	0.030	3.2	0.1090	0.0026	2.4	0.29	0.0012	809	34	665	15	669	15	82									
JW20_13	z21	Spot78.FIN2	0.15	215	18	89	4	24	1	0.41	12850	0.962	0.027	2.8	0.1122	0.0025	2.2	0.30	0.0013	767	34	683	14	683	14	89									
JW20_14	z22	Spot79.FIN2	0.16	196	9	44	1	14	1	0.22	11675	0.972	0.031	3.2	0.1116	0.0024	2.2	0.26	0.0019	763	37	681	14	676	15	89									
JW20_15	z23	Spot80.FIN2	0.13	246	15	96	4	26	1	0.39	14600	0.930	0.023	2.5	0.1099	0.0022	2.0	0.35	0.0011	684	29	671	13	667	12	98									
JW20B_24	z24	Spot81.FIN2	5.08	586	39	585	37	71	4	0.97	368	0.776	0.022	2.8	0.0640	0.0025	3.9	0.70	0.0011	1497	40	399	15	577	12	27									
JW20_16	z25	Spot82.FIN2	0.06	596	39	132	10	35	2	0.22	33700	0.969	0.021	2.2	0.1124	0.0021	1.9	0.43	0.0011	729	24	686	12	687	11	94									
JW20_17	z26	Spot83.FIN2	0.07	442	19	346	12	89	3	0.78	25850	0.927	0.019	2.0	0.1084	0.0019	1.8	0.51	0.0006	665	22	664	11	663	10	100									
JW20B_27	z27	Spot84.FIN2	0.18	173	5	36	2	10	1	0.21	10390	0.914	0.024	2.6	0.1108	0.0022	2.0	0.36	0.0019	688	31	676	13	659	13	98									
JW20B_28	z28	Spot85.FIN2	0.26	126	6	39	1	11	1	0.31	7315	0.918	0.028	3.1	0.1092	0.0025	2.3	0.31	0.0017	747	37	667	15	656	15	89									
JW20_18	z29	Spot86.FIN2	0.24	139	6	132	5	35	2	0.95	7865	0.926	0.029	3.1	0.1075	0.0026	2.4	0.30	0.0010	803	41	656	15	660	15	82									
JW20B_30	z30	Spot87.FIN2	0.20	164	5	36	1	13	1	0.22	9375	0.996	0.029	2.9	0.1089	0.0025	2.3	0.52	0.0023	847	33	665	15	695	15	79									
JW20B_31	z31	Spot88.FIN2	0.23	151	8	120	6	34	2	0.79	8130	0.895	0.028	3.1	0.1093	0.0022	2.0	0.25	0.0010	720	34	668	13	641	15	93									
JW20_19	z32	Spot89.FIN2	0.25	135	8	38	1	10	1	0.28	7580	0.941	0.031	3.3	0.1101	0.0027	2.5	0.35	0.0017	773	39	673	16	667	16	87									
JW20B_33	z33	Spot90.FIN2	0.23	149	7	101	5	28	1	0.67	8170	1046.000	0.032	0.0	0.1063	0.0024	2.3	0.30	0.0014	976	44	652	14	723	16	67									
JW20_20	z34	Spot91.FIN2	0.44	78	5	62	4	18	1	0.80	4290	0.937	0.039	4.2	0.1091	0.0030	2.7	0.18	0.0016	893	47	666	18	660	20	75									
JW20_21	z35	Spot92.FIN2	0.21	148	6	43	12	1	0.29	8740	0.970	0.029	3.0	0.1137	0.0025	2.2	0.29	0.0017	755	35	692	15	688	15	92										
JW20_22	z36	Spot93.FIN2	0.13	278	20	57	3	16	1	0.20	14750	0.948	0.030	3.2	0.1101	0.0025	2.3	0.30	0.0022	763	38	673	15	673	15	88									
JW20B_37	z37	Spot94.FIN2	0.44	76	3	29	1	8	1	0.38	4230	0.933	0.037	4.0	0.1110	0.0031	2.8	0.20	0.0022	866	47	677	18	664	19	78									
JW20_23	z38	Spot95.FIN2	0.29	119	6	68	3	17	1	0.57	6385	0.926	0.035	3.8	0.1104	0.0030	2.7	0.22	0.0015	861	45	674	17	667	18	78									
JW20B_39	z39	Spot96.FIN2	0.29	116	4	24	1	9	1	0.21	6395	1102.000	0.039	0.0	0.1112	0.0026	2.3	0.30	0.0029	1040	45	679	15	745	18	65									
JW20_24	z40	Spot97.FIN2	0.08	450	37	59	3	18	1	0.13	24300	0.926	0.023	2.5	0.1106	0.0023	2.1	0.42	0.0015	654	27	676	14	662	12	103									

Integração	Zircão	Spot	f ²⁰⁶ (%)	U (μg.g ⁻¹)				Th (μg.g ⁻¹)				Pb (μg.g ⁻¹)				Th/U calculada	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Dados para concordia ¹				Idades (Ma) ¹				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	% conc ²
				U	2σ	Th	2σ	Th	2σ	Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ			2σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho							
JW116_1	z1	Spot42.FIN2	0.13	381	22	310	16	166	15	0.81	13900	1155.000	0.038	0.0	0.1108	0.0023	2.1	0.56	1107	41	676	13	770	18	61			
JW116_2	z2	Spot43.FIN2	0.05	1070	110	436	38	301	22	0.41	35350	1098.000	0.024	0.0	0.0882	0.0021	2.4	0.45	1430	35	544	12	751	12	38			
JW116_3	z3	Spot44.FIN2	0.17	269	10	254	13	186	11	0.94	10975	1.970	0.150	7.6	0.1255	0.0031	2.5	0.73	1526	76	760	18	996	40	50			
JW116_4	z3b	Spot45.FIN2	7.48	690	48	256	15	364	18	0.37	250	2192.000	0.091	0.0	0.1161	0.0024	2.1	0.60	2078	66	706	14	1128	26	34			
JW116_5	z4	Spot46.FIN2	0.21	303	15	57	3	31	2	0.19	8980	0.977	0.025	2.6	0.0948	0.0018	1.9	0.24	1055	30	583	11	689	12	55			
JW116_6	z4b	Spot47.FIN2	0.10	545	31	133	7	75	4	0.24	18200	1066.000	0.025	0.0	0.1026	0.0018	1.8	0.11	1013	45	629	11	734	12	62			
JW116_7	z5	Spot48.FIN2	0.14	382	5	691	21	218	7	1.81	13070	0.899	0.022	2.4	0.1056	0.0020	1.9	0.34	659	28	647	12	650	12	98			
JW116_8	z6	Spot49.FIN2	0.07	820	42	446	9	198	6	0.54	27500	1045.000	0.020	0.0	0.1064	0.0016	1.5	0.30	887	27	652	9	724	10	73			
JW116_9	z6b	Spot50.FIN2	0.00	2047	83	665	17	353	15	0.32	66650000	1052.000	0.024	0.0	0.1017	0.0023	2.3	0.54	1011	34	622	14	730	12	62			
JW116_10	z7	Spot51.FIN2	0.04	1376	46	1916	42	768	23	1.39	46700	1057.000	0.021	0.0	0.1045	0.0020	1.9	0.70	973	21	640	12	731	10	66			
JW116_11	z8	Spot52.FIN2	0.19	298	4	317	7	100	3	1.06	9610	0.944	0.021	2.2	0.1026	0.0017	1.7	0.17	864	31	629	10	674	11	73			
JW116_12	z8b	Spot53.FIN2	11.19	663	48	163	5	538	47	0.25	167	1850.000	0.091	0.0	0.1006	0.0030	3.0	0.79	2038	52	616	18	1021	33	30			
JW116_13	z9	Spot54.FIN2	5.40	523	36	432	32	280	22	0.83	346	1355.000	0.041	0.0	0.1027	0.0020	1.9	0.34	1446	38	629	11	858	17	43			
JW116_14	z9b	Spot55.FIN2	0.02	3880	160	317	6	162	8	0.08	119500	0.890	0.018	2.0	0.0953	0.0019	2.0	0.56	734	23	586	11	645	10	80			
JW116_15	z10	Spot56.FIN2	0.05	1134	65	653	28	288	9	0.58	35800	1187.000	0.033	0.0	0.1007	0.0016	1.6	0.05	1302	62	619	9	783	15	48			
JW116_16	z11	Spot57.FIN2	7.14	338	12	187	8	1030	100	0.55	262	4.440	0.280	6.3	0.2910	0.0160	5.5	0.97	1691	31	1597	76	1592	55	94			
JW116_17	z11b	Spot58.FIN2	1.28	2820	170	435	20	268	19	0.15	1462	0.862	0.017	2.0	0.0898	0.0017	1.9	0.76	838	15	553	10	630	9	66			
JW116_18	z12	Spot59.FIN2	0.11	535	27	654	23	214	9	1.22	16600	0.923	0.018	2.0	0.1033	0.0017	1.6	0.38	746	26	634	10	664	10	85			
JW116_19	z13	Spot60.FIN2	0.08	759	28	499	15	157	6	0.66	22800	0.871	0.019	2.2	0.1026	0.0019	1.9	0.32	652	32	629	11	633	10	96			
JW116_20	z14	Spot61.FIN2	0.10	618	11	600	16	227	7	0.97	13050	1106.000	0.026	0.0	0.1009	0.0020	2.0	0.43	1139	27	619	12	748	12	54			
JW116_21	z14b	Spot62.FIN2	0.19	347	20	121	6	64	4	0.35	10050	1066.000	0.026	0.0	0.0898	0.0022	2.4	0.36	1310	37	552	13	735	13	42			
JW116_22	z15	Spot63.FIN2	0.25	242	9	276	9	89	4	1.14	7425	0.907	0.025	2.8	0.1059	0.0020	1.9	0.25	712	31	649	11	653	13	91			
JW116_23	z17	Spot65.FIN2	0.10	594	31	1113	60	326	17	1.87	18200	0.876	0.019	2.2	0.1031	0.0016	1.6	0.26	637	26	633	9	636	10	99			
JW116_24	z18	Spot66.FIN2	0.17	354	19	306	10	97	4	0.86	11000	0.903	0.022	2.4	0.1057	0.0018	1.7	0.27	693	30	648	11	651	11	94			
JW116_25	z18b	Spot67.FIN2	0.07	845	49	419	16	163	8	0.50	28900	0.926	0.020	2.2	0.1029	0.0021	2.0	0.55	737	22	630	12	664	10	85			
JW116_26	z19	Spot68.FIN2	0.08	783	37	839	31	265	11	1.07	23600	0.909	0.016	1.8	0.1046	0.0015	1.4	0.33	683	21	640	9	655	9	94			
JW116_27	z20	Spot69.FIN2	0.06	1116	54	811	33	320	17	0.73	33750	1002.000	0.018	0.0	0.1041	0.0017	1.6	0.46	877	24	639	10	706	9	73			
JW116_28	z21	Spot70.FIN2	0.12	516	29	185	13	65	5	0.36	15300	0.897	0.018	2.0	0.1038	0.0017	1.6	0.24	716	26	637	10	651	10	89			
JW116_29	z21b	Spot71.FIN2	0.00	4322	95	411	7	439	30	0.10	1051515	0.983	0.023	2.3	0.0969	0.0017	1.8	0.80	962	21	595	10	689	11	62			
JW116_30	z22	Spot72.FIN2	4.69	1395	98	1474	96	897	83	1.06	399	1290.000	0.035	0.0	0.1086	0.0020	1.8	0.56	1296	40	664	12	833	15	51			
JW116_31	z23	Spot73.FIN2	11.31	550	21	822	29	380	19	1.49	165	1826.000	0.053	0.0	0.1011	0.0020	2.0	0.53	2060	33	620	12	1048	19	30			
JW116_32	z24	Spot74.FIN2	0.07	919	54	609	24	200	8	0.66	26100	0.897	0.016	1.8	0.1021	0.0015	1.5	0.31	678	22	627	9	648	9	92			
JW116_33	z24b	Spot75.FIN2	0.08	804	31	426	11	159	6	0.53	24050	0.958	0.017	1.8	0.1060	0.0017	1.6	0.30	763	25	649	10	679	9	85			
JW116_34	z25	Spot76.FIN2	0.13	491	10	350	8	119	4	0.71	14790	0.967	0.021	2.2	0.1051	0.0018	1.7	0.33	795	31	645	11	680	11	81			
JW116_35	z26	Spot77.FIN2	0.09	691	29	805	23	256	8	1.16	20300	0.911	0.017	1.9	0.1061	0.0016	1.5	0.28	653	25	650	9	657	9	100			
JW116_36	z26b	Spot78.FIN2	0.07	653	10	95	2	74	3	0.15	27600	1425.000	0.032	0.0	0.1507	0.0027	1.8	0.69	826	23	903	15	900	14	109			
JW116_37	z27	Spot79.FIN2	0.07	906	42	620	24	246	12	0.68	26750	1027.000	0.019	0.0	0.1077	0.0017	1.6	0.48	874	21	659	10	718	9	75			
JW116_38	z28	Spot80.FIN2	0.12	574	32	329	13	105	5	0.57	15800	0.879	0.018	2.0	0.1036	0.0018	1.7	0.27	660	28	635	10	636	9	96			
JW116_39	z29	Spot81.FIN2	0.07	810	33	385	13	322	13	0.48	25250	1391.000	0.034	0.0	0.1131	0.0018	1.6	0.32	1365	38	692	11	878	14	51			
JW116_40	z30	Spot82.FIN2	0.18	354	12	177	3	55	2	0.50	12005	0.984	0.021	2.4	0.1056	0.0019	1.8	0.17	671	31	646	11	642	11	96			
JW116_41	z31b	Spot83.FIN2	0.08	757	45	498	22	275	14	0.66	22650	1275.000	0.033	0.0	0.0985	0.0025	2.5	0.47	1475	41	604	14	834	14	41			
JW116_42	z32	Spot84.FIN2	0.07	970	40	436	22	247	10	0.45	26800	1238.000	0.030	0.0	0.1017	0.0016	1.6	0.15	1349	47	624	10	809	13	46			

Integração	Zircão	Spot	f206 (%)	U (µg.g ⁻¹)	Th (µg.g ⁻¹)	Pb (µg.g ⁻¹)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb	Dados para concordia ¹				Idades (Ma) ¹				2σ	% conc ²							
				2σ	2σ	2σ	2σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	2σ %	2σ	2σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	2σ							
JW68_1	z1	Spot98.FIN2	0.08	630	26	460	14	138	6	0.73	22800	1.008	0.021	2.1	0.0922	0.0019	2.1	0.04	1161	50	569	11	708	10	49
JW68_2	z2	Spot99.FIN2	0.05	1034	35	534	17	153	5	0.52	37650	0.861	0.011	1.3	0.0981	0.0012	1.2	0.34	699	18	603	7	631	6	86
JW68_3	z2b	Spot100.FIN2	0.06	874	40	405	28	53	3	0.46	30000	0.980	0.016	1.6	0.0861	0.0021	2.4	0.01	1311	55	531	13	693	8	41
JW68_4	z4	Spot102.FIN2	0.07	931	73	281	17	90	6	0.30	28450	0.843	0.019	2.3	0.0788	0.0021	2.7	0.60	1033	34	488	12	618	10	47
JW68_5	z5	Spot103.FIN2	0.21	242	10	225	7	72	3	0.93	8915	0.866	0.023	2.7	0.0999	0.0021	2.1	0.30	769	33	612	12	636	13	80
JW68_6	z5b	Spot104.FIN2	0.19	371	13	237	13	37	2	0.64	10100	0.670	0.022	3.3	0.0717	0.0027	3.8	0.71	928	34	445	16	518	13	48
JW68_7	z7	Spot106.FIN2	0.08	633	32	343	18	108	6	0.54	24650	0.929	0.017	1.8	0.1090	0.0018	1.7	0.37	652	23	666	10	664	9	102
JW68_8	z8	Spot107.FIN2	0.00	1563	82	1157	47	405	19	0.74	55200000	0.872	0.015	1.7	0.0973	0.0016	1.6	0.62	735	19	598	10	637	8	81
JW68_9	z9	Spot108.FIN2	0.05	984	47	1787	67	552	20	1.82	37400	0.934	0.015	1.6	0.1090	0.0015	1.4	0.38	651	21	667	9	669	8	102
JW68_10	z10	Spot109.FIN2	7.21	534	8	438	10	156	4	0.82	259	1.326	0.026	2.0	0.0863	0.0022	2.5	0.01	1839	57	532	13	857	11	29
JW68_11	z11b	Spot110.FIN2	0.05	1010	34	100	3	34	1	0.10	37500	0.902	0.013	1.4	0.1042	0.0014	1.3	0.43	666	18	639	8	652	7	96
JW68_12	z11	Spot111.FIN2	0.36	143	5	65	3	25	2	0.45	5230	0.941	0.034	3.6	0.0975	0.0031	3.2	0.42	1082	50	599	18	678	17	55
JW68_13	z12	Spot112.FIN2	0.10	532	17	784	33	210	9	1.47	19200	0.844	0.018	2.1	0.1001	0.0016	1.6	0.21	606	29	615	9	621	10	101
JW68_14	z12b	Spot113.FIN2	4.45	961	25	679	19	120	4	0.71	420	1.184	0.019	1.6	0.0810	0.0017	2.1	0.12	1737	40	503	10	791	9	29
JW68_15	z13	Spot114.FIN2	0.16	307	14	67	2	22	1	0.22	11600	0.961	0.022	2.3	0.1111	0.0018	1.6	0.13	739	29	678	10	681	11	92
JW68_16	z13b	Spot115.FIN2	0.09	534	27	45	2	21	1	0.08	20950	1.021	0.019	1.9	0.1079	0.0017	1.6	0.41	852	23	660	10	715	10	77
JW68_17	z14b	Spot116.FIN2	0.07	867	35	69	2	33	2	0.08	27700	0.829	0.017	2.1	0.0884	0.0019	2.1	0.64	854	23	546	11	612	9	64
JW68_18	z15b	Spot117.FIN2	0.08	729	67	571	52	119	15	0.78	23950	0.889	0.023	2.6	0.0888	0.0021	2.4	0.66	961	25	549	12	643	12	57
JW68_19	z16	Spot118.FIN2	0.07	697	10	409	10	136	4	0.59	26210	1.040	0.025	2.4	0.1125	0.0022	2.0	0.39	776	30	687	12	722	13	89
JW68_20	z16b	Spot119.FIN2	0.00	1830	100	854	32	270	10	0.47	64100000	0.927	0.017	1.8	0.1068	0.0019	1.8	0.56	706	24	655	11	664	9	93
JW68_21	z18b	Spot121.FIN2	0.12	494	36	235	15	85	8	0.48	15500	0.910	0.026	2.9	0.0836	0.0022	2.6	0.61	1130	30	517	13	652	14	46
JW68_22	z19	Spot122.FIN2	0.18	470	31	212	13	35	3	0.45	10200	0.527	0.015	2.8	0.0620	0.0016	2.6	0.36	733	36	387	10	427	10	53
JW68_23	z20	Spot123.FIN2	5.59	589	30	44	2	75	4	0.07	334	1.338	0.025	1.9	0.0957	0.0017	1.8	0.48	1630	21	590	10	861	11	36
JW68_24	z21	Spot124.FIN2	0.35	154	4	114	6	42	2	0.74	5305	1.225	0.051	4.2	0.1022	0.0022	2.2	0.27	1295	61	626	13	781	22	48
JW68_25	z22	Spot125.FIN2	0.05	885	18	440	11	158	5	0.50	39000	1.225	0.017	1.4	0.1306	0.0016	1.2	0.35	827	18	792	9	810	8	96
JW68_26	z23	Spot126.FIN2	0.07	835	33	94	4	28	2	0.11	28200	0.880	0.015	1.7	0.1029	0.0014	1.4	0.39	647	20	631	8	640	8	98
JW68_27	z23b	Spot127.FIN2	0.05	1136	29	70	2	33	1	0.06	37800	0.894	0.012	1.3	0.0975	0.0013	1.3	0.30	763	21	599	7	647	6	79
JW68_28	z24	Spot128.FIN2	0.36	154	5	97	3	27	1	0.63	5230	0.940	0.031	3.3	0.1027	0.0022	2.1	0.12	882	41	631	13	666	16	72
JW68_29	z25	Spot129.FIN2	0.15	368	9	251	5	69	2	0.68	12170	0.849	0.019	2.2	0.1011	0.0016	1.6	0.26	661	28	620	9	623	10	94
JW68_30	z25b	Spot130.FIN2	6.25	1509	43	2280	50	118	5	1.51	299	0.470	0.011	2.3	0.0302	0.0008	2.5	0.70	1832	23	191	5	390	8	10
JW68_31	z26	Spot131.FIN2	0.38	156	3	133	5	34	2	0.85	4900	0.844	0.030	3.6	0.0970	0.0021	2.2	0.19	836	41	596	12	615	16	71
JW68_32	z27	Spot132.FIN2	0.47	111	4	91	3	62	4	0.82	3965	2.210	0.110	5.0	0.1063	0.0032	3.0	0.40	2248	57	648	18	1097	31	29
JW68_33	z27b	Spot133.FIN2	0.06	956	33	522	14	164	8	0.55	28900	0.858	0.020	2.3	0.0931	0.0019	2.0	0.68	821	23	572	11	630	11	70
JW68_34	z28	Spot134.FIN2	0.27	222	7	193	6	51	3	0.87	6825	0.971	0.026	2.7	0.0963	0.0022	2.3	0.46	1045	29	592	13	691	13	57
JW68_35	z28b	Spot135.FIN2	0.07	881	35	515	17	152	7	0.58	27350	0.836	0.015	1.8	0.0896	0.0020	2.2	0.57	833	25	553	12	615	9	66
JW68_36	z29	Spot136.FIN2	0.12	476	19	377	14	112	5	0.79	15450	0.856	0.021	2.5	0.1017	0.0020	2.0	0.29	682	31	624	12	626	12	91
JW68_37	z29b	Spot137.FIN2	0.10	567	23	291	9	104	5	0.51	18700	1.048	0.022	2.1	0.1008	0.0017	1.7	0.41	1045	27	618	10	723	11	59
JW68_38	z30	Spot138.FIN2	0.15	377	15	298	12	93	4	0.79	12750	1.015	0.026	2.6	0.1049	0.0018	1.7	0.22	866	36	642	10	703	13	74
JW68_39	z30b	Spot139.FIN2	0.05	1042	36	54	1	16	1	0.05	34350	0.883	0.013	1.5	0.1019	0.0015	1.5	0.41	672	20	626	9	642	7	93
JW68_40	z31b	Spot141.FIN2	0.06	892	34	267	5	85	3	0.30	30350	0.940	0.019	2.0	0.1091	0.0021	1.9	0.40	663	27	666	12	672	10	100

Integração	Zircão	Spot	f ²⁰⁶ (%)	U (μg.g ⁻¹)	Th (μg.g ⁻¹)	Pb (μg.g ⁻¹)	Th/U	2σ calculada	206Pb/204Pb	Dados para concordia ¹						Rho	Idades (Ma) ¹				2σ	% conc ²			
										207Pb/235U	2σ	2σ %	206Pb/238U	2σ	2σ %		207Pb/206Pb	2σ	206Pb/238U	2σ					
JW14B_1	z1	Spot138.FIN2	0.11	156	6	81	4	84	5	0.52	16685	5.330	0.220	4.1	0.3290	0.0120	3.6	0.78	1940	29	1813	59	1858	38	93
JW14B_2	z2	Spot139.FIN2	0.69	69	2	37	2	19	3	0.53	2720	2.120	0.390	18.4	0.1178	0.0055	4.7	0.80	1460	120	704	30	691	49	48
JW14B_3	z3	Spot140.FIN2	0.57	79	3	27	1	10	1	0.34	3290	1035.000	0.076	0.0	0.1183	0.0050	4.2	0.72	1076	64	709	28	632	29	66
JW14B_4	z4	Spot141.FIN2	0.00	431	15	65	2	72	3	0.15	54650000	6.240	0.130	2.1	0.3631	0.0081	2.2	0.65	2039	19	1984	38	1996	18	97
JW14B_5	z5	Spot142.FIN2	0.24	57	2	66	2	81	3	1.16	7880	7.250	0.210	2.9	0.3890	0.0120	3.1	0.57	2212	32	2100	54	2116	25	95
JW14B_6	z6	Spot143.FIN2	0.00	443	12	61	7	69	7	0.14	56550000	6.330	0.130	2.1	0.3592	0.0079	2.2	0.66	2097	16	1969	37	2024	18	94
JW14B_7	z7	Spot144.FIN2	0.06	263	9	49	1	51	2	0.19	31750	6.110	0.130	2.1	0.3517	0.0086	2.4	0.66	2081	22	1933	40	1987	19	93
JW14B_8	z8	Spot145.FIN2	0.08	177	6	38	1	43	2	0.22	22900	6.320	0.150	2.4	0.3729	0.0098	2.6	0.64	2051	23	2029	45	2020	21	99
JW14B_9	z9	Spot146.FIN2	0.04	489	24	112	3	72	3	0.23	49200	5.120	0.130	2.5	0.2892	0.0079	2.7	0.71	2113	21	1625	39	1825	22	77
JW14B_10	z10	Spot147.FIN2	0.05	381	14	61	2	49	2	0.16	40650	5.290	0.120	2.3	0.3172	0.0075	2.4	0.65	1998	21	1772	36	1858	19	89
JW14B_11	z11	Spot148.FIN2	0.07	205	11	56	2	64	3	0.27	25800	6.520	0.160	2.5	0.3685	0.0093	2.5	0.60	2140	24	2042	44	2043	22	94
JW14_11	z12	Spot149.FIN2	0.00	1940	140	11	1	13	1	0.01	66600000	0.906	0.023	2.5	0.1071	0.0028	2.6	0.53	746	32	654	16	653	12	88
JW14B_13	z13	Spot150.FIN2	0.07	233	9	88	2	116	4	0.38	26650	6.150	0.180	2.9	0.3430	0.0100	2.9	0.75	2110	24	1891	48	1985	26	90
JW14_13	z14	Spot151.FIN2	0.11	449	15	58	1	21	1	0.13	16900	0.982	0.026	2.6	0.1131	0.0027	2.4	0.51	792	30	688	16	690	13	87
JW14B_15	z15	Spot152.FIN2	0.04	399	13	194	8	201	10	0.49	41900	5.220	0.160	3.1	0.3282	0.0095	2.9	0.80	1915	25	1834	46	1860	26	96
JW14B_16	z16	Spot153.FIN2	0.00	602	24	66	3	63	3	0.11	52500000	3.950	0.110	2.8	0.2555	0.0072	2.8	0.77	1890	22	1459	37	1610	23	77
JW14_16	z17	Spot154.FIN2	0.28	164	6	30	2	13	1	0.18	6800	1090.000	0.036	0.0	0.1259	0.0036	2.9	0.45	879	38	761	20	739	17	87
JW14B_18	z18	Spot155.FIN2	0.00	556	16	96	3	109	4	0.17	68650000	5.960	0.150	2.5	0.3650	0.0100	2.7	0.74	2009	21	1998	48	1966	22	99
JW14B_19	z19	Spot156.FIN2	0.00	642	19	81	4	84	5	0.13	70200000	5.450	0.130	2.4	0.3282	0.0078	2.4	0.75	2002	19	1821	38	1892	20	91
JW14B_20	z20	Spot157.FIN2	0.06	520	27	60	2	60	3	0.12	30700	2703.000	0.064	0.0	0.1798	0.0045	2.5	0.60	1837	26	1061	24	1323	17	58
JW14B_21	z21	Spot158.FIN2	0.00	591	24	56	2	64	3	0.10	67250000	6.070	0.140	2.3	0.3664	0.0090	2.5	0.72	1994	20	2010	42	1983	21	101
JW14B_22	z22	Spot159.FIN2	0.15	164	11	94	5	38	2	0.57	12550	3.600	0.150	4.2	0.2305	0.0081	3.5	0.70	1896	37	1325	42	1548	33	70
JW14B_23	z23	Spot160.FIN2	0.11	135	5	91	4	109	5	0.68	16450	6.890	0.170	2.5	0.3881	0.0098	2.5	0.60	2133	23	2103	45	2089	21	99
JW14B_24	z24	Spot161.FIN2	0.05	376	10	35	2	37	3	0.09	38050	5.150	0.120	2.3	0.3204	0.0074	2.3	0.62	1959	21	1790	35	1838	19	91
JW14B_25	z25	Spot162.FIN2	0.00	469	12	99	2	141	5	0.21	59450000	7.250	0.190	2.6	0.3920	0.0110	2.8	0.74	2187	19	2116	50	2129	24	97
JW14B_26	z26	Spot163.FIN2	0.00	1404	45	131	3	157	5	0.09	173000000	6.810	0.130	1.9	0.3928	0.0084	2.1	0.66	2065	17	2127	39	2079	17	103
JW14B_27	z27	Spot164.FIN2	0.06	370	28	46	4	45	4	0.12	31500	4.150	0.140	3.4	0.2850	0.0085	3.0	0.76	1740	26	1621	43	1677	26	93
JW14B_28	z28	Spot165.FIN2	0.05	299	6	202	4	221	6	0.68	35350	6.460	0.150	2.3	0.3692	0.0092	2.5	0.66	2095	19	2013	44	2029	19	96
JW14B_29	z29	Spot166.FIN2	8.08	593	16	138	3	110	5	0.23	232	1322.000	0.043	0.0	0.0920	0.0028	3.0	0.60	1738	40	565	16	838	19	33
JW14B_30	z30	Spot167.FIN2	0.13	138	4	76	2	80	3	0.55	14030	5.430	0.130	2.4	0.3291	0.0081	2.5	0.56	2006	23	1828	39	1877	21	91
JW14B_31	z31	Spot168.FIN2	0.04	465	9	107	3	137	5	0.23	42300	5.050	0.150	3.0	0.2965	0.0095	3.2	0.81	2071	20	1664	47	1817	25	80
JW14B_32	z32	Spot169.FIN2	0.11	374	10	23	2	14	1	0.06	17100	1.850	0.110	5.9	0.1542	0.0059	3.8	0.86	1238	49	915	33	992	37	74
JW14B_33	z33	Spot170.FIN2	0.34	45	2	37	1	46	2	0.82	5540	7.110	0.230	3.2	0.3950	0.0130	3.3	0.55	2181	33	2113	58	2093	29	97
JW14B_34	z34	Spot171.FIN2	0.04	391	21	219	16	247	19	0.56	42350	5.970	0.160	2.7	0.3242	0.0088	2.7	0.67	2148	23	1791	43	1973	23	83
JW14B_35	z35	Spot172.FIN2	0.11	446	20	217	10	115	5	0.49	16950	1312.000	0.038	0.0	0.1213	0.0030	2.5	0.46	1161	35	738	17	845	17	64
JW14B_36	z36	Spot173.FIN2	0.04	485	36	54	2	59	3	0.11	43650	4.880	0.120	2.5	0.2924	0.0073	2.5	0.69	1986	20	1644	36	1786	20	83
JW14B_37	z37	Spot174.FIN2	0.06	339	16	37	1	36	2	0.11	33350	5.460	0.120	2.2	0.3289	0.0076	2.3	0.62	1962	21	1831	37	1895	18	93
JW14B_38	z38	Spot175.FIN2	0.06	836	45	267	12	122	7	0.32	32200	1137.000	0.030	0.0	0.1246	0.0027	2.2	0.62	801	27	755	15	764	14	94
JW14B_39	z39	Spot176.FIN2	0.07	255	11	176	5	150	6	0.69	28000	6.790	0.160	2.4	0.3653	0.0088	2.4	0.68	2171	19	2004	41	2076	21	92
JW14B_40	z40	Spot177.FIN2	0.00	575	16	190	10	198	10	0.33	64150000	6.470	0.130	2.0	0.3663	0.0083	2.3	0.66	2056	19	2006	39	2031	17	98

Capítulo 3 - ARTIGO 02: IDADE E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA (Hf, Nd) DO COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO PACATUBA-MARANGUAPE, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL: Novas evidências de magmatismo relacionado a arco continental na Província Borborema Setentrional

Resumo

Batólitos de granitoides tipo I e em particular aqueles formados em extensas associações plutônicas em margens continentais ativas (arcos magmáticos) e cinturões colisionais intracontinentais, representam os mais excepcionais episódios magmáticos da crosta continental. Neste trabalho são apresentadas novas idades U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão, dados isotópicos de Nd em rocha total e Hf *in situ* em zircão de rochas ígneas plutônicas e ortoderivadas (região de Pacatuba-Maranguape) no Domínio Ceará Central (DCC) da porção noroeste da Província Borborema (NE do Brasil), com o objetivo de melhor controlar a distribuição espacial e temporal do magmatismo convergente nesse setor da Província Borborema. Análises U-Pb em zircão forneceram idades concordantes de ca. 675 Ma, ca. 630 Ma e 625 Ma, com grãos herdados de ca. 880-700 Ma, 700-650 Ma e 2200-2000 Ma. Idades modelo Lu-Hf e Sm-Nd forneceram TDM (Hf) entre 920 Ma e 1470 Ma com valores de ϵ_{Hf} de +12.75 a -5.44, e valores de T_{DM} (Nd) essencialmente meso-neoproterozoicos entre 950 Ma e 1470 Ma com valores de ϵ_{Nd_t} entre -1,06 e +4,35. Os novos dados apresentados sugerem um magmatismo cronocorrelato ao arco magmático de Santa Quitéria na porção NE do DCC, com principal período de magmatismo com assinatura de granitoides gerados em ambiente arco maduro (tipo Andino) entre 675 e 620 Ma e participação dos granitoides formados em estágio inicial essencialmente juvenil do arco magmático de Santa Quitéria. A descoberta de novos eventos magmáticos com assinatura de arco continental corroboram com o modelo de margem ativa na porção noroeste da Província Borborema Setentrional no contexto da amalgamação de Gondwana Oeste.

3.1. Introdução

Arcos magmáticos continentais, também conhecidos como arcos do tipo Andino ou Cordilherianos, representam o produto do magmatismo relacionado a subducção onde a placa superior é uma litosfera continental e/ou transicional acrecionária (Ducea et al., 2015a). O magmatismo de subducção é impulsionado

por reações de desidratação no *slab* em subducção, seja a placa superior oceânica, continental ou transicional (Gill, 1981). Os arcos continentais são significativamente mais tectonicamente complexos, tipicamente se formam em áreas de crosta espessa, têm composições que são mais ricas em sílica e podem ser mais duradouros em comparação com aqueles nos arcos insulares oceânicos (por exemplo, Jagoutz & Kelemen 2015). Desvendar a evolução de arcos continentais a partir de perspectivas petrológicas, geoquímicas e tectônicas é desafiador e tem grande significado para a compreensão da formação e evolução da crosta continental (Condie et al., 2012; Jagoutz & Schmidt, 2012; Kruk, 2015; Condie, 2016; Hawkesworth et al., 2019).

A maioria das rochas ígneas formadas acima das zonas de subducção contém quantidades significativas de voláteis (H_2O , CO_2), tem uma grande variedade de teores de sílica, são cálcio-alcálinas e têm padrões de elementos distintos em comparação com rochas de outros ambientes tectônicos (Pearce & Peate, 1995; Pearce, 1996). Arcos continentais são em média mais ácidos que basálticos e, portanto, requerem um elemento adicional em sua evolução magmática (Rudnick, 1995; Jagoutz & Schmidt, 2012). A natureza deste elemento adicional tem sido uma questão de longa data na petrologia ígnea: fracionamento de sistema fechado, assimilação de rochas encaixantes, refusão de rochas máficas preexistentes localizadas na crosta inferior ou uma combinação destes é plausível para enriquecimento de sílica e tendências geoquímicas (DePaolo, 1981; Thorpe et al., 1984).

A localização do magmatismo de arco pode migrar subitamente em centenas de quilômetros, como é o caso da migração interna de magmatismo no oeste dos Estados Unidos durante a Orogenia Laramide (Cretáceo, Dickinson's 2002; Chapman et al., 2018). Embora as mudanças no mergulho do *slab* devido à subducção de montanhas e platôs sejam razões plausíveis para tais episódios súbitos de migração magmática, uma explicação igualmente plausível é que as trincheiras migram durante episódios catastróficos de erosão por subducção (interior) ou acreção de terrenos como arcos de ilha. Independentemente de a migração estar em estado estacionário ou ser um salto dramático e repentino em relação à trincheira, o resultado é que os arcos magmáticos de vida longa podem

deixar uma pegada com centenas de quilômetros de largura da trincheira para o interior da placa superior (Wortel & Spakman, 2000).

No geral, os magmas de arco continental mostram grandes *inputs* da placa superior em seus isótopos radiogênicos (Sr, Nd, Pb e Hf - Jiang et al., 2010). A contribuição da placa superior pode ser mais facilmente controlada se a placa superior for antiga. Os isótopos de Nd são indicadores especialmente robustos da idade de residência litosférica - quanto mais antiga a litosfera, mais negativos os valores de ϵ_{Nd} são (Ducea & Barton, 2007). Excursões negativas de isótopos de Nd indicam um aumento de contribuição da placa superior. Arcos colocados em placas superiores relativamente antigas mostram um comportamento cíclico claro de isótopos radiogênicos com o tempo. Exemplos de incursões isotópicas negativas de Nd são observadas na Cordilheira Norte-Americana, as quais se correlacionam com eventos de alto fluxo (Barton, 1996). Tendências similares são observadas para os Andes centrais em isótopos de Sr (por exemplo, Haschke et al. 2002, Mamani et al. 2010), indicando claramente o envolvimento cíclico da placa superior, com aumento das contribuições da placa superior durante eventos magmáticos de alto fluxo. Avanços importantes na medição de isótopos de Hf in situ em cristais de zircão estão levando a grandes bancos de dados de correlações idade-isótopos de Hf em arcos e seus registros sedimentares associados (Jiang et al., 2010; Laskowski et al. 2013).

A história magmática de um arco continental pode ser caracterizada como um equilíbrio marcado pelo qual longos períodos de atividade de baixo nível são interrompidos periodicamente por explosões curtas de magmatismo de alto volume (“flare-ups”) – Ducea et al. (2015b). Registros geocronológicos, principalmente a partir de zircão, revelam episodicidade no vulcanismo, na formação de plútons e na sedimentação detrítica em segmentos de arco e suítes vulcano-plutônicas associadas (Condie et al., 2009; DeGraaff-Surpless et al., 2002; 2003). Tempos distintos podem ser reconhecidos em todas as escalas espaciais e temporais, sendo fractais e refletindo a escala de tempo dos processos que ocorrem em diferentes níveis na crosta de arco (Silva et al., 2015). Os períodos do magmatismo de arco continental refletem mudanças da entrada do manto à medida que ele é progressivamente filtrado através da crosta continental Ducea et al. (2015b).

O exemplo típico ativo é o arco Andino da América do Sul ([Bateman & Eaton 1967](#), [Kistler & Peterman 1978](#), [DePaolo 1981](#), [Gromet & Silver 1987](#), [Hildreth & Moorbath 1988](#)). Análogos bem estudados e exumados do arco vulcânico tipo andino ocorrem como batólitos compostos ao longo do oeste da América do Norte ([Ducea 2001](#), [DeCelles et al. 2009](#), [Paterson et al. 2011](#)). Entre eles, o batólito de Sierra Nevada é um dos segmentos de arco mais estudados da Terra ([Bateman & Eaton 1967](#), [Saleeby 1990](#)), devido em grande parte ao seu fácil acesso e exposições excelentes. Vários arcos continentais pós-Rodinia breakup (<700 Ma) ocorrem fora das Américas e arcos pré-cambrianos mais antigos também existem, mas sua preservação é ruim devido ao subsequente retrabalhamento orogênico. Entre eles, alguns dos arcos mais significativos são o arco Gangdese, no sul do Tibete (> 200 a 50 Ma); o arco Lachlan, no leste da Austrália (450-340 Ma); o arco da Caledônia dos Apalaches, no leste dos Estados Unidos (550-460 Ma); o arco Variscano, na Europa (370-290 Ma); e o arco Fiordland, em Nova Zelândia (170-100 Ma).

O Domínio Central do Ceará da Província Borborema do Norte, NE-Brasil, fez parte de uma longínqua margem continental ativa do Orógeno Oeste Gondwana que consumiu o oceano Goiás-Farusiano durante o Neoproterozóico até a colisão final no Ediacarano ([Arthaud et al., 2008](#); [Cordani et al., 2013a, 2013b](#); [Fetter et al., 2003](#); [Ganade de Araújo et al., 2012a, 2014](#)). O magmatismo convergente associado é dividido em um período inicial com atividade de arco essencialmente juvenil entre ca. 880-800 Ma e ca. 650 Ma, como evidenciado indiretamente por zircões detríticos de depósitos sin-orogênicos. Embora o tempo para construção de um arco (margem do tipo andino) no Domínio Ceará Central seja geralmente atribuído ao intervalo de 650-620 Ma ([Fetter et al., 2003](#); [Van Schmus et al., 2008](#)), evidências geocronológicas de zircões detríticos em bacias relacionadas ao arco do Complexo do Ceará sugerem que o magmatismo de arco poderia ter começado por volta de 900 a 800 Ma ([Ganade de Araújo et al., 2012a](#); [Ganade de Araújo et al., 2014](#)).

Neste estudo, nos concentramos em rochas plutônicas crono-correlatas ao Complexo Tamboril-Santa-Quitéria na porção nordeste do Domínio Central do Ceará (região de Pacatuba-Maranguape), que registram um período de magmatismo atribuído à subducção durante o Neoproterozóico. Aqui combinamos datação U-Pb e a composição dos isótopos Hf em zircões in situ, além de composições de isótopos

Nd de granitoides e protólitos de migmatitos para desvendar a evolução tectônica desse complexo e suas fontes (crosta vs. Manto) de magmas relacionados à subducção no Criogeniano até a colisão continental final no período Ediacarano na porção Noroeste da Província Borborema.

3.2. Contexto Geológico Regional

A Província Borborema (PB) ocupa uma extensão superior a 450.000 km² e foi primeiramente definida por [Almeida et al. \(1977\)](#) como sendo uma região de dobramentos brasileiros de organização complexa na forma de mosaicos, e que abrange um sistema de dobramentos lineares separados entre si por altos do embasamento, relacionados ou não por falhas. [Delgado et al. \(2003\)](#) subdividiram a PB em três sub-províncias: i) Meridional (SM), ii) Central ou Zona Transversal (SZT) e iii) Setentrional (SS). A SS representa a parte localizada a norte do Lineamento Patos (Lpa). [Brito Neves et al. \(2000\)](#) integrando dados geológicos, estruturais e geoquímicos (assinaturas crustais de Nd e método U-Pb em zircão) subdividiram a SS em três domínios tectônicos principais: i) Domínio Médio Coreaú (DMC); ii) Domínio Ceará Central (DCC); iii) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) – [Fig. 3.1](#).

O DCC, onde encontra-se inserida a região de Pacatuba-Maranguape, é uma extensa unidade geotectônica que ocupa a maior parte do território do Ceará ([Fig. 3.1](#)). É limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Dúctil Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliiano) e a leste pelo Lineamento Senador Pompeu (LSP) – [Brito Neves et al. \(2000\)](#). Pode ser dividido em quatro unidades litotectônicas maiores: (1) Núcleo Arqueano (NA); (2) Complexo gnáissico Paleoproterozóico (CGPP); (3) Supracrustais de idade proterozóica indivisa a neoproterozóica (SPNP); e (4) Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ) e etatexitos neoproterozóicos a cambriano.

As rochas do NA foram inseridas por [Oliveira & Cavalcante \(1993\)](#) no Complexo Cruzeta ([Fig. 3.1](#)). Compreende gnaisses migmatíticos apresentando complexo bandamento composicional onde bandas de composição etatexitoss se alternam com bandas de composição tonalítica e granítica. *Boudins* de rochas metamáficas e metaultramáficas são comuns, representando fragmentos de corpos estratificados, com alguns mineralizados em cromita ([Arthaud et al., 2008](#)). As idades de cristalização U-Pb indicadas para esta unidade são da ordem de 2,7-2,8

Ga (Fetter, 1999). Registros de crosta mais antiga (3.270 ± 5 Ma – U-Pb SHRIMP em zircão) foram obtidos por Silva et al. (2002).

O CGPP é formado por associações gnáissico-migmatíticas que compreendem ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica. Foram inseridas no Complexo Canindé por Torres et al. (2008) e correspondem ao embasamento das rochas supracrustais neoproterozóicas (Fig. 3.2). As Idades U-Pb em zircão variam entre 2,11 e 2,19 Ga com idades-modelo (T_{DM}) entre 2,42 e 2,48 Ga (Fetter, 1999; Castro, 2004). As rochas metassedimentares compreendem biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses e localmente sillimanita-granada-biotita gnaisses. Apresentam fontes com idades de 2,2 a 1,8 Ga, a partir de estudos de proveniência em zircões detriticos (Amaral et al., 2010). As rochas da Unidade Algodões (Fig. 3.1) possuem similaridades com platôs oceânicos e basaltos gerados em ambientes de back-arc (Martins et al., 2009). Isócronas de Sm-Nd forneceram uma idade de 2,3 Ga, interpretada como a idade mínima do protólito (Martins et al., 2009).

O principal conjunto de rochas graníticas neoproterozóicas está situado em um *trend* NE-SW na porção centro-oeste do DCC, e atualmente recebe o nome de Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ – Santos & Brito Neves, 1984; Cavalcante et al., 2003) – Fig. 1. Além de rochas com característica predominantemente granítica, este complexo reúne associações etatexitos (metatexitos e diatexitos) com porções de rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos. Fetter et al. (2003), baseado nas relações de campo, dados geoquímicos e dados geocronológicos de Sm-Nd e U/Pb em zircões, com idades entre 637 e 624 Ma, apontam para rochas típicas de arco magmático continental.

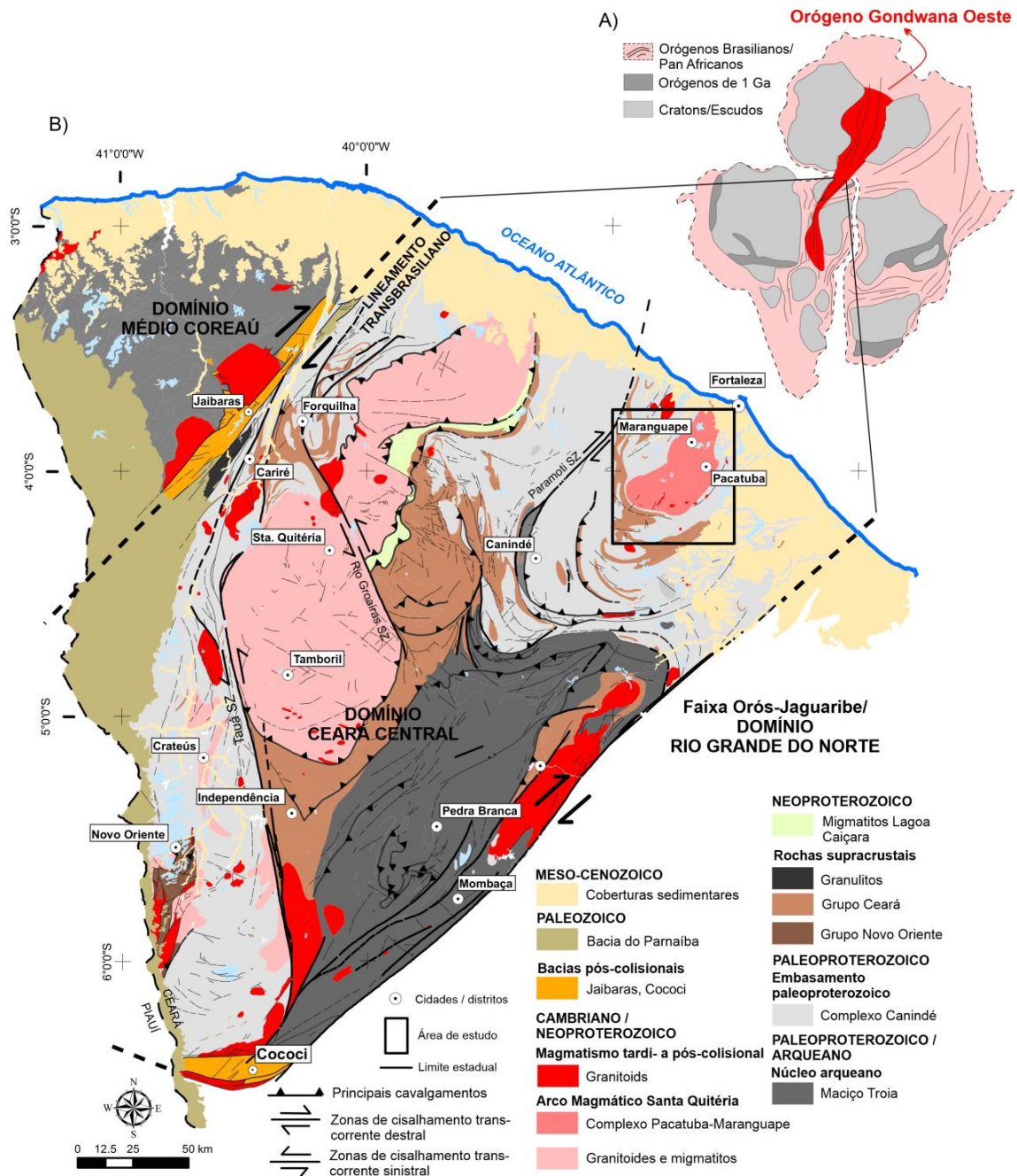


Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central, NW da Província Borborema, com destaque para a região de Pacatuba-Maranguape-CE – retângulo preto (modificado de Cavalcante et al, 2003).

Com base em datação pelo método U-Pb SHIRIMP e análise de isótopos de Hf-O em grãos de zircão de granitoides e migmatitos do CTSQ, [Ganade de Araújo et al. \(2014\)](#) propuseram a divisão do magmatismo em três períodos principais: i) um período inicial compreendendo essencialmente magmatismo juvenil de arco em ca. de 880-800 continuando até 650 Ma; ii) um período de arco mais maduro de ca. 660-630 Ma caracterizado por rochas magmáticas de fontes híbridas (manto e crosta); e iii) um estágio final de anatexia crustal em 625-618 Ma

continuando até ca. de 600 Ma. Segundo os mesmos autores esses três estágios de magmatismo relacionados ao CTSQ no DCC registram a evolução do magmatismo convergente de uma margem continental ativa de Gonwana Oeste desde o estágio de arco juvenil, evoluindo para um ambiente de arco maduro e posterior colisão continental ao fim do Neoprozóico.

Ocorrências de intrusões pós-colisionais são registradas por pulsos magmáticos com idades que variam de ca. 580 a 530 Ma ([Fetter, 1999](#)). Estes são representados pelos plutons Quixadá-Quixeramobim, Mucambo, Meruoca, Barriga e Tauá ([Sial et al., 1981](#); [Almeida et al., 1999](#)). Em geral, estão instalados ao longo das principais descontinuidades geradas pela tectônica pós-colisional, no entanto, alguns podem não estar controlados estruturalmente (e.g. Barriga stock). Por fim, [Castro et al. \(2012\)](#) propõem um estágio transicional de pós-colisional para anorogênico para a instalação dos stocks Quintas, Pajé e São Paulo com idades em torno de 470 Ma.

3.2.1. Geologia da Porção Nordeste do DCC

Excluindo as coberturas sedimentares cenozoicas, esta porção do DCC é constituída por quatro unidades litotectônicas principais: i) embasamento gnáissico-paleoproterozoico; ii) sequências supracrustais neoproterozoicas constituídas por associações de rochas metavulcanossedimentares; iii) um núcleo granito-migmatítico, aqui denominado Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape (nomenclatura estratigráfica informal); e iv) suíte gabro-diorítica pós-colisional.

Os gnaisses do embasamento etatexitossico ocorrem como janelas erosivas isoladas no Grupo Ceará e consistem de migmatitos, ortognaisses, granulitos (gnaisses enderbíticos), metanoritos e xistos com protólitos de rochas básicas ([Fragomeni, 2011](#)). Ocorrem distribuídos preferencialmente segundo a foliação principal de direção ENE posicionados no núcleo de antiformes comumente associados com falhas de empurrão em um contexto estrutural de domo e bacia e figuras de interferência tipo *boomerang* ([Fragomeni, 2011](#)). Com relação as condições metamórficas atingidas pelas rochas dessa unidade, [Soares \(2016\)](#) obtiveram em estudos geobarométricos temperaturas entre 700 °C e 790 °C e pressão entre 4 e 11,6 Kbar para migmatitos paraderivados e gnaisses enderbíticos

da região de Chorozinho (Fig. 3.2). Os protólitos dessas rochas apresentaram idades U-Pb em zircão de ca. de 2070 e 2150 Ma (Soares, 2016).

A sequência supracrustal é representada nessa porção do DCC por rochas metassedimentares com intercalações de rochas metavulcânicas as quais foram inseridas por Torres (2004) na Sequência Acarape (ESSE). Com base na natureza das associações faciológicas o autor dividiu a sequência em duas subunidades. A subunidade Aracoiaba é constituída por uma associação metavulcanossedimentar representada por rochas metassedimentares terrígenas (paragnaisses e xistos) com intercalações lenticulares de quartzitos, rochas calcissilicáticas, mármore, rochas metavulcânicas básicas e intermediárias de natureza alcalina, interpretada como formada em um ambiente plataformar marinho raso. A subunidade Baturité – inclui rochas metapelíticas com alternâncias centimétricas de metapsamitos (metarritmitos?), camadas decamétricas de quartzitos, gnaisses aluminosos com grafita, anfibolitos e piroxenitos, que representariam uma associação depositada em um ambiente marinho mais profundo na reconstituição paleogeográfica da ESSE.

Análises de isótopos de Nd da ESSE revelaram idades T_{DM} entre 940 Ma e 2100 Ma e valores de $\epsilon Nd_{600\text{ Ma}}$ negativos que sugerem fontes crustais paleoproterozóicas com contribuição de fontes juvenis neoproterozóicas (Torres et al., 2006b). Estudos isótopos realizados nos mármore indicam flutuações de $\delta^{13}C$ compatível com a curva de variação dos carbonatos depositados no início do Neoproterozóico (Torres et al., 2006a). Os autores atribuem ainda a idade U-Pb em zircão de 770 Ma obtida em um metarritmito intercalado em metapelito por Fetter et al. (1999) como representante dos estágios iniciais de rifteamento antes da abertura da bacia oceânica e subsequente fechamento durante a orogenia Brasiliana. Estudos isotópicos de $\delta^{13}C$ realizados por Fragomeni et al., (2013) apontam uma origem orgânica para a grafita singenética dos gnaisses aluminosos da subunidade Baturité. Os mesmos autores consideram ainda que a ocorrência de grafita metamórfica disseminada, similar as encontradas nos cinturões kondalíticos da Índia e China, como geo-indicador de bacias sedimentares neoproterozoicas e podem também ser consideradas como geosuturas resultantes do subsequente fechamento de um oceano pretérito (Dissanayake et al., 2000).

Associações de rochas granitoides e migmatitos neoproterozoicos nessa porção do DCC foram inseridas informalmente na Suíte Pacatuba (Torres, 2004) e correlacionadas ao Complexo Tamboril Santa Quitéria em trabalhos de mapeamento geológico em escala regional (1:100.000) realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM – Pinéo & Zwirtes, 2013). No entanto, tais rochas carecem de estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos sistemáticos e a relação destas com o AMSQ é aqui discutida. Para efeito de comparação as mesmas foram inseridas no aqui proposto Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape (CGMPM).

O CGMPM consiste de um núcleo com aproximadamente 2.000 km² de extensão e orientação geral NNE-SSW, constituído na sua porção central por granitoides sin- a tarditectônicos bordejados por gnaisses-migmatíticos orto e paraderivados com distintos graus de fusão e deformação. Com base nos dados de campo recentemente levantados nós propomos a divisão do complexo em três unidades principais: i) unidade gnáissico-migmatítica paraderiva; ii) unidade gnáissico-migmatítica etatexitoss; e iii) granitoides. A unidade paraderivada, sem dados geocronológicos, é constituída por silimanita-granada-muscovita-biotita gnaisses, com raras rochas cálcio-silicáticas e rochas metamáficas e intrusões de leucogranitos peraluminos por vezes pegmatoides discordantes com a foliação principal. Ocorrem na porção NW do complexo e como restos de rochas supracrustais de ocorrência restrita na porção sul no contato entre a unidade etatexitoss e os granitoides. A foliação é de médio ângulo em geral contornando o núcleo granitoide central. A lineação, ferequentemente marcada por silimanita, geralmente é oblíqua com caimento para E, NE e W. As rochas ortoderivadas e granitoides, objeto de estudo do presente trabalho serão abordadas em detalhes no tópico seguinte.

As rochas da suíte gabro-diorítica pós-colisional são representadas pelo pluton Pedra Aguda o qual consitui um corpo de forma elipsoidal, com o eixo principal de cerca de 10 km, ao longo da direção N-S. Na borda do pluton, ocorrem rochas de composição básica a intermediária (gabros e dioritos), enquanto a parte central é predominantemente de composição granítica. Bessa (2000) obteve as idades de 594±12 Ma e 595±8 Ma pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão em amostras de monzodiorito e diorito da borda do complexo. Nas rochas encaixantes que circundam a suíte ocorrem veios de minério de grafita

maciço que recortam gnaisses orto e paraderivados da ESSE e gnaisses do embasamento (Fragomeni et al., 2013). Essas ocorrências associadas as demais nos gnaisses aluminosos com grafita nessa porção do DCC formam o denominado pelos mesmos autores de Distrito Grafitífero de Aracoíaba-Baturité.

Em relação ao contexto estrutural, a região é caracterizada pela influência de um sistemas de *nappes* com vergência para W/SW em um contexto colisional tipo Himalaiano que atuou durante o Neoproterozoico (Caby & Arthaud, 1986). Uma característica proeminente é o desenvolvimento de uma foliação de médio a baixo ângulo com direção principal NE-SW e subordinadamente ESSE-WNW, com mergulho para NW, SE e mais raramente N ou S. Lineação de estiramento ou mineral quando presentes são principalmente N-NE a E-W. Dobramentos após a foliação principal são mais frequentes próximos as zonas de cisalhamento transcorrentes que cortam a região (e.g. Zona de Cisalhamento Paramoti). Próximo ao limite leste do DCC, a foliação principal de caráter sinuoso é truncada pela influência do Lineamento Senador Pompeu, passando a ser predominantemente de direção NE e com mergulho de alto ângulo.

3.3. Tipologia de Granitos e Petrografia

Os granitoides do CGMPM compreendem uma associação de rochas ígneas e meta-ígneas com graus distintos de deformação os quais exibem feições desde relacionadas a recristalização em estado sólido a feições relacionadas a uma deformação sin- a tardi-tectônica. Adicionalmente, intrusões tardias podem apresentar tramas isotrópicas com pouca ou nenhuma evidência de deformação.

Na borda sul do complexo em contato tectônico com as sequências supracrustais neoproterozoicas a deformação é mais acentuada, representada pelos seguintes litotipos: i) metatexitos de composição granodiorítica; ii) biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica; iii) augen gnaisses de composição granítica-granodiorítica; e iv) quartzo-monzonito levemente foliado (Granitoide Serra do Gigante). Na porção central do complexo ocorre uma associação de biotita granitoides foliados representando distintos pulsos magmáticos os quais podem ser individualizados com base nas suas características texturais e/ou estruturais nos seguintes tipos litológicos: i) biotita granitoide megaporfírico; ii) biotita monzogranito foliado; e iii) biotita sienogranito inequigranular a porfírico de cor rosa levemente

foliados. Os pulsos magmáticos tardios são representados por biotita granitoides de composição granítica a granodiorítica, intrusivos em quase todas as unidades anteriores.

Os migmatitos da porção sul do CGMPM compreendem uma associação heterogênea composta predominantemente por metatexitos estromáticos com protólitos de composição granodiorítica e subordinadamente granítica e tonalítica (Fig. 3.2). São comuns *sheets* de biotita granito foliados junto com volume moderado de leucossoma de composição granítica cortando as bandas de mesossoma representado por hornblenda-biotita gnaiss de composição granodiorítica (Fig. 3.3a-B).

Porções mais máficas são representadas por bandas comumente boudinadas mais ricas em biotita e hornblenda ou como enclaves em meio as porções mais félsicas. A foliação regional é representada pelo bandamento gnáissico e contorna o complexo com mergulhos para Ne, N e NW. A intensidade do mergulho é moderada ($\sim 45^\circ$) e a lineação mineral (biotita, quartzo-feldspato) é oblíqua a *down dip*. Próximo ao contato com as rochas supracrustais na borda sudeste do complexo são mais frequentes mergulhos em alto ângulo ($>60^\circ$) e a lineação tende a ser direcional (*strike slip*).

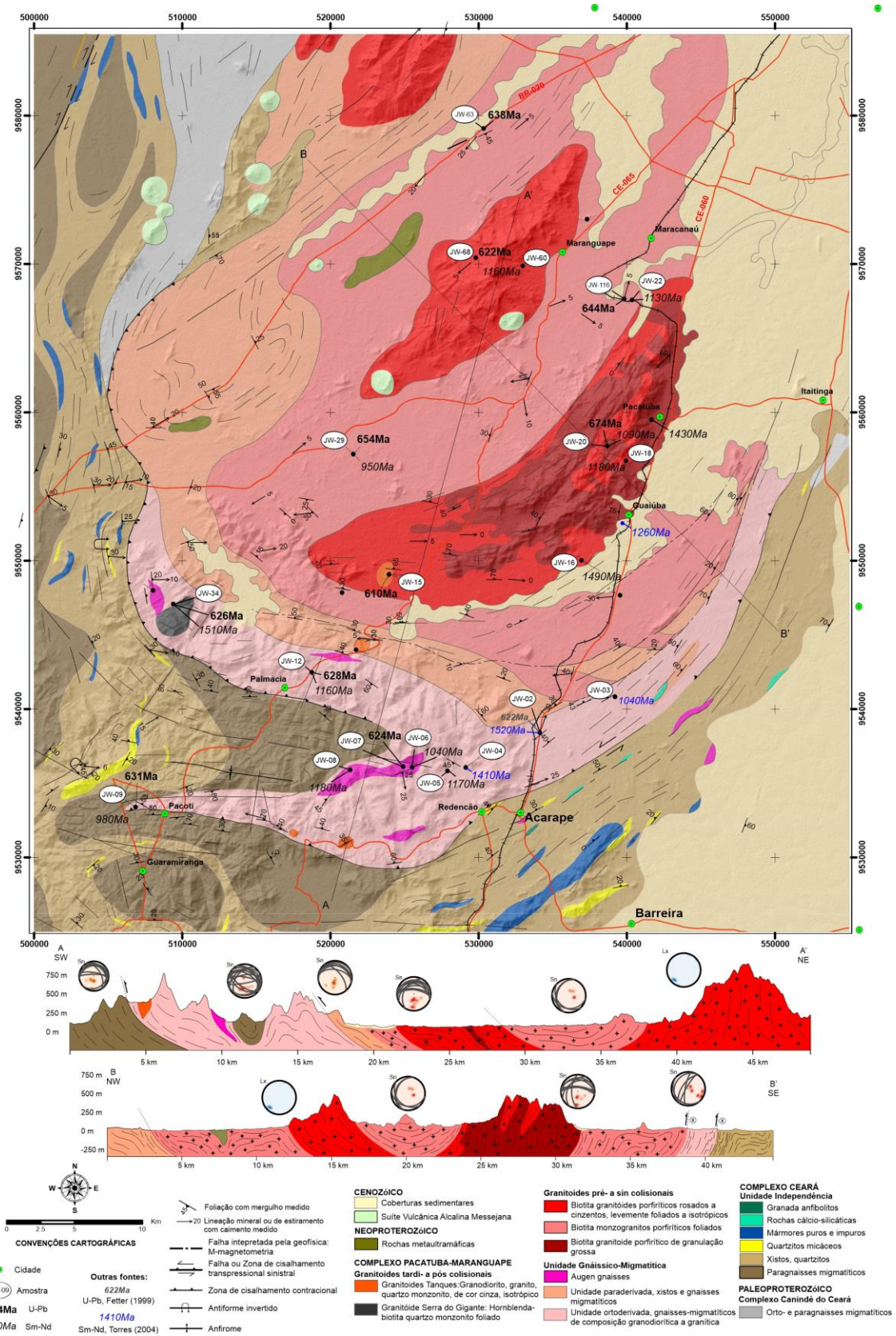


Figura 3.2 - Mapa geológico da região de Pacatuba-Maranguape. Modificado de [Cavalcante et al. \(2003\)](#) e [Pinéo e Zwirtes \(2013\)](#).



Figura 3.3 - Aspectos dos graitoides do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape. A) Metatextitos estromáticos de composição granodiorítica. B) Gnaiss migmatítico de composição monzogranítica; C) *Augen* gnaiss de composição granodiorítica; D) Granitoides megaporfíricos. -E) Biotita monzogranitos foliados; F) Biotita sienogranitos levemente deformados; -G) Biotita monzogranito inequigranular a levemente porfirítico; H) Granitoide Tanques: granodiorito isotrópico.

O protólito dos metatextitos apresentam biotita (20-30%) e hornblenda (0-15%) como principais fases magnesianas. A composição mineral essencial é constituída ainda por quartzo (10-20%) e plagioclásio (20-25%) geralmente mais abundante que K-feldspato (10-20%). Em menor proporção podem ocorrer titanita, granada e muscovita além de zircão, apatita, alanita, opacos e óxidos de ferro como fases minerais acessórias. Exibem textura granolepidoblástica com a foliação podendo ser descontínua, marcada por biotita e hornblenda, ou anastomosada formando planos S/C composta pelas fases ferro-magnesianas presentes e titanita (Fig. 3.3C). As bandas mais quartzo-feldspáticas exibem moderado a alto grau de recrystalização e localmente porfiroblastos de K-feldspato ou plagioclásio.

Os biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica também ocorrem na porção sul do complexo entre os metatextitos ganodioríticos e os granitoides do núcleo do CGMPM. O paleossoma é representado por biotita gnaisses de composição monzo- a sienogranítica com moderado a restrito volume

de nessoma. Este é representado por níveis de composição sienogranítica, as vezes pegmatoides, contínuos ou descontínuos, concordantes com a foliação principal (Fig. 3.3D). Localmente, ocorrem ainda bandas máficas ricas em biotita. Ao microscópio exibem textura granolepidoblástica e são compostos essencialmente por quartzo (25-30%), K-feldspato (25-30%), plagioclásio (10-20%) e biotita (20-30%) – Fig. 3.3E.. Em menores proporções (<5%) podem conter muscovita, clorita e minerais opacos. Como acessórios são frequentes apatita e zircão.

O Granitoide Serra do Gigante, um corpo intrusivo na unidade gnáissico-migmatítica individualizado na porção oeste do CGMPM difere dos augen gnaisses descritos anteriormente pelo menor grau de deformação e composição quartzo-monzonítica (Fig. 3.2). Este pode ser individualizado e mapeado em imagens aerogeofísicas pela alta contagem total em mapas gamaespectrométricos. No campo, o litotipo principal é representado por hornblenda-biotita granitoide com clinopiroxênio, exibe cor cinza, foliação incipiente (descontínua) marcada pela orientação dos minerais máficos, levemente porfirítico com fenocristais de K-feldspato euédricos e outros mais arredondados, além de agregados de biotita e hornblenda (Fig. 3.3H). Localmente, o corpo é recortado por veios félsicos tardios, de espessura centimétrica a milimétrica, deformados por falhas sinistrais. Ao microscópio, exibe textura granonematoblástica composto por quartzo (10%), K-feldspato (30%), plagioclásio (30%), biotita (20%), hornblenda (10%) e clinopiroxênio (8%) – (Fig. 3.3I). Como acessórios ocorrem titanita, zircão, apatita e minerais opacos. No diagrama de classificação para rochas charnockíticas de Le Maitre (1989) o granitoide Serra do Gigante corresponderia a um quartzo-mangerito.

Os granitoides megaporfiríticos ocorrem na porção sudeste do CGMPM em contato com os biotita monzogranitos foliados e sienogranitos porfiríticos levemente orientados de cor rosa (Fig. 3.2). São rochas de composição granítica a quartzo monzonítica, de granulação grossa e fenocristais centimétricos de etatexitos (Fig. 3.4a-B). Localmente, podem conter enclaves subarredondados de composição básica. O grau de deformação é variável podendo ser desde incipiente na porção interior do corpo, representada por leve recristalização dos minerais da matriz e presença de fenocristais centimétricos de etatexitos euédricos, até penetrativa, quando afetada por zonas de cisalhamento que cortam o interior do complexo. São

recortados por falhas de orientação NW-SE e diques etatexitos. Quando orientados, os fenocristais de K-feldspato apresentam orientação E-W/30, como no limite leste do corpo, por exemplo.

Ao microscópio exibem textura porfirítica com fenocristais de etatexitos e matriz de textura fanerítica composta por quartzo (15-30%), K-feldspato (30%), plagioclásio (25%) e em menores proporções muscovita, titanita e epidoto. Como fases minerais acessórias estão presentes zircão, alanita, apatita, minerais opacos e óxidos de ferro. Os enclaves básicos de composição quartzo diorítica exibem textura nematogranoblástica e são compostos por quartzo (15%), K-feldspato (10%), plagioclásio (30%), epidoto (25%), titanita (9%) e clinopiroxênio (10%).

Os biotita monzogranitos foliados são rochas de cor cinza, granulação média, inequigranulares seriados a porfiríticas. Predominam na porção central do complexo entre os granitoides megaporfiríticos e os sienogranitos porfiríticos de cor rosa. A composição monzogranítica é predominante no entanto termos granodioríticos também podem ocorrer. A fase ferro-magnésiana é representada por biotita a qual define a foliação principal observada na rocha. Em geral a foliação exibe mergulho de baixo a moderado ângulo concordante com o contato com a unidade gnáissico migmatítica. A lineação de estiramento geralmente oblíqua exibe caimento para E e NE. Exibem textura milonítica com a foliação anastomosada formando planos S/C composta por biotita (30%), muscovita (5%) e titanita (4%). São compostos ainda por quartzo (25%), K-feldspato (20%), plagioclásio (15%) – [Fig. 3.4C](#). Como acessórios ocorrem alanita, epidoto, zircão minerais opacos e óxidos de ferro ([Fig. 3.4C](#)).

3.4. Métodos Analíticos

3.4.1. Geocronologia U-Pb em Zircão

Amostras representativas das principais unidades ígneas e ortoderivadas do CGMPM foram selecionadas para estudos geocronológicos U-Pb em zircão pela técnica LA-MC-ICP-MS. Para as análises U-Pb, os concentrados de zircão foram extraídos de 2 a 5 kg de rocha, usando um triturador de mandíbula para reduzir as amostras para a granulação de 500, bateamento e purificação por meio de um

separador magnético isodinâmico Frantz. A purificação final foi realizada por seleção manual com microscópio binocular. Os grãos selecionados foram colocados em mounts epoxy, polidas e limpas com ácido de nitrogênio 3% antes da análise. As imagens de catodoluminescência (CL) e de elétrons retroespalhados (BSE) foram usadas para definir os pontos de análise. As imagens CL e BSE foram adquiridas com um microscópio eletrônico de digitalização LEO 430i e EDS no Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas e UNICAMP, Brasil

Os dados foram adquiridos por um ICP-MS Element XR (Thermo Scientific), juntamente com um sistema de ablação a laser Excite.193 (Photon Machines), equipado com uma célula de ablação HelEx de dois volumes. Os dados foram reduzidos off-line usando o software Iolite (versão 2.5), seguindo o método descrito por [Paton et al. \(2010\)](#), comparando o comportamento do zircão de referência 91.500 ([Wiedenbeck et al., 1995](#)). A correção comum de Pb foi realizada usando Vizual Age versão 2014.10 ([Petrus e Kamber, 2012](#)).

3.4.2. Isótopos de Nd

As análises isotópicas de Nd em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras foram dissolvidas em potes de Teflon Savillex ou em bombas de Teflon de tipo Parr. A extração de Sm e Nd a partir do pó de rocha total seguiu a técnica descrita em [Richard et al. \(1976\)](#) e [Gioia e Pimentel \(2000\)](#), em que a separação dos elementos terras raras como usando grupo usando colunas de troca de cátions precede a cromatografia de fase reversa para a separação de Sm e Nd usando colunas carregadas com HDEHP (ácido fosfórico di-2-etil-hexil) suportado em pó de Teflon. Foram também usados resinas RE-Spec e Ln-Spec para separação dos REE e Sm-Nd. Uma mistura de spike ^{149}Sm - ^{150}Nd foi usado. As amostras de Sm e Nd foram carregadas em filamentos de Re de um conjunto de duplo filamento. As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas utilizando um espectrômetro de massa Finnigan MAT-262. As incertezas nas relações Sm / Nd e ^{143}Nd / ^{144}Nd são consideradas melhores do que $\pm 0,05\%$ (1s) e $\pm 0,003\%$ (1s), respectivamente, com base em análises repetidas dos padrões internacionais de rocha BCR-1 e BHVO-1. As razões ^{143}Nd / ^{144}Nd foram normalizadas para uma razão ^{146}Nd / ^{144}Nd de 0,7219. O branco de Nd foi inferior a 100 pg. O estudo isotópico foi realizado calculando as proporções dos isótopos de Sm e Nd (^{147}Sm / ^{144}Nd e ^{143}Nd /

^{144}Nd), e ^{3}Nd (0) notação de idade do modelo TDM (*Depleted Mantle*) (De Paolo, 1981, 1988).

3.4.3. Isótopos de Hf

Análises isotópicas de Lu-Hf foram realizadas em grãos de zircão selecionados de cinco amostras diferentes, previamente analisadas pelo método U-Pb. As análises de Lu-Hf foram realizadas seguindo Matteini et al. (2010). Os valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ foram calculados usando a constante de decaimento $\lambda = 1,865 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$, proposta por Scherer et al. (2006), e os valores de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ CHUR de 0,0332 e 0,282772 propostos por Blichert-Toft e Albarède (1997). As idades modelo de Hf (TDM Hf) foram calculadas usando $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ para o manto empobrecido e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ valor de 0,0113 para a média da crosta (Chauvel e Blichert-Toft, 2001). Durante as sessões analíticas, foram realizadas análises replicadas do zircão padrão GJ-1, resultando em uma razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de $0,282006 \pm 16 \text{ 2s}$ ($n = 25$), de acordo com o valor de referência obtido por Morel et al. (2008).

3.5. Resultados

3.5.1. Geocronologia U-Pb em Zircão

Os resultados isotópicos para as rochas ígneas e meta-ígneas da região de Pacatuba Maranguape estão disponíveis nos apêndices relacionado a este artigo. Foram selecionadas 10 amostras para geocronologia U-Pb, sendo 5 amostras da unidade gnáissico-migmatítica da borda do complexo e 4 de granitoides da porção central do complexo e 1 de um granitoide tardi a pós-tectônico. Destas, grãos de zircão selecionados de 5 amostras foram analisados para isótopos de Hf considerando o mesmo domínio textural dos grãos utilizados para a determinação pelo método U-Pb. Uma descrição detalhada das amostras é apresentada a seguir.

3.5.1.1. Unidade gnáissico-migmatítica

Amostra JW-09. Esta amostra é um hornblenda-biotita metatexito estromático de composição granodiorítica (Fig. 3.3). Os grãos de zircão da amostra JW-09M foram extraídos do paleossoma, interpretado como o protólito, evitando a contaminação com o neossoma (amostra JW-09N), representado por veios concordantes/sub-concordantes de composição granítica. Os grãos são

predominantemente subedrais, subarredondados, translúcidos a incolores. Em geral variam de tamanho entre 100 e 325 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 2:1 a 4:1. Imagens de catodoluminescência (CL) mostram um bem desenvolvido zoneamento oscilatório típico de cristais de zircão magmáticos (Fig. 3.4).

Os dados estão representados em diagramas Concordia nos quais a projeção da linha Discordia, desenhada usando 21 análises pontuais, define um intercepto superior de 631 ± 12 Ma (2s MSDW = 1.5), interpretado como a idade de cristalização do protólito. Os grãos utilizados no cálculo apresentam teores de U entre 375 e 3660 ppm com razões Th/U entre 0.02 e 0.59. Duas idades discordantes de 691 ± 28 Ma (2s MSDW = 1.4) e 847 ± 40 Ma (2s MSDW = 0.26) e grãos de zircão herdados (com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 833 ± 33 (2s) e 811 ± 27 (2s) Ma sugerem que fontes do início do Neoproterozoico foram envolvidas na gênese do protólito (Fig. 3.4).

40 grãos analisados do neossoma granítico (amostra JW-09) forneceram a idade concordante de 582 ± 22 (2s) Ma interpretada como a idade do metamorfismo que afetou o protólito de composição granodiorítica (Fig. 3.5F). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 1100 e 1924 ppm com razões Th/U entre 0.02 e 0.08. Grãos interpretados como assimilados pelo magma granítico forneceram a idade discordante de 2024 ± 22 Ma (2s MSDW = 1.18) – Figura 3.4 e 3.5C.



Figura 3.4 - Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão de rochas ígneas e ortoderivadas do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape investigados por geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e isótopos de Hf in situ (em vermelho idade TDM e ϵ Hf).

Amostra JW-12. Esta amostra é um biotita-gnaiss-migmatítico de composição granítica (Fig. 3.3). Os grãos de zircão foram extraídos do paleossoma, interpretado como o protólito, evitando a contaminação com o neossoma representado por veios concordantes/sub-concordantes de composição sienogranítica. Os grãos são

predominantemente subedrais, subarredondados, translúcidos a incolores. Em geral variam de tamanho entre 100 e 325 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 2:1 a 4:1. Imagens de catodoluminescência (CL) mostram um bem desenvolvido zoneamento oscilatório típico de cristais de zircão magmáticos (Fig. 3.4). Uma idade concordante de 628 ± 4 (2s) Ma foi calculada a partir de 9 grãos selecionados interpretada como a idade de cristalização do protólito (Fig. 3.5A). Os grãos utilizados no cálculo apresentam teores de U entre 73 e 595 ppm com razões Th/U entre 0.43 e 1.11. Dois grãos de zircão herdados com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 875 ± 11 (2s) e 715 ± 11 (2s) Ma sugerem que fontes do início do Neoproterozoico foram envolvidas na gênese do protólito (Fig. 3.5).

Amostra JW-34. Consiste de um hornblenda-biotita quartzo monzonito levemente foliado (Granitoide Serra do Gigante), localmente recortado por veios milimétricos quartzo-feldspáticos, intrusivo na unidade gnaissico-migmatítica (Fig. 3.3). Os grãos de zircão são predominantemente incolores, subedrais e subarredondados. Alguns grãos são anedrais e raramente arredondados. Variam de tamanho entre 100 e 330 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 1:1 a 5:1. As imagens de CL revelam um zoneamento oscilatório característico de cristais magmáticos com alguns cristais homogêneos (Fig. 3.4). 38 grãos foram analisados e 22 forneceram a idade concórdia de 626 ± 2 (2s) Ma interpretada como a idade de cristalização do magma quartzo monzonítico (Fig. 3.5B). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 261 e 1299 ppm com razões Th/U entre 0.11 e 1.76.

Amostra JW-07. Augen gnaiss de composição granodiorítica localmente recortado por veios pegmatoides de composição granítica (Fig. 3.3). Os grãos selecionados são incolores, transparentes, euedrais a subedrais, prismáticos a subarredondados. Variam de tamanho entre 150 e 450 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 1:1 a 6:1. Imagens de CL mostram um bem desenvolvido zoneamento oscilatório característico de cristais de zircão magmáticos (Fig. 3.4). Uma idade concordante a partir de 20 grãos forneceram a idade de 624 ± 4 (2s) Ma interpretada como a idade de cristalização da rocha (Fig. 3.5C). A razão Th/U dos grãos analisados variam entre 0.56 e 1.48 (teor de U = 88-276 ppm) na porção central dos grãos enquanto que nas bordas estão entre 0.69 e 0.19 (teor de U = 177-651 ppm).

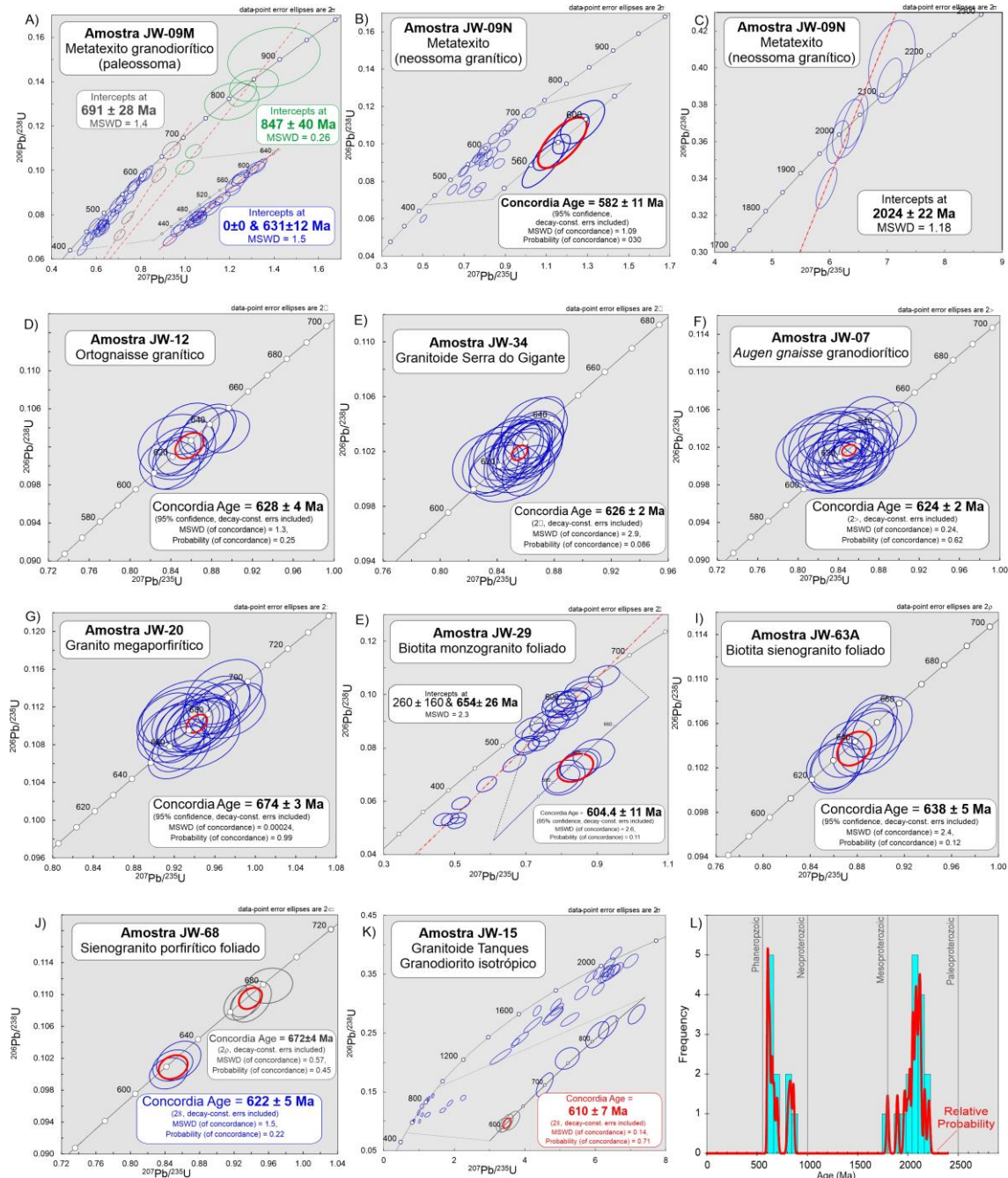


Figura 3.5 - Diagramas Whetheril concórdia U-Pb para as amostras investigadas.

3.5.1.2. Granitoides

Amostra JW-20. Quartzo monzonito porfíritico de granulação grossa com fenocristais centimétricos de K-feldspato (Fig. 3.3). A amostra foi coletada na porção central do corpo evitando as porções deformadas por zonas de cisalhamento dúcteis tardias. Os grãos selecionados para análise são incolores, raramente amarelados, transparentes, predominantemente eudrais e prismáticos com alguns grãos subedrais e subarredondados. O tamanho dos grãos varia de 160 a 430 μm e

apresentam razão comprimento x largura variando de 2:1 a 5:1. Imagens de CL mostram uma textura interna homogênea ou zoneamento oscilatório (Fig. 3.4). Dos 40 grãos analisados 22 forneceram a idade concordante de 674 ± 4 (2s) Ma interpretada como a idade de cristalização do magma quartzo monzonítico (Fig. 3.5D). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 75 e 600 ppm com razões Th/U entre 0.09 e 0.97.

Amostra JW-29. Esta amostra é um biotita monzogranito foliado com lineação de estiramento bem marcada por cristais de biotita orientados segundo o *trend* principal NE-SW coletada na porção central do Complexo. Os grãos selecionados para análise são incolores, raramente amarelados, transparentes, predominantemente subedrais e subarredondados. O tamanho dos grãos varia de 100 a 300 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 2:1 a 4:1. As imagens de CL mostram principalmente grãos com uma textura homogênea e alguns exibindo zoneamento oscilatório (Fig. 3.4). Os dados estão representados em diagrama Concordia no qual uma projeção da linha Discordia, desenhada usando 28 análises pontuais, define um intercepto superior de 654 ± 26 Ma (2s MSDW = 2.3), interpretado como a idade de cristalização do protólito (Fig. 3.4). Os grãos utilizados no cálculo apresentam teores de U entre 175 e 761 ppm com razões Th/U entre 0.28 e 2.04. Uma idade concordante foi calculada a partir de 5 grãos concordantes fornecendo a idade de 604 ± 11 Ma (2s MSDW = 2.6) a qual é interpretada como relacionada ao evento deformacional/metamórfico que afetou a rocha (Fig. 3.4).. Grãos concordantes com idade de ca. de 810 Ma sugerem a participação de rochas do início do Neoproterozoico na fonte do magma (Fig. 3.4).

Amostra JW-63A. Esta amostra é um leuco-sienogranito foliado com lineação de estiramento bem marcada por cristais de biotita orientados segundo o *trend* principal NE-SW coletada em uma pedreira na porção norte do batólito. Os grãos selecionados para análise são incolores, raramente amarelados, transparentes, predominantemente subedrais e subarredondados. O tamanho dos grãos varia de 130 a 200 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 2:1 a 4:1. As imagens de CL mostram principalmente grãos com uma textura homogênea e alguns exibindo zoneamento oscilatório (Fig. 3.4). Dos 40 grãos analisados 8 forneceram a idade concordante de 638 ± 5 (2s) Ma interpretada como a idade de

cristalização do magma granítico (Fig. 3.5F). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 296 e 461 ppm com razões Th/U entre 0.36 e 1.12.

Amostra JW-68. Consiste de um biotita sienogranito porfirítico de granulação média, cor róseo claro, levemente foliado. Os grãos selecionados para análise são incolores, raramente amarelados, transparentes, predominantemente subedrais e subarredondados com raras faces primárias preservadas. O tamanho dos grãos varia de 130 a 200 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 1:1 a 3:1. Nas imagens de CL observa-se um zoneamento oscilatório bem desenvolvido característico de zircões magmáticos (Fig. 5) com alguns grãos exibindo bordas de mais baixa reflectância.

Os grãos analisados forneceram duas idades concordantes: i) 622 ± 5 (2s) Ma considerada a idade de cristalização da rocha; e ii) 672 ± 4 (2s) Ma fornecida a partir de grãos concordantes interpretados como oriundos da fonte do magma granítico (Fig. 3.5G-H). Os grãos utilizados no cálculo da idade concórdia apresentam teores de U entre 307 e 984 ppm com razões Th/U entre 0.22 e 1.82.

Amostra JW-15. Biotita granodiorito isotrópico a levemente foliado com enclaves ricos em biotita, arredondados e estirados segundo a direção NNE-SSW. Os grãos selecionados para análise são incolores ou amarelados, predominantemente translúcidos com alguns transparentes. Quanto a forma são euedrais e prismáticos ou subedrais e arredondados. O tamanho dos grãos varia de 150 a 300 μm e apresentam razão comprimento x largura variando de 2:1 a 3:1. As imagens de CL mostram principalmente grãos de textura interna homogênea ou com núcleo xenocrístico envoltos por bordas de mais baixa reflectância (Fig. 3.4). Alguns núcleos exibem zoneamento oscilatório.

Os grãos analisados forneceram uma idade concordante de 610 ± 7 Ma (2s, MSWD = 0.14) considerada a idade de cristalização para o magma granodiorítico (Fig. 3.5K-L). Picos em 800 Ma, 2000 e 2100 Ma sugerem a participação de rochas do início do neoproterozoico e paleoproterozoicas na formação do magma granodiorítico (Fig. 3.5K-L).

3.5.2. Isótopos de Nd em rocha total

Nesta seção serão apresentados dados isotópicos de Nd para rocha total adquiridos no presente trabalho e os obtidos por [Torres et al. \(2006a\)](#) para os granitoides e rochas ortoderivadas do Complexo Pacatuba-Maranguape (CPM). Adicionalmente, foram compilados os dados disponíveis na literatura para as rochas plutônicas do Arco Magmático de Santa Quitéria ([Fetter, 1999;2003](#); [Castro, 2004](#); [Costa et al., 2013](#); [Ganade de Araújo et al., 2014](#)). Foram analisadas 13 amostras de rochas ígneas e meta-ígneas do CPM. O parâmetro ϵNd_{T_1} foi calculado para 620 Ma com base no contexto geológico-geocronológico regional. O parâmetro ϵNd_{T_2} foi recalculado para as amostras do CPM com idades de cristalização disponíveis. A composição isotópica de rocha total representativa dos litotipos estudados está listada na [Tabela 1](#). Os novos dados adquiridos estão no [Apêndice 3](#).

As rochas ortoderivadas e granitoides do CGMPPM apresentam valores de T_{DM} entre 790 Ma e 1570 Ma com $\epsilon\text{Nd}_{t=620}$ variando de -6.40 a +4.43 ([Tabela 3.1](#), [Figura 3.6](#)). A maior parte das amostras (47%) apresenta valores de T_{DM} entre 1000 e 1200 Ma, com $\epsilon\text{Nd}_{t=620}$ variando entre -1.13 e +1.76 ([Tabela 3.1](#), [Figura 3.6](#)) e são representadas por amostras de gnaisses migmatíticos de composição granítica e augen gnaisses da borda do complexo e granitoides megaporfíricos e biotita sienogranitos da porção mais interior. As amostras com valores de T_{DM} abaixo de 1000 Ma exibem $\epsilon\text{Nd}_{t=620}$ variando entre +1.49 e +4.43 obtidas em amostras representativas do paleossoma de um metatexito de composição granodiorítica da unidade gnáissico-migmatítica, da unidade biotita monzogranito foliado e de um quartzo diorito associado a granitoides porfíricos da porção leste do complexo (amostra de [Torres et al., 2006b](#)). As amostras com T_{DM} acima de 1200 Ma apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}_{t=620}$ entre -6.43 e -0.81 obtida para amostras de biotita sienogranitos porfíricos levemente foliados e para o granitoide Serra do Gigante.

Na comparação com a assinatura isotópica de Nd do AMSQ, o CGMPPM também exibe uma assinatura híbrida com a contribuição de fontes mantélica e crustal porém com menor participação do embasamento paleoproterozóico como pode ser observado na correlação entre os valores de T_{DM} vs. ϵNd_t e no diagrama de evolução de Nd ([Tabela 3.1](#), [Figura 3.6](#)).

3.5.3. Isótopos de Hf em Zircão

Os grãos analisados para isótopos de Hf in situ para a *Amostra JW-12* forneceram idades modelo TDM entre 1420 e 1470 Ma, com ϵHf_t levemente negativo variando entre 0.32 a -0.62. Os grãos de zircão herdados também foram analisados e forneceram idades modelo de Lu-Hf (TDM) entre 990 e 1130 Ma com valores de ϵHf_t positivo variando entre +6.76 e +11.72 ([Tabela 3.1](#), [Figura 3.4](#)).

Os grãos de zircão da *Amostra-JW-20* analisados para isótopos de Hf têm uma variação restrita na razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em função das idades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ com valores variando de 0.28246361 a 0.282554 para idades entre 664 e 680 Ma ([Tabela 3.1](#), [Figura 3.4](#)). Idades modelo Lu-Hf obtidas de zircão da mesma amostra forneceram TDM entre 1160 e 1330 Ma e todos os grãos analisados apresentaram ϵHf_t consistentemente positivos, variando de +2.58 a +5.77, indicando que o magma evoluiu a partir de um material juvenil ([Figura 3.4](#)).

Tabela 3.1 - Isótopos de Nd para os granitoides e rochas ortoderivadas do Complexo Pacatuba-Maranguape.

Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	2 σ	ϵNd_0	ϵNd_{11} (620 Ma)	T ^a (Ma)	ϵNd_{12}	T _{DM} (Ga)	Referência
JW-09	metatexito granodiorítico	4.283	15.580	0.1663	0.512741	7	2.01	+4.43	630	+4.47	0.98	
PT-06	gnaisse tonalítico	3.638	27.955	0.0787	0.512117	6	-10.16	-0.81	630	-0.66	1.05	Torres et al. (2006a)
JW-12	gnaisse granítico	3.293	19.082	0.1044	0.512210	9	-8.35	-0.92	630	-0.94	1.16	
JW-05	gnaisse granítico	2.832	15.778	0.1086	0.512237	8	-7.82	-0.84	630	-0.73	1.17	
PT-58	gnaisse granítico	6.923	39.207	0.1068	0.512049	7	-11.49	-4.37	630	-4.26	1.41	Torres et al. (2006a)
PT-12B	gnaisse granodiorítico	6.520	36.576	0.1078	0.511948	7	-13.46	-6.42	630	-6.31	1.57	Torres et al. (2006a)
JW-34	quartzo monzonito	10.669	63.227	0.1021	0.511933	6	-13.75	-6.26	625	-6.19	1.51	
JW-06	augen gnaisse	5.794	28.131	0.1246	0.512435	19	-3.96	+1.76	625	+1.80	1.04	
JW-08	augen gnaisse	8.667	61.654	0.0850	0.512044	8	-11.59	-2.74	625	-2.67	1.18	
JW-20	granito megaporfírico	13.901	69.345	0.1213	0.512382	10	-4.99	+0.99	675	+1.51	1.09	
PT-94 A	granitoide equigranular	4.883	24.952	0.1184	0.512235	11	-7.86	-1.66	675	-1.10	1.29	Torres et al. (2006a)
PT-94B	quartzo diorito	10.070	58.870	0.1035	0.512481	7	-3.06	+4.33	675	+4.99	0.79	Torres et al. (2006a)
Guaiúba	granitoide porfírico	7.819	38.910	0.1216	0.512273	5	-7.12	-1.17	675	-0.64	1.27	Torres et al. (2006a)
JW-29	monzogranito foliado	4.200	27.672	0.0918	0.512288	8	-6.83	+1.49	640	+1.76	0.95	
JW-22	biotita granito	3.092	18.142	0.1031	0.512221	7	-8.13	-0.72	640	-0.48	1.13	
JW-60-A	biotita sienogranito	4.354	25.527	0.1032	0.512200	0	-8.54	-1.13	620	-1.13	1.16	
JW-18	biotita sienogranito	4.465	22.991	0.1175	0.512298	4	-6.63	-0.35	620	-0.35	1.18	
JW-37	biotita sienogranito	5.510	30.721	0.1085	0.512057	9	-11.33	-4.35	620	-4.35	1.43	
JW-16	biotita sienogranito	5.737	23.469	0.1479	0.512398	8	-4.68	-0.81	620	-0.81	1.49	

^aIdade de cristalização obtida a partir do contexto geológico-geocronológico.

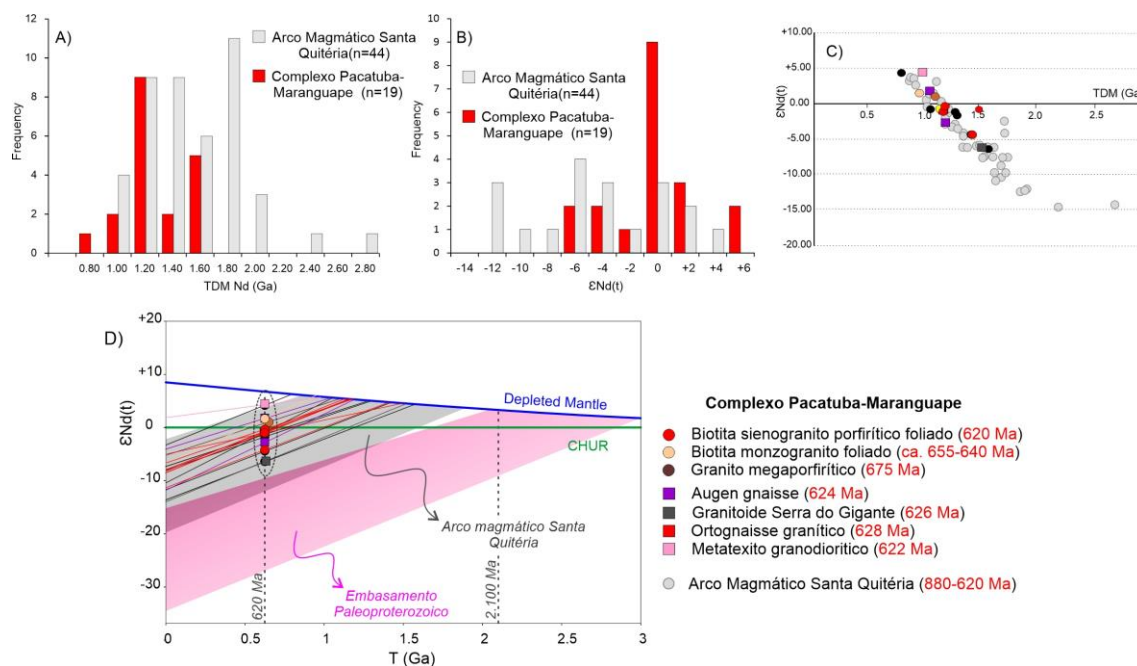


Figura 3.6 - Assinatura isotópica de Nd dos granitoides do CGMPM e rochas plutônicas do arco magmática de Santa Quitéria (Fetter, 1999; Castro, 2004; Costa et al., 2003; Ganade de Araújo et al., 2014). A) Distribuição das idades T_{DM} de Nd e B) do parâmetro ϵNd (De Paolo, 1981, 1988); C) Diagrama T_{DM} vs. $\epsilon Nd(t)$; D) Diagrama de evolução de Nd T (Ga) vs. $\epsilon Nd(t)$.

Os grãos de zircão analisados da *Amostra JW-63A* têm razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variando de 0.282324 a 0.282551 para idades entre 627 e 650 Ma (Tabela 3.1). Idades modelo Lu-Hf forneceram TDM entre 990 e 1470 Ma com a maior parte dos grãos analisados apresentando $\epsilon \text{Hf}(t)$, variando de +0.34 a +5.00, e um grão exibindo valor negativo (-2.78), indicando que o magma evoluiu a partir de um material juvenil com discreta assimilação de material crustal (Figura 3.7).

Os grãos de zircão analisados da *Amostra JW-68* têm razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variando de 0.282324 a 0.282402 para idades entre 615 e 792 Ma (Tabela 3.1). Idades modelo Lu-Hf forneceram TDM entre 990 e 1470 Ma com a maior parte dos grãos analisados apresentando $\epsilon \text{Hf}(t)$, variando de -5.44 a +2.6, indicando que o magma evoluiu a partir de um material juvenil com discreta assimilação de material crustal (Figura 3.7).

Grãos de zircão com idade de cristalização entre 812 e 861 Ma da *Amostra JW-15* foram analisados para isótopos de Hf e forneceram idades TDM de 920 a 1060 Ma com $\epsilon \text{Hf}(t)$ variando de 9.73 a +12.75 (razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variando de 0.282682 a 0.282583) indicando o caráter juvenil do material fonte do magma (Figura 3.4). Um grão com idade de 698 Ma forneceu idade TDM de 1220 Ma e $\epsilon \text{Hf}(t)$

igual a +4.93 evidenciando a participação de material juvenil na fonte dos magmas até esse período.

Tabela 3.2 - Isótopos de Hf para os granitoides e rochas ortoderivadas do Complexo Pacatuba-Maranguape.

Amostra	$(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{meas}}$	Error (abs.)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{meas}}$	Error (abs.)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{T})}$	$\pm 2\sigma$	T (Ma)	$\epsilon\text{Hf}_{(\text{T})}$	$\pm 2\sigma$	T_{DM} (Ga)
JW-12	0.085503	± 0.002714	0.0022734	± 0.000072	0.282604	0.000020	875	11.72	± 0.04	0.99
JW-12	0.025083	± 0.000906	0.0006669	± 0.000024	0.282511	0.000028	875	9.39	± 0.24	1.12
JW-12	0.087094	± 0.004129	0.0023157	± 0.000110	0.282559	0.000051	715	6.76	± 1.21	1.13
JW-12	0.033450	± 0.000809	0.0008894	± 0.000021	0.282411	0.000035	628	0.32	± 0.70	1.42
JW-12	0.037213	± 0.001347	0.0009894	± 0.000036	0.282393	0.000042	621	-0.52	± 0.97	1.46
JW-12	0.014917	± 0.000898	0.0003966	± 0.000024	0.282375	0.000027	633	-0.62	± 0.41	1.47
JW-20	0.092390	± 0.002340	0.0024565	± 0.000062	0.282554	0.000039	680	5.77	± 0.80	1.16
JW-20	0.069322	± 0.000922	0.0018432	± 0.000025	0.282519	0.000025	664	4.49	± 0.32	1.21
JW-20	0.087304	± 0.001421	0.0023213	± 0.000038	0.282498	0.000034	671	3.66	± 0.62	1.27
JW-20	0.085399	± 0.001283	0.0022706	± 0.000034	0.282463	0.000044	676	2.58	± 0.98	1.33
JW-63A	0.077146	± 0.000299	0.0020512	± 0.000008	0.282551	0.000034	639	5.00	± 0.65	1.46
JW-63A	0.061520	± 0.001300	0.0016357	± 0.000035	0.282487	0.000038	627	2.67	± 0.81	1.13
JW-63A	0.037419	± 0.000168	0.0009949	± 0.000004	0.282461	0.000034	646	2.42	± 0.67	0.99
JW-63A	0.038410	± 0.000256	0.0010213	± 0.000007	0.282406	0.000036	640	0.34	± 0.73	1.47
JW-63A	0.075710	± 0.004395	0.0020130	± 0.000117	0.282324	0.000043	650	-2.78	± 0.98	1.42
JW-68	0.101571	± 0.002131	0.0027006	± 0.000057	0.282402	0.000041	792	2.60	± 0.79	0.99
JW-68	0.040267	± 0.000578	0.0010706	± 0.000015	0.282441	0.000031	666	2.13	± 0.54	1.13
JW-68	0.097895	± 0.003578	0.0026029	± 0.000095	0.282324	0.000041	615	-3.77	± 0.93	1.47
JW-68	0.062092	± 0.000761	0.0016509	± 0.000020	0.282282	0.000039	624	-4.65	± 0.87	1.46
JW-68	0.029013	± 0.000178	0.0007714	± 0.000005	0.282252	0.000033	620	-5.44	± 0.63	1.42
JW-15	0.177047	± 0.001279	0.0047074	± 0.000034	0.282682	0.000035	861	12.75	± 0.51	0.92
JW-15	0.069504	± 0.001846	0.0018480	± 0.000049	0.282618	0.000032	812	11.12	± 0.44	0.97
JW-15	0.108100	± 0.002426	0.0028742	± 0.000065	0.282583	0.000036	833	9.73	± 0.56	1.06
JW-15	0.077657	± 0.000488	0.0020648	± 0.000013	0.282514	0.000034	698	4.93	± 0.61	1.22

3.6. Discussões e Conclusões

Os litotipos do Complexo Granito-Migmatítico Pacatuba-Maranguape correspondem a uma associação de biotita granitoides porfíricos sin- a tardiectônicos bordejados por gnaisses-migmatíticos ortoderivados exibindo distintos graus de fusão e deformação no nordeste do Domínio Ceará Central, Província Borborema.

Os novos dados U-Pb e Lu-Hf obtidos em zircão e Sm-Nd em rocha total permitiram caracterizar novos eventos magmáticos Neoproterozoicos na porção noroeste da Província Borborema. Dados geocronológicos indicam uma evolução magmática no intervalo entre 675 e 610 Ma. Grãos de zircão interpretados como herdados da fonte e/ou assimilados durante ascensão dos magmas indicam a participação de rochas do início do Neoproterozoico na formação dos mesmos e subordinadamente crosta antiga de idade paleoproterozoica.

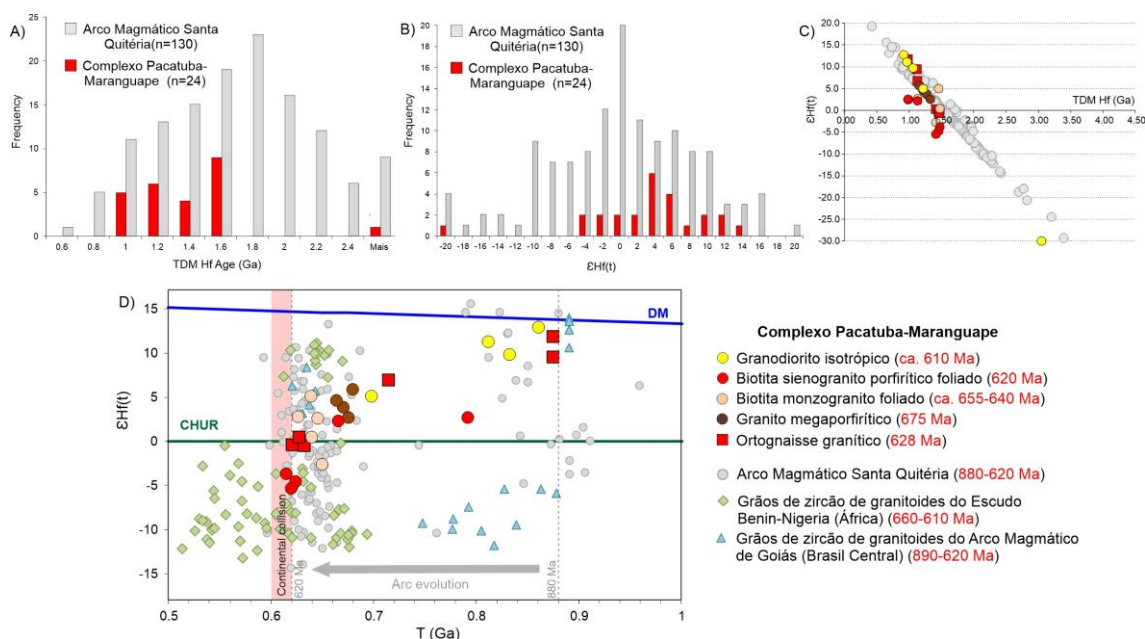


Figura 3.7 - Assinatura isotópica de Hf dos granitoides do Complexo Pacatuba-Maranguape e rochas plutônicas do arco magmática de Santa Quitéria (Ganade de Araújo et al., 2014). A) Distribuição das idades T_{DM} de Hf e B) do parâmetro ϵHf ; C) Diagrama T_{DM} vs. ϵHf ; D) Diagrama de evolução de Hf T(Ga) vs. ϵHf . Fonte dados isotópicos dos Benin-Nigéria: Ganade de Araújo et al., 2016; arco magmático de Mara Rosa: Matteini et al., 2010.

3.6.1. Fonte(s) dos Granitoides do Complexo Pacatuba-Maranguape

As idades U-Pb em zircão permitem importantes considerações quanto a evolução magmática e tectônica dos granitoides neoproterozoicos dessa porção do Domínio Ceará Central. No entanto, a composição isotópica das rochas investigadas caracteriza melhor as suas respectivas fontes. Idades modelo Lu-Hf *in situ* em zircão e Sm-Nd em rocha total forneceram, respectivamente, TDM (Hf) entre 920 Ma e 1470 Ma com valores de ϵHf_t de +12.75 a -5.44, e valores de TDM (Nd) essencialmente meso-neoproterozoicos entre 950 Ma e 1470 Ma com valores de ϵNdt entre -1,06 e +4,35. Esse padrão pode ser obtido com uma mistura de variáveis proporções entre material juvenil neoproterozoico e um embasamento intermediário de idade paleoproterozoica (Arndt & Goldstein, 1987). Desta forma, as possíveis fontes que podem ter sido envolvida na origem do granitoides do CGMPM incluem:

- i) *Input* juvenil Neoproterozoico - Rochas juvenis exibem idades modelo (T_{DM}) igual ou próxima a de cristalização e valor do parâmetro épsilon (ϵ) positivo (DePaolo, 1981; Arndt & Goldstein, 1987; Scherer et al., 2007). Registros de magmatismo juvenil nessa porção do DCC são representados por grãos de zircão com idade entre ca. 875 Ma e 665 Ma com ϵHf de positivo variando de +2.13 a +12.75 e amostras com valores

de ϵNd_t positivo (+1.51 a +4.99) e idade T_{DM} entre 790 e 1090 Ma. Estes dados mostram que os magmas originais foram derivados de uma fonte de manto empobrecido, em grande parte sem contaminação por crosta continental mais antiga.

- ii) Granitoides pré-colisionais neoproterozoicos - Evidências de contribuição de rochas pré-colisionais são representados por grãos de zircão com idades do início do Neoproterozoico interpretados como herdados da fonte e/ou assimilados durante extração e ascensão do magma (Figs. 3.4-3.5). Rochas desse período no Domínio Ceará Central são representadas pela Unidade Lagoa Caiçara do arco magmático Santa Quitéria (de ca. de 880-800 Ma, Ganade de Araújo et al., 2014) além de grãos de zircão detríticos de seqüências de rochas metassedimentares que bordejam o complexo (Arthaud et al., 2008; Ganade de Araújo et al., 2012; 2014).
- iii) Embasamento paleoproterozoico do DCC de 2.0-2.2 Ga – As principais evidências de participação de material crustal e a presença de embasamento Paleoproterozoico nessa porção do Domínio Ceará Central são representadas pela idade discordante de 2024 ± 22 Ma obtida a partir de grãos de neossoma da unidade gnáissico-migmatítica (amostra JW-09N), por grãos de zircão herdados do granitoides pós colisionais (eg. Amostra JW-15) com idades concordantes paleoproterozoicas e pelo aumento nas idades T_{DM} Nd acompanhado da redução dos valores de ϵNd_t . Ressalta-se ainda o efeito de mistura nos isótopos de Nd e Hf entre material juvenil Neoproterozoico e do embasamento Paleoproterozoico resultando em valores de T_{DM} mesoproterozoicos (1.0-1.6 Ga) uma vez que rochas dessa idade não foram encontradas na região e crosta desse período tem ocorrência restrita neste domínio (Amaral et al., 2015).
- iv) Rochas supracrustais que bordejam o complexo - As rochas supracrustais do Domínio Ceará Central apresentam dois padrões distintos, um de bacias com contribuição sedimentar essencialmente do embasamento paleoproterozoico, e um segundo de proveniência mista envolvendo o embasamento e rochas neoproterozoicas, tendo como fonte principal os granitoides do arco magmático Santa Quitéria (Arthaud et al., 2015; 2015; Ganade de Araújo et al., 2012a). Apesar dos dados geocronológicos

indisponíveis, as rochas metassedimentares que bordejam o Complexo Pacatuba-Maranguape, podem ter contribuído para a geração do por: representarem rochas de alto grau metamórfico (frequentemente migmatitizadas), a relação espacial, com ocorrência entre os granitoides como restos supracrustais (embora não tenham sido encontrados enclaves até o momento) e por fim o caráter levemente peraluminoso dos granitoides, que pode ter sido adquirido pela contribuição da fusão das rochas metassedimentares aluminosas. No entanto, dados geocronológicos ainda são necessários para melhor controlar a(s) fonte(s) dessas rochas e o período de metamorfismo.

Esse padrão híbrido, marcado pela mistura de fontes crustais e mantélicas na geração de granitoides, é análogo ao proposto para as rochas do Arco Magmático Santa Quitéria (Fetter et al., 2003; Ganade de Araújo et al., 2014c). Segundo os mesmos autores essa assinatura isotópica de Hf e Nd poderia indicar que estes granitoides nem representariam um arco juvenil e nem uma suíte formada a partir da fusão de rochas essencialmente crustais. Esta assinatura híbrida é uma feição comumente observada em arcos magmáticos devido a interação entre magmas juvenis e componentes enriquecidos (litosfera antiga) em um ambiente de margem continental ativa (DePaolo, 1981; 1988; Asmeron et al., 1991; Ducea, 2001; Jiang et al., 2010; Laskowski et al. 2013).

3.6.2. Ambiente(s) e Evolução Tectônica dos Granitoides do Complexo Pacatuba-Maranguape

O magmatismo de arco implica na existência de crosta oceânica e subducção de litosfera continental. A ocorrência de rochas oceânicas de idade neoproterozoica no Domínio Ceará Central ainda permanece incerta. Rochas metamáficas ocorrem intercaladas ao longo da foliação regional paralela ao *trend* do Lineamento Transbrasiliiano nas regiões de Forquilha, Cariré e Novo Oriente (Amaral et al., 2010; Amaral et al., 2012; Ancelmi et al., 2013; Ganade de Araújo et al., 2010; Pitombeira et al., 2017). As rochas metamáficas da Faixa Eclogítica de Forquilha (FEF) incluem uma associação de granada anfibolitos com assinatura de arcos de ilha, retroeclogitos de afinidade MORB e basaltos alcalinos enriquecidos (Amaral et al., 2010). Os protólitos das rochas da FEF ocorrem como diques que intrudiram o embasamento Paleoproterozoico (de ca. de 2.1-2.0 Ga, Bloco Forquilha) e marcam

um evento extensional em ca. de 1.5-1.6 Ga (Amaral et al., 2015). A idade de cristalização do protólitos dos granulitos máficos da região de Cariré e metabasaltos da região de Novo Oriente ainda é incerta e são controladas por idades TDM de Nd no intervalo 1.6-1.3 Ga e correlação geológica (Ferreira, 2008; Ganade de Araújo et al., 2010; Amaral et al., 2012).

O magmatismo de arco juvenil de 880-800 Ma representado por rochas granodioríticas a tonalíticas do início da atividade do arco magmático Santa Quitéria indica a ocorrência de subducção intra-oceânica (Ganade de Araújo et al., 2014) - Fig. 8A e D. Grãos de zircão detríticos de rochas metassedimentares que bordejam o Arco Santa Quitéria sugerem que este magmatismo foi continuamente ativo até ca. de 650 Ma (Ganade de Araújo et al., 2012a). Rochas de idade toniana não foram encontradas até o momento na porção NE do DCC. No entanto, evidências de que os granitoides do Complexo Pacatuba-Maranguape evoluíram a partir de rochas formadas nesse período são representadas por grãos de zircão herdados com idade entre ca. 875 Ma e 665 Ma e idades T_{DM} entre 980 Ma e 790 Ma, obtidas em metatextitos de composição granodiorítica, biotita monzogranito foliado e em quartzo diorito associado aos granitoides porfiríticos, e em grãos de zircão herdados de gnaisses graníticos da borda do Complexo e de granitoides pós-colisionais tardios. Essas evidências indicam que o magmatismo desse período se estendeu até a porção nordeste do Domínio Ceará Central e reforçam a ideia de magmatismo relacionado a convergência no início do Neoproterozoico no setor noroeste da Província Borborema. Adicionalmente, os granitoides da borda do Complexo Pacatuba-Maranguape podem ter evoluído a partir de rochas formadas em um ambiente análogo a Unidade Lagoa Caiçara do arco magmático Santa Quitéria (Fig. 8A e D).

Retroeclogitos no Domínio Ceará Central são descritos a leste e a oeste do arco Santa Quitéria. Na Faixa Eclogítica de Forquilha (FEF), a oeste do arco Santa Quitéria, retroeclogitos ocorrem intercalados em rochas metassedimentares de alto grau (Santos et al., 2009; Ancelmi et al., 2013) com a idade do protólito datada em 1.57 Ga (Amaral et al., 2015). Estas rochas preservam relictos do metamorfismo eclogítico (17.8 Kbar, Santos et al., 2009) as quais atingiram as condições de ultra-alta pressão com a recente descoberta da ocorrência de coesita em granada clinopiroxenito preservado no núcleo de *boudins* intercalados em

paragnaisses da FEF (Santos et al., 2015). Segundo os autores as inclusões de coesita representariam uma evidência direta do metamorfismo de facies eclogito de ultra-alta pressão e indicativo de subducção litosférica continental. A leste do AMSQ, na região de Itataia, retroeclogitos também foram descritos porém o pico de pressão (1.4 GPa) é menor do que o estimado para a FEF (Castro, 2004) - Fig. 8B e E.

O intervalo de 660-630 Ma é caracterizado por um magmatismo de fonte híbrida (manto+crosta) que caracterizam um estágio de arco maduro tipo Andino no Arco Magmático Santa Quitéria (Fetter, et al., 2003; Santos et al., 2009; Ganade de Araújo et al., 2014) - Fig. 8B e E. O primeiro registro magmático datado no Complexo Pacatuba-Maranguape antecede em ca. de 15 Ma este período e é representado pelos biotita granitoides megaporfíricos com idade de 674 ± 3 ($\epsilon\text{Nd}_t = +1.5$) com valores de $\epsilon\text{Hf}_{t=680-664 \text{ Ma}}$ em zircão variando de +2.58 a +5.77. A continuidade deste magmatismo é representada pelos granitoides da porção central do Complexo, com idades de 654 ± 26 Ma, 638 ± 5 Ma e 622 ± 5 Ma bem como por grãos de zircão herdados com idades sucessivamente mais jovens dentro desse intervalo de aproximadamente 30 Ma. Estas rochas têm grãos de zircão com valores de $\epsilon\text{Hf}_{t=666-615 \text{ Ma}}$ negativo a positivo (-5.00 a +5.44) combinado com valores de $\epsilon\text{Nd}_{t=630-620 \text{ Ma}}$ (-10,75 a +1,80). Os resultados isotópicos para os granitoides desse intervalo indicam fontes mantélicas a continentais as quais caracterizam um ambiente de arco magmático em estágio maduro para a formação dessas rochas (Fig. 8B e E).

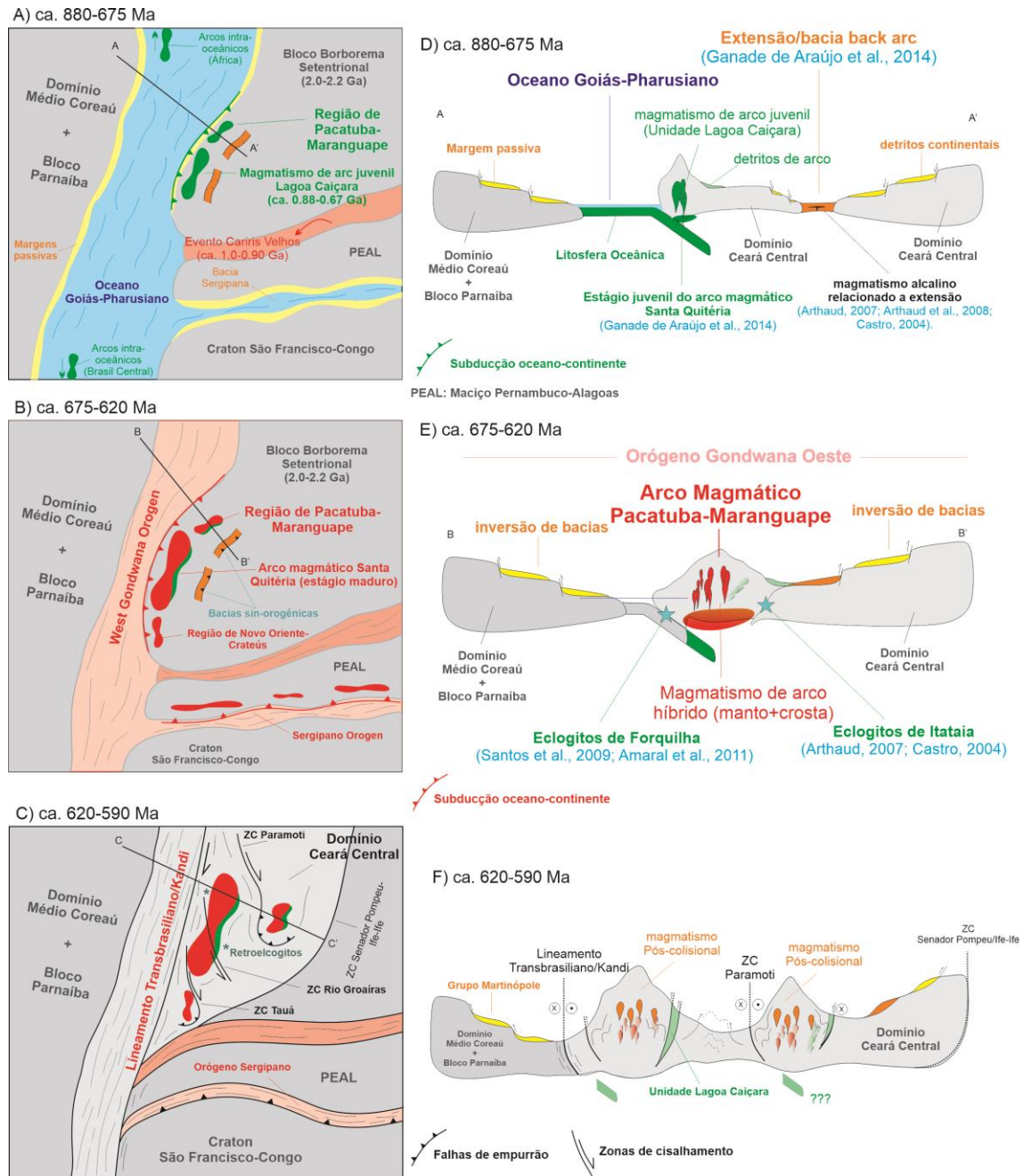


Figura 3.8 - Modelo de evolução geodinâmica para porção noroeste da Província Borborema incluído a região de Pacatuba-Maranguape. A-C: vista em planta. E-F: vista em perfil (sem escala). Discussão no texto.

O intervalo de 630 Ma a 610 Ma é marcado pelo metamorfismo de alto grau no Domínio Ceará Central (Castro, 2004; Santos et al., 2008b; Arthaud et al., 2008; Garcia et al., 2014). Em termos de magmatismo, o período de 625-615 Ma é caracterizado pelas rochas da Unidade Tamboril do Arco Santa Quitéria as quais apresentam forte herança das rochas pretéritas do arco e representariam o retrabalhamento do mesmo devido a colisão continental (Ganade de Araújo et al., 2014). Dados geocronológicos referente ao metamorfismo que afetou as sequencias

supracrustais na porção nordeste do Domínio Ceará Central são ausentes. Evidências de retrabalhamento dos granitoides mais antigos do Complexo Pacatuba-Maranguape são representados por grãos de zircão herdados nos biotita granitoides da porção central com idades sucessivamente mais jovens até 615 Ma e valores de ϵHf predominantemente negativos (-5.44 a -0.52) no intervalo de 650 a 615 Ma. Nós acreditamos que os biotita sienogranitos levemente deformados com idade de cristalização em 622 ± 5 Ma e valores de ϵNd_T predominantemente negativos representam o magmatismo colisional nessa porção do Domínio Ceará Central (Fig. 8C e F).

Em contraste com unidade Tamboril do Arco Santa Quitéria, onde anatexia está associado a geração abundante de diatexitos, os granitoides da porção central do Complexo Pacatuba-Maranguape não apresentam evidências de fusão *in situ* a qual ocorrem de forma mais presente na borda do Complexo representado pelos metatexitos e gnaisses-migmatíticos. Adicionalmente, as idades concordantes de 604 ± 11 Ma e 582 ± 11 Ma obtidas a partir das amostras JW-29 (monzogranito foliado) e JW-09N (neossoma granítico), respectivamente, representam evidências de retrabalhamento dos granitoides da porção central do complexo e idade do metamorfismo que afetou a unidade de borda do mesmo bem a porção nordeste do Domínio Ceará Central.

Adicionalmente, nesse estágio a tectônica colisional seria responsável pelo deslocamento das unidades litotectônicas do Domínio Ceará Central e aquisição da configuração estrutural atual com a justaposição lateral do Complexo Pacatuba-Maranguape as rochas do arco Santa Quitéria segundo a cinemática observada neste setor (Fig. 8C e F).

O final da atividade tectônica no Domínio Ceará Central é marcado pela transição da tectônica tangencial para a transcorrente. A partir desse período foi comum a instalação de corpos granitoides em regime tectônico transcorrente (Fetter, 1999; Santos et al., 2008b) ou como plutons intrusivos sem controle estrutural (Castro et al., 2012). Os granitoides tardios do Complexo Pacatuba-Maranguape são intrusivos nas unidades anteriores e representam o magmatismo pós-tectônico nessa porção do DCC. Consistem das únicas rochas com herança do embasamento paleoproterozoico além de grãos herdados do neoproterozoico com idades do

toniano ao ediacarano (Fig. 8C e F).

3.6.3. Correlação regional e implicações para assembleia de Gondwana Oeste

No âmbito da Província Borborema, evidências de magmatismo convergente também ocorrem no Orógeno Sergipano, na subprovíncia Sul. O Orógeno Sergipano é o resultado da colisão entre o Domínio Pernambuco-Alagoano (Maciço) e o Cráton São Francisco durante a assembleia Neoproterozoica de Gondwana Oeste. [Oliveira et al., \(2015\)](#) identificaram dois eventos magmáticos principais: 630 a 618 Ma e 590 a 570 Ma, os quais são relativamente mais restritos e jovens que o registrado no Complexo Pacatuba-Maranguape. Os primeiros representam o magmatismo convergente inicial com assinatura relacionada a arco gerados durante a subducção de um Oceano Sergipano restrito entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoano ([Long et al., 2005](#); [Bueno et al., 2009](#); [Oliveira et al., 2010](#)). São granitoides predominantemente cálcio-alcálinos, magnesianos, metaluminosos, rico em enclaves máficos ou com abundantes grãos de zircão herdados. Os isótopos Sr-Nd sugerem que o magma parental dos mesmos pode ter sido originado pela mistura entre uma fonte máfica juvenil e um componente crustal. Alguns granitoides tiveram contribuições de crosta máfica inferior e de crosta félsica superior, provavelmente provenientes do embasamento do Cráton São Francisco, ou Domínio Pernambuco-Alagoano. Os granitoides mais jovens, embora não apresentem características típicas de granitos tipo S, suas idades U-Pb, relações de campo, dados geoquímicos e de Sr-Nd sugerem que seus magmas parentais se originaram do alto grau de fusão de micaxistos. Observações de campo sustentam ainda um modelo em que o domínio Macurure, limitado por zonas de cisalhamento, se comportou como um canal de fluxo dúctil (ductile channel flow) para migração e colocação de magma durante o Neoproterozóico, muito parecido com o modelo proposto para colocação de leucogranitos no Himalaia.

[Ganade de Araujo et al. \(2014a\)](#) com base nos eventos neoproterozóicos na África ([Kennedy, 1964](#)) ao longo da borda leste do Craton da África Ocidental, agrupados na orogenia Trans-Sahariana ([Caby, 1989](#)), sua continuação na América do Sul, já amplamente debatida ([Baby, 1989](#); [Santos et al., 2008](#); [Arthaud et al., 2008](#); [Cordani et al., 2013a, b](#); [Kalsbeek et al., 2012](#)) e no sincronismo da colisão continental em cada setor, agruparam essa extensa área em um orógeno maior, Orógeno Gondwana Oeste, que se estende por mais de 5000 km do atual noroeste

da África ao Brasil central. Este orógeno resultou do consumo e do fechamento do oceano Goiás-Farusiano que culminou em uma colisão continente-continente envolvendo principalmente os conjuntos de crátons Amazônico e Oeste-africano e o Bloco Parnaíba colidindo contra os crátons de São Francisco e Saara ([Trompette, 1994](#); [Cordani et al., 2003](#); [Ganadede Araújo et al., 2014a, b](#)).

A região de Pacatuba-Maranguape, bem como o Domínio Ceará Central no setor Noroeste da Província Borborema, ocupa a porção central deste Orógeno e exibem similaridades que viabilizam o debate em relação a conexão dos granitoides da região de Pacatuba-Maranguape com os dos demais setores do Orógeno Gondwana Oeste.

Estudos geocronológicos e isotópicos realizados por diversos autores ([Pimentel e Fuck, 1992](#); [Pimentel et al., 1997](#); [Junges et al., 2002](#); [Matteini et al., 2010](#)) caracterizaram dois grandes eventos tectono-magmáticos no Arco Mara Rosa, na porção norte do Arco Magmático de Goiás: um evento mais antigo, em torno de 900 Ma e um evento mais jovem em cerca de 630Ma. O primeiro foi relacionado à construção de um arco vulcânico de ilha oceânica ao longo da margem oeste do cráton São Francisco. O último e principal evento corresponde ao pico da Orogenia Brasileira causado pela colisão dos continentes São Francisco e Amazonas. Neste contexto, o magmatismo de 630 Ma em Mara Rosa foi interpretado como formado em parte por reciclagem de crosta juvenil de 900 Ma em parte por reciclagem de material mais antigo ([Pimentel et al., 2000a](#); [Matteini et al., 2010](#)).

O cinturão Dahomey junto com o Escudo Benin-Nigeria é correlacionado com a Província Borborema (ca. 600 Ma) do Nordeste do Brasil ([Abdelsalam et al., 2002](#); [Caby, 1989](#); [Arthaud et al., 2008](#); [Santos et al., 2008](#); [Dada, 2008](#); [De Wit et al., 2008b](#)). Ambas as regiões são essencialmente terrenos paleoproterozóicos, fortemente retrabalhados pela atividade neoproterozóica tectonometamórfica emagmática e referências nele). A maioria dessas correlações presume que o Lineamento Transbrasiliano na América do Sul continua na Ocidental como o Lineamento Kandi ([Cordani et al., 2003](#)). O Lineamento dextral Transbrasiliano-Kandi formaria assim um cinturão de cisalhamento (de até 4000 km de extensão) que resultou da movimentação relativa oblíqua durante a colisão continental ([Ganade de Araújo et al., 2014a, b](#)). O magmatismo relacionado a arco resultou de

subducção da litosfera oceânica Goiás-Farusiana e é representado por uma variedade de granitóides no Escudo Benino-Nigeriano entre 670 e 610 Ma.

Dados geoquímicos e isotópicos pela sistemática Sr-Nd aplicada aos granitóides de 670 a 610 Ma (hoje em sua maioria gnaisses e migmatitos) do Escudo Benino-Nigeriano sugeriram uma afiliação de arco continental para essas rochas (Affaton, 1990; Kalsbeek et al., 2012). Isso é confirmado pela sistemática isotópica de Hf aplicada nesses granitoides por Ganade de Araújo et al. (2016). Com exceção de uma amostra de metatonalito datada de $643,7 \pm 9,8$ Ma, que produziu valores positivos de Hf (t) entre +7,2 e +10,8, e é interpretada como juvenil, todos os outros granitoides no intervalo de 656 a 610 Ma, produziram Hf negativo (t) (-27,1 para -6,4), indicando uma contribuição predominante de material crustal mais antigo na sua petrogênese. Os valores de épsilon de Hf em zircão desses granitoides estão de acordo com os valores de épsilon de Nd para rocha total os quais variam de -19 a -2.9 com dois grupos de idades modelo de Nd, 1.5-2.1 e 2.2-2.6, respectivamente (Kalsbeek et al., 2012). Com base em análises Sr-Nd Kalsbeek et al. (2012) sugerem que estes valores isotópicos são devidos à mistura de fusões derivadas de material juvenil com crosta continental mais antiga.

A identificação de novas evidências de magmatismo neoproterozoico relacionado a margem continental ativa na porção nordeste do Domínio Ceará Central, contribui para o entendimento da evolução desse período com a extensão da área de abrangência além da área tipo na região de Santa Quitéria e de Novo Oriente (porção SW do DCC). No entanto, reconstruções paleogeográficas integradas dessas regiões são necessárias afim de melhor entender a evolução desse sistema no âmbito da porção noroeste da Província Borborema e convergência com o craton São Luís-Oeste África durante a assembleia de Gondwana Ocidental.

Agradecimentos

O autor agradece a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos, ao apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo 2016/08.289-8) pelo suporte as análises e realização das atividades de campo, aos Laboratório de Geocronologia do

Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) pelo suporte as análises Sm-Nd E Lu-Hf, e ao Insituto de Geociências (IG) da Universidade de Campinas (UNICAMP) pelo suporte técnico e laboratorial e a Erica M. Tonetto pela assistência com as imagens de catodoluminescência.

Referências

- ABDELSALAM, M.G., LIÉGEOIS, J.P., STERN, R.J.**, 2002. The Saharan Metacraton. *J. Afr. EarthSci.* 34, 119–136.
- AFFATON, P.**, 1990. Le Bassin des Volta (Afrique de l' Ouest): une marge passive, duprotérozoïque supérieur, tectonisé au Pan-Africain (600 +50Ma). Thèse Doctoratd'Etat, Collections Etude et Thèses. ORSTOMS, Paris, 499 pp.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.** 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande, Atas, p. 363-391.
- AMARAL, W., SANTOS, T.J., ANCELM, M.F., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., MATTEINI, M., MORETO, C.P.**, 2015. 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U–Pb, Hf and Nd isotopes. *J. South Am. Earth Sci.* 58, 210–222. doi:10.1016/j.jsames.2014.10.001
- AMARAL, W.S.**, 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Ph.D Dissertation, Universidade de Campinas–UNICAMP.
- AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S., WERNICK, E., MATTEINI, M., DANTAS, E.L., MORETO, C.P.N.**, 2010. U Pb, Lu-Hf and Sm–Nd geochronology of rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. In: VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília.
- AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S., WERNICK, E., NOGUEIRA NETO, J.A., DANTAS, E.L., MATTEINI, M.**, 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 22, 892–909. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.011>.
- ANCELM, M.F.** (2011). Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detríticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica de Forquilha (CE), NW da Província Borborema. Dissertação de mestrado IG/UNICAMP, 90 p.
- ANCELM, M.F., DOS SANTOS, T.J.S., REGINATO, R.A., AMARAL, W.S., MONTEIRO, L.V.S.**, 2013. Geologia da faixa Eclogítica de Forquilha, Domínio Ceará Central, noroeste da Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology* 43, 235–252.
- ARNDT, N. T.; GOLDSTEIN, S. L.** 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, v. 15, p. 893-895.
- ARTHAUD, M. H., CABY, R., FUCK, R. A., DANTAS, E. L., PARENTE, C. V.**, 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: **Pankhurst, R. J.**,
- ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; SANTOS, T. J. S.; CABY, R.; ARMSTRONG, R.** 2015. The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central domain,

NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 58, p. 223-237.

ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V., 2008. Geology of 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 Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 49–67.

BARTON M. D. 1996. Granitic magmatism and metallogeny of southwestern North America. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 87:261–80

BATEMAN P. C., EATON J. P. 1967. Sierra Nevada batholith. *Science* 158:1407–17

BESSA, M.D.M.R., 2000. CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E QUÍMICA DO COMPLEXO PEDRA AGUDA, CE – BRASIL. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFC, 144p.

BRITO NEVES, B. B. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. 1975. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975. doi:10.11606/T.44.1975.tde-21062013-104857.

BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeast Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Eds). *Tectonic evolution of South America*. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151-182.

BUENO, J.F., OLIVEIRA, E.P., MCNAUGHTON, N. AND LAUX, J.H., 2009. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Res.*, 15, 86–97.

CABY, R., 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America, Special Paper* 230, 145–158.

CABY, R., ARTHAUD, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871-874.

CASTRO, N.A., 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taperoaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221p.

CASTRO, N.A., GANADE DE ARAUJO, C.E., BASEI, M.A.S., OSAKO, L.S., NUTMAN, A., LIU, D., 2012. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 36, 18–31.

CAVALCANTE, J.C., VASCONCELOS, A.M., MEDEIROS, M.F., PAIVA, I.P., GOMES, F.E.M., CAVALCANTE, S.N., CAVALCANTE, J.E., MELO, A.C.R., DUARTE NETO, V.C. & BENEVIDES, H.C. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia, CPRM-REFO.

CONDIE, K. C. 2016. Crustal and Mantle Evolution. In: *Earth as an Evolving Planetary System*, 3^a ed (<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-803689-1.00006-7>). p. 147-199.

CONDIE, K. C., O'NEILLI, C., ASTER, R. C., 2009. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250my on earth. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 294–298.

- CORDANI, U.G., D'AGRELLA-FILHO, M.S., BRITO-NEVES, B.B., TRINDALE, I.F.,** 2003. Tearingup Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova* 15, 350–359.
- CORDANI, U.G., PIMENTEL, M.M., GANADE DE ARAÚJO, C.E.G., BASEI, M.A.S., FUCK, R.A., GIRARDI, V. A.V.,** 2013a. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Science* 313, 517–539.
- CORDANI, U.G., PIMENTEL, M.M., GANADE DE ARAÚJO, C.E.G., FUCK, R.A.,** 2013b. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology* 43, 583–597.
- COSTA, F. G.; DE ARAÚJO, CARLOS E.G. ; PINÉO, TERCY R.G. ; VASCONCELOS, ANTONIO M. ; GOMES, I.P. ; RODRIGUES, JOSENEUSA B. .** U-Pb and Sm-Nd constraints for the Morro dos Torrões metarhyolite, Santa Maria sequence, Ceará Central Domain, Brazil. In: IIV-South American Symposium on Isotopic Geology, 2010, Brasília. IIV-South American Symposium on Isotopic Geology-Brasília, 2010.
- COSTA, F.G., GANADE DE ARAÚJO, C.E., AMARAL, W.S., VASCONCELOS, A.M., RODRIGUES, J.B.** 2013. U-Pb (LA-ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, Ceará Central Domain: implication for neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. *Geol. USP, Sér. cient., São Paulo*, v. 13, n. 2, p. 115-174.
- DADA, S.S.,** 2008. Proterozoic evolution of the Nigeria-Borborema Province. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Mesozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 294, 49–67.
- De PAOLO, D.J.,** 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, p. 187.
- DE WIT, M.J., BRITO NEVES, B.B., TROUW, R.A.J., PANKHURST, R.J.,** 2008. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: the ties that bind. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 1–8.
- DE WIT, M.J., STANKIEWICZ, J., REEVES, C.** Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. 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, London, Special Publications, 294, 399–412.
- DeCELLES P. G., DUCEA M. N., KAPP P., ZANDT G..** 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nat. Geosci.* 2:251–57
- DEGRAFF-SURPLESS, K., GRAHAM, S.A., WOODEN, J.L., MCWILLIAMS, M.O.,** 2002. Detrital zircon provenance analysis of the Great Valley Group, California: evolution of an arc forearc system. *Geological Society of America Bulletin* 114, 1564–1580.
- DEGRAFF-SURPLESS, K., MAHONEY, J.B., WOODEN, J.L., MCWILLIAMS, M.O.,** 2003. Lithofacies control in detrital zircon provenance studies: Insights from the Cretaceous Methow basin, southern Canadian Cordillera. *GSA Bulletin* 115 (8), 899–915.
- DELGADO, I.M. et al.** 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais*

- do Brasil: Texto, Mapas e Sistema de Informações Geográficas SIG em DVD. 1. ed. Brasília: Ed. Universidade de Brasília, v. 2000. 692p
- DePAOLO, D. J.** (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29: 193-196.
- DUCEA M. N., BARTON M. D.** 2007. Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology* 35:1047–50
- DUCEA M. N., PATERSON S. R., DeCELLES P. G.** 2015. High-flux magmatic events in subduction systems. *Elements* 11. In press
- DUCEA, MN.** 2001. The California arc: thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups. *GSA Today* 11:4–10
- FETTER, A.H.** 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. PhD. Thesis, Dept. of Geology, Kansas University, USA.
- FETTER, A.H., SANTOS, T.J.S., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPAKER, 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*, 6, 265-273.
- FRAGOMENI P.R.P.** 2011. Levantamento e estudo das ocorrências de grafita do Distrito Gratifífero Aracoiába-Baturité, CE. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 126 p.
- FRAGOMENI, P.R.P., PEREIRA, R.M.**, 2013. The graphite mineralization in the Aracoiába-Baturité District (CE): geotectonic and metallogenetic implications. *Brazilian J. Geol.* 43, 223–234. doi:10.5327/Z2317-48892013000200003
- GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., SATO, K.**, 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202–203, 167–189. doi:10.1016/j.lithos.2014.05.015
- GANADE DE ARAUJO, C.E.G., CORDANI, U.G., BASEI, M.A., CASTRO, N.A., SATO, K., SPROESSER, W.M.**, 2012a. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research* 206, 36–51.
- GANADE DE ARAUJO, C.E.G.; COSTA, F.G.; PINÉO, T.R.G.; CAVALCANTE, J.C.; MOURA, C.A.V.** 2012a. Geochemistry and 207Pb/206Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 33, p. 21-33.
- GANADE, C.E., CORDANI, U.G., AGBOSSOUMOUNDE, Y., CABY, R., BASEI, M.A.S., WEINBERG, R.F., SATO, K.** 2016. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U-Pb/Lu-Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Research* 276, p. 24-42.
- GARCIA, M. G. M. ; ARTHAUD, M. H. ; NOGUEIRA NETO, J. A. ; SANTOS, T. J. S.** (2006). High-Pressure Granulites of Ceará Central Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: *Granulites & Granulites*, Brasília. CD Rom Volume.

- GILL J.** 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag
- GIOIA, S.M.C.I., PIMENTEL, M.M.**, 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ciências* 72, 219e245.
- GROMET L. P., SILVER L. T.** 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrol.* 28:75–125
- HASCHKE M., SIEBEL W., GUNTHER A., SCHEUBER E.** 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°–26°S). *J. Geophys. Res.* 107(B1):6–18
- HAWKESWORTH, C., et al.**, 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society* 167 (2), 229–248
- HILDRETH W., MOORBATH S.** 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98:455–89
- JAGOUTZ O., KELEMEN P. B.** 2015. Role of arc processes in the formation of continental crust. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43:363–404
- JIANG, Y.H., JIN, G.D., LIAO, S.Y., ZHOU, Q., ZHAO, P.** 2010. Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogeny, central China: Implications for a continental arc to continent-continent collision. *Lithos* 117, p. 183-197.
- JUNGES, S. L., PIMENTEL, M. M., MORAES, R.**, 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research* 117 (1–2), 101–108.
- KALSBECK, F., AFFATON, P., EKWUEMW, B. FREI, R., THRANE, K.** 2012. Geochronology of granitoid and metasedimentary rocks from Togo and Benin, West Africa: Comparisons with NE Brazil. *Precambrian Research* 196, p. 218-233.
- KENNEDY, W.Q.**, 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan African(500 m.y.) tectonic episode. *Annual Reports of the Institute of African Geology*, 8, session 1962–1963. Leeds University, UK, pp. 48–49.
- KISTLER R. W., PETERMAN Z. E.** 1978. *Reconstruction of crustal blocks of California on the basis of initial Sr isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks*. Prof. Pap. 1071, US Geol. Surv., Washington, DC
- LASKOWSKI A. K., DeCELLES P. G., GEHRELS G. E.** 2013. Detrital zircon geochronology of Cordilleran retroarc foreland basin strata, western North America. *Tectonics* 32:1027–48
- LE MAITRE, R.W.** 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks 1 ed. Oxford, Blackwell Science Publication, 193 p.
- LONG, L.E., CASTELLANA, C.H. AND SIAL, A.N.**, 2005. Age, origin and cooling history of the Coronel João Sampaio Pluton, Bahia, Brazil. *J. Petrol.*, 46, 255–273.
- MAMANI M., WÖRNER G., SEMPERE T.** 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracing crustal thickening and magma generation through time. *Geol. Soc. Am. Bull.* 122:162–82
- MARTINS, G., OLIVEIRA, E.P., LAFON, J.M.** 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Paleoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*:15: 71-85.
- OLIVEIRA J. F., CAVALCANTE, J. C.** 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Mombaça SC.24-V-D-V. Estado do Ceará. Escala 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM.

- OLIVEIRA, D.C., WINDLEY, B.F., ARAÚJO, D.B.,** 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Res.* 181, 64e84.
- OLIVEIRA, E. P., BUENO, J. F., MCNAUGHTON, N.J., SILVA FILHO, A. F., NASCIMENTO, R. S., DONATTI-FILHO, J. P.** 2015. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 58, p. 257-280.
- OSAKO, L. S.; Castro, N. A. ; BASEI, M. A. S.** Isotopic database of the Ceará State, NE Brazil: Initial analysis in a Geographic Information System. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, 2008, San Carlos de Bariloche. Short Papers.
- PATERSON S. R., OKAYA D., MEMETI V., ECONOMOS R., MILLER R. B..** 2011. Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: combined field, geochronologic, and thermal modeling studies. *Geosphere* 7:1439–68
- PATERSON, S.R., DUCEA, M.N.** 2015. Arc Magmatic Tempos: Gathering the Evidence. *Elements* 11, p. 91-98.
- PATON, C., WOODHEAD, J.D., HELLSTROM, J.C., HERGT, J.M., GREIG, A., MAAS, R.,** 2010. Improved laser ablation UePb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochem. Geophys. Geosys.* (G3) 11. [http://dx.doi.org/ 10.1029/2009GC002618](http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002618) paper number Q0AA06.
- PEARCE J. A., PEATE D. W..** 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23:251–86
- PEARCE, J.** (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125.
- PETRUS, J.A., KAMBER, B.S.,** 2012. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICPeMSUePb geochronology data reduction. *Geostand. Geoanal. Res.* 36 (3), 247e270.
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, D. M. C. L.,** 2000a. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 35–39.
- PIMENTEL, M. M., WHITEHOUSE, M. J., VIANA, M. G., FUCK, R. A., MACHADO, N.,** 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research* 81, 229–310.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A.,** 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375–379.
- PINÉO, T.R.G., ZWIRTES, S.** 2013. Mapa Geológico da Folha Baturité (SB.24-X-A-I). Fortaleza, CPRM: Programa Geologia do Brasil. Escala 1:100.000. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>.
- RICHARD, P., SHIMIZU, N., ALLEGRE, C.J.,** 1976. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31, 269e278.
- RUDNICK R. L..** 1995. Making continental crust. *Nature* 378:571–78
- SALEEBY J. B..** 1990. Progress in tectonic and petrogenetic studies in an exposed cross-section of young (~100 Ma) continental crust, southern Sierra Nevada, California. In *Exposed Cross Sections of the Continental Crust*, ed. MH Salisbury, pp. 132–58. Dordrecht, Neth.: D. Reidel

- SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B.** 1984. Província Borborema. In: **ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y.** (coords.) o Pré-Cambriano do Brasil São Paulo, Edgard Blücher. p. 123-186.
- SANTOS, T. J. S.; DANTAS, E. L. ; Fuck, R.A. ; ROSA, F. F. DA ; Araujo, C.E.G; AMARAL, W. S.** The geology and U-Pb and Sm-Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria batholith, NE Brazil. In: Anais do XI-SNET - Simpósio Nacional de estudos Tectônicos, 2007. v. 1. p. 142-144.
- SANTOS, T.J.S., AMARAL, W.D.S., ANCEMI, M.F., PITARELLO, M.Z., FUCK, R.A., DANTAS, E.L.,** 2015. U–Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. *Gondwana Res.* 28, 1183–1196. doi:10.1016/j.gr.2014.09.013
- SANTOS, T.J.S., FETTER, A.H., NETO, J.A.N.** Comparison beteen the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central 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, London, Special Publications, 294, 101–119. The Geological Society of London 2008.
- SANTOS, T.J.S., GARCIA, M.G.M., AMARAL, W.S., CABY, R., WERNICK, E., ARTHAUD, M.H., DANTAS, E.L., SANTOSH, M.** 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 15: 454-470.
- SCHERER, E.E., WHITEHOUSE, M.J., MÜNKER, C.,** 2007. Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements* 3, 19–24.
- SIAL, A.N., FIGUEIREDO, M.C.H., LONG, L.E.,** 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo Plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology* 31, 271–283.
- SIAL, A.N.; FIGUEIREDO, C.H.; LONG, L.E.** (1981). Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. *Chemical Geology* 31: 271-283.
- SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; PIMENTEL, M.M.; SCANDOLARA, G.R.; WILDNER, W.; ANGELIM, L.A.A. VASCONCELOS, A.M.; RIZZOTO, G.; QUADROS, M.L.E.S.; SANDER, A., ROSA, A.L.Z.** (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruema. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4): 529-544.
- SOARES, W. C.,** 2016. CARCTERIZAÇÃO METAMÓRFICA DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DE CHOROZINHO-CE. Dissertação De Mestrado. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 115 p.
- TORRES P.F.M.** 2004. Aspectos geológicos e geocronológicos da região de Redenção (CE) e adjacências – Contexto regional e evolutivo: Sequência Acarape e Suíte Pacatuba. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFC, 199p.
- TORRES, P.F.M., CAVALCANTE, J. C., PALHETA, E.S.M., VASCONCELOS, A.M., OLIVEIRA, F.V.** 2008. Mapa Geológico - Folha Quixadá (SB.24-V-B). CPRM – SBG – Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza-Ce, Escala 1:250.000.
- TORRES, P.F.M., et al.,** 2006a. ASPECTOS GEOLÓGICOS, PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS DOS MÁRMORES DOLOMÍTICOS COM NÓDULOS DE QUARTZO DA SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR DE ACARAPE-CE. *Revista Brasileira de Geociências.* 36 (4): 748-760.

- TORRES, P.F.M., PARENTE, C. V., DANTAS, E. L., ARTHAUD, M. H., FUCK, R. A., NOGUEIRA NETO, J.A., CASTRO, D.L.** 2006b. Sequência metavulcano-sedimentar Acarape, CE: aspectos geológicos e isótopos Sm/Nd. *Revista de Geologia*, Vol. 19, nº 2, 163-176.
- TROMPETTE, R.**, 1994, *Geology of Western Gondwana, Pan-African (2000-500 Ma)–Pan-African Brasileiro Aggregation of South America and Africa*. A. A. Balkema, Rotterdam, 350p.
- VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., DA SILVA FILHO, A., TOTEU, S.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* 294, 69–99.
- WIEDENBECK, M., ALLE, P., CORFU, F., GRIFFIN, W.L., MEIER, M., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J.C., SPIEGEL, W.**, 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu- Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 19, 1e23.
- WORTEL, M.J.R., SPAKMAN, W.** 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* 290, p. 1910-1917.

APÊNDICES ARTIGO 02: ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS U-Pb

Integração	Zircão	Spot	f ²⁰⁶ (%)	U (µg.g ⁻¹) 2σ (µg.g ⁻¹) 2σ					Th (µg.g ⁻¹) 2σ (µg.g ⁻¹) 2σ	Th/U calculada	206Pb/ ²³⁸ Pb	Dados para concordia ¹				Idades (Ma) ¹				207Pb/ ²³⁵ U	2σ	% conc ²			
				U (µg.g ⁻¹)	2σ (µg.g ⁻¹)	Th (µg.g ⁻¹)	2σ (µg.g ⁻¹)	Pb (µg.g ⁻¹)				2σ (µg.g ⁻¹)	207Pb/ ²³⁸ U	2σ	206Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rto	2σ	207Pb/ ²³⁵ Pb				2σ	206Pb/ ²³⁸ U	2σ
JW09M_1	z1	Spot101.FIN2	0.09	1281	37	46	2	7	1	0.04	69500	0.538	0.019	3.5	0.0644	0.0022	3.4	0.68	541	32	401	13	432	12	74
JW09M_2	z2	Spot102.FIN2	0.03	3660	##	177	8	29	4	0.05	69500	0.594	0.018	3.0	0.0714	0.0022	3.1	0.79	453	21	443	13	469	12	98
JW09M_3	z3	Spot103.FIN2	0.00	2752	57	124	3	21	1	0.04	54050000	0.689	0.019	2.8	0.0818	0.0021	2.6	0.70	455	22	507	13	527	11	111
JW09M_4	z4	Spot104.FIN2	0.09	1355	38	71	2	6	1	0.05	21400	0.572	0.019	3.3	0.0703	0.0023	3.3	0.70	479	27	436	14	495	12	91
JW09M_5	z5	Spot105.FIN2	0.04	1830	##	61	3	8	1	0.03	46000	0.716	0.022	3.1	0.0875	0.0026	3.0	0.72	474	27	538	15	543	13	114
JW09M_6	z6	Spot106.FIN2	0.51	90	7	39	3	19	2	0.43	3645	1.618	0.085	5.3	0.1410	0.0055	3.9	0.22	1295	65	851	30	971	31	66
JW09M_7	z7	Spot107.FIN2	0.10	1095	23	33	1	5	1	0.03	18100	0.590	0.021	3.6	0.0751	0.0026	3.5	0.68	442	28	466	15	469	13	105
JW09M_8	z8	Spot108.FIN2	0.09	781	79	91	9	14	2	0.12	20150	0.770	0.022	2.9	0.0931	0.0021	2.3	0.40	501	27	575	12	579	12	115
JW09M_9	z9	Spot109.FIN2	0.06	1719	45	125	3	13	1	0.07	32500	0.710	0.021	3.0	0.0835	0.0024	2.9	0.65	489	27	515	14	539	12	105
JW09M_10	z10	Spot110.FIN2	0.06	1606	42	579	18	37	3	0.36	29150	0.741	0.022	3.0	0.0786	0.0023	2.9	0.74	649	25	486	14	556	13	75
JW09M_11	z11	Spot111.FIN2	0.13	883	22	58	2	7	1	0.07	14575	0.615	0.022	3.6	0.0744	0.0025	3.4	0.63	507	30	463	15	483	14	91
JW09M_12	z12	Spot112.FIN2	0.06	1598	44	15	1	5	1	0.01	32650	0.769	0.023	3.0	0.0931	0.0029	3.1	0.71	429	25	573	17	573	13	134
JW09M_13	z13	Spot113.FIN2	0.02	3910	##	60	2	25	3	0.02	97500	0.805	0.020	2.5	0.0962	0.0025	2.6	0.78	405	20	590	15	594	11	146
JW09M_14	z14	Spot114.FIN2	0.09	1103	24	27	1	5	1	0.02	20650	0.754	0.027	3.6	0.0907	0.0034	3.7	0.64	469	34	560	20	563	16	119
JW09M_15	z15	Spot115.FIN2	0.09	1259	44	35	1	7	1	0.03	21000	0.636	0.019	3.0	0.0749	0.0020	2.7	0.48	528	29	465	12	488	11	88
JW09M_16	z16b	Spot116.FIN2	0.17	276	20	75	4	49	4	0.27	10850	1.258	0.051	4.1	0.1347	0.0047	3.5	0.43	772	45	811	27	815	23	105
JW09M_17	z17	Spot117.FIN2	0.06	1851	47	84	2	13	1	0.05	30750	0.619	0.017	2.7	0.0729	0.0020	2.7	0.64	459	27	452	12	488	11	98
JW09M_18	z17b	Spot118.FIN2	0.08	1419	36	66	2	8	1	0.05	23750	0.632	0.020	3.2	0.0754	0.0019	2.5	0.73	391	22	468	12	494	12	120
JW09M_19	z18	Spot119.FIN2	0.15	832	23	22	1	3	1	0.03	12545	0.564	0.019	3.4	0.0687	0.0022	3.2	0.49	506	35	427	13	449	12	84
JW09M_20	z19	Spot120.FIN2	0.10	1082	22	15	1	2	1	0.01	18400	0.695	0.028	4.0	0.0849	0.0031	3.7	0.68	448	33	523	18	527	17	117
JW09M_21	z20	Spot121.FIN2	0.06	1583	75	65	2	14	2	0.04	31050	0.658	0.025	3.8	0.0790	0.0029	3.7	0.80	483	26	487	17	503	15	101
JW09M_22	z22	Spot123.FIN2	0.17	375	28	220	16	77	9	0.59	10900	0.938	0.034	3.6	0.1091	0.0032	2.9	0.36	660	36	665	19	664	18	101
JW09M_23	z23	Spot124.FIN2	0.09	1136	31	23	1	6	1	0.02	20050	0.675	0.022	3.3	0.0788	0.0026	3.3	0.66	476	30	487	15	522	13	102
JW09M_24	z24	Spot125.FIN2	0.07	1222	54	76	3	12	2	0.06	25400	0.745	0.020	2.7	0.0873	0.0020	2.3	0.57	423	27	539	12	564	12	127
JW09M_25	z25	Spot126.FIN2	0.12	562	49	33	2	19	2	0.06	15350	1.038	0.029	2.8	0.1086	0.0025	2.3	0.39	681	31	664	14	719	14	98
JW09M_26	z26	Spot127.FIN2	0.15	378	40	16	2	30	2	0.04	12450	1.498	0.046	3.1	0.1170	0.0028	2.4	0.12	1256	59	714	16	928	18	57
JW09M_27	z27	Spot128.FIN2	0.11	1153	25	644	17	25	2	0.56	17475	0.705	0.020	2.8	0.0709	0.0020	2.8	0.53	744	33	441	12	537	12	59
JW09M_28	z28b	Spot130.FIN2	0.30	167	18	9	1	30	4	0.05	6250	1.798	0.062	4.6	0.1369	0.0050	3.7	0.21	1433	63	832	27	1039	29	58
JW09M_29	z29	Spot131.FIN2	0.12	641	34	129	4	15	2	0.20	15100	0.820	0.024	2.9	0.0978	0.0023	2.4	0.50	462	25	602	14	605	13	130
JW09M_30	z30	Spot132.FIN2	0.08	1471	37	65	2	7	1	0.04	22300	0.633	0.018	2.8	0.0769	0.0022	2.9	0.64	428	28	476	13	499	11	111
JW09M_31	z31	Spot133.FIN2	0.07	1925	45	65	2	13	1	0.03	28400	0.637	0.018	2.8	0.0735	0.0020	2.7	0.62	489	27	457	12	495	11	93
JW09M_32	z33b	Spot136.FIN2	1.04	44	5	0	0	2	1	0.01	1805	1.400	0.170	12.1	0.1510	0.0110	7.3	0.20	1240	140	892	60	891	70	72
JW09M_33	z34	Spot137.FIN2	0.03	2910	##	230	7	31	3	0.08	63500	0.828	0.023	2.8	0.0986	0.0029	2.9	0.80	414	23	602	17	603	13	145
JW09M_34	z35	Spot138.FIN2	0.73	82	5	70	4	29	2	0.85	2560	1.309	0.090	6.9	0.1384	0.0060	4.3	0.25	1073	69	833	33	834	40	78
JW09M_35	z35b	Spot139.FIN2	1.24	46	2	29	1	17	1	0.64	1510	1.730	0.120	6.9	0.1501	0.0065	4.3	0.06	1481	75	889	36	1010	46	60
JW09M_36	z36	Spot140.FIN2	0.03	2650	##	64	2	59	5	0.02	61500	0.883	0.026	2.9	0.0979	0.0028	2.9	0.70	552	27	599	16	632	14	109
JW09M_37	z37	Spot141.FIN2	0.17	621	14	139	6	23	2	0.22	11270	0.999	0.033	3.3	0.1013	0.0025	2.5	0.45	699	37	621	14	694	17	89
JW09M_38	z38b	Spot142.FIN2	0.90	69	4	37	2	17	2	0.54	2085	1.210	0.100	8.3	0.1311	0.0068	5.2	0.20	1074	88	788	38	796	47	73
JW09M_39	z39	Spot144.FIN2	0.09	1489	29	134	3	7	1	0.09	20100	0.625	0.018	2.9	0.0757	0.0020	2.6	0.62	396	26	469	12	489	11	118
JW09M_40	z40	Spot145.FIN2	0.13	1150	26	15	1	2	1	0.01	14615	0.620	0.021	3.4	0.0730	0.0025	3.4	0.57	557	38	452	15	484	13	81

Integração	Zircão	Spot	f ²⁰⁶ (%)	U (μg.g ⁻¹)	Th (μg.g ⁻¹)	Pb (μg.g ⁻¹)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	Idades (Ma) ¹	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	% conc ²	
JW_09N_1	z1	Spot57.FIN2	0.06	1261	41	28	1	39	3	0.02				818	30	477	12	581	12	58
JW_09N_2	z2	Spot58.FIN2	0.14	433	14	273	8	29	2	0.63				637	34	608	16	640	14	95
JW_09N_3	z3	Spot59.FIN2	0.03	1620	110	47	3	16	2	0.03				432	24	529	13	537	11	122
JW_09N_4	z4	Spot60.FIN2	0.04	1703	45	46	1	13	1	0.03				435	26	528	16	532	12	121
JW_09N_5	z5	Spot61.FIN2	3.41	1181	33	19	1	17	2	0.02				651	33	472	15	531	15	73
JW_09N_6	z6	Spot62.FIN2	0.02	1940	240	59	7	28	4	0.03				372	24	673	16	669	12	181
JW_09N_7	z7	Spot63.FIN2	0.07	642	44	16	1	19	2	0.03				587	25	710	12	712	11	121
JW_09N_8	z8	Spot64.FIN2	0.04	1380	130	33	3	17	2	0.02				415	22	571	13	573	11	138
JW_09N_9	z9	Spot65.FIN2	0.04	1199	76	75	4	25	3	0.06				598	30	584	15	608	12	98
JW_09N_10	z11	Spot67.FIN2	0.06	1351	33	27	1	11	1	0.02				583	31	469	14	499	12	83
JW_09N_11	z11b	Spot68.FIN2	0.03	1820	140	28	2	18	2	0.02				496	23	567	15	583	11	114
JW_09N_12	z12	Spot69.FIN2	0.03	1740	180	54	4	44	7	0.03				624	25	567	20	585	16	91
JW_09N_13	z13	Spot70.FIN2	0.00	1924	95	51	2	14	2	0.03				458	21	558	16	563	13	122
JW_09N_14	z14	Spot71.FIN2	0.00	2234	63	96	3	116	6	0.04				1231	34	444	12	628	14	36
JW_09N_15	z15	Spot72.FIN2	0.00	3424	88	98	2	66	4	0.03				880	28	317	9	419	10	36
JW_09N_16	z16	Spot73.FIN2	3.96	1167	38	47	1	47	3	0.04				990	29	488	10	617	11	49
JW_09N_17	z16b	Spot74.FIN2	0.04	2466	67	69	2	19	1	0.03				516	25	375	10	410	9	73
JW_09N_18	z17	Spot75.FIN2	7.77	551	33	212	8	70	7	0.39				1708	45	524	14	837	24	31
JW_09N_19	z18	Spot76.FIN2	0.05	1497	32	49	1	22	1	0.03				639	26	494	15	539	13	77
JW_09N_20	z19	Spot77.FIN2	0.04	1100	92	91	8	27	3	0.08				509	29	596	15	594	13	117
JW_09N_21	z21	Spot79.FIN2	0.03	2040	140	45	2	44	4	0.02				674	22	557	12	608	10	83
JW_09N_22	z23	Spot81.FIN2	0.61	23	1	30	2	27	2	1.29				2046	51	2170	74	2099	42	106
JW_09N_23	z24	Spot82.FIN2	6.90	1934	90	72	2	173	15	0.04				1582	32	485	14	758	15	31
JW_09N_24	z25	Spot83.FIN2	3.10	1809	47	89	2	68	3	0.05				1085	26	460	15	605	14	42
JW_09N_25	z26	Spot84.FIN2	5.25	1163	75	29	2	123	12	0.03				1382	60	627	12	865	21	45
JW_09N_26	z27	Spot85.FIN2	0.10	871	22	57	2	26	2	0.07				906	44	460	14	570	14	51
JW_09N_27	z28	Spot86.FIN2	0.04	1741	58	42	1	12	1	0.02				465	23	586	14	586	11	126
JW_09N_28	z29	Spot87.FIN2	0.00	2789	77	65	2	43	2	0.02				634	24	545	13	590	11	86
JW_09N_29	z30b	Spot89.FIN2	0.12	131	9	89	6	82	7	0.68				1931	28	1977	44	1996	23	102
JW_09N_30	z31	Spot90.FIN2	0.08	852	40	59	2	25	2	0.07				801	34	551	12	631	12	69
JW_09N_31	z32	Spot91.FIN2	0.08	810	26	29	1	8	1	0.04				475	24	656	16	652	13	138
JW_09N_32	z33	Spot92.FIN2	0.04	1250	150	36	4	10	1	0.03				470	27	631	14	621	13	134
JW_09N_33	z34	Spot93.FIN2	0.06	259	19	135	9	119	12	0.52				1979	21	1863	43	1964	22	94
JW_09N_34	z35	Spot94.FIN2	0.15	104	6	50	2	48	3	0.48				2007	26	2121	23	2117	23	106
JW_09N_35	z36	Spot95.FIN2	0.16	89	5	65	3	63	4	0.73				2362	25	2436	53	2434	23	103
JW_09N_36	z37	Spot97.FIN2	0.78	46	4	2	0	5	1	0.03				1388	98	947	47	1068	60	68
JW_09N_37	z38	Spot98.FIN2	0.20	83	5	152	10	135	9	1.83				1990	38	2007	60	2005	31	101
JW_09N_38	z39	Spot99.FIN2	0.00	358	25	143	9	157	13	0.40				2587	17	2406	47	2568	20	93
JW_09N_39	z40	Spot100.FIN2	0.08	209	21	29	3	53	6	0.14				1925	32	2028	55	2029	26	105

Integração	Zircão	Spot	f ²⁰⁶ (%)	U (μg.g ⁻¹) 2σ	Th (μg.g ⁻¹) 2σ	Pb (μg.g ⁻¹) 2σ	Th/U 2σ calculada	²³⁶ Pb/ ²³⁴ Pb	Dados para concordia ¹				Idades (Ma) ¹			
									²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	2σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	2σ %	Rho	
JW12_1	z1	Spot57.FIN2	0.08	289	8	128	5	33	2	0.44						
JW12_2	z1b	Spot58.FIN2	0.00	1157	20	389	16	107	5	0.34						
JW12_3	z2	Spot59.FIN2	0.08	237	12	136	7	42	2	0.57						
JW12_2	z3	Spot60.FIN2	0.23	103	3	73	3	19	1	0.77						
JW12_5	z3b	Spot61.FIN2	0.00	1447	40	231	5	80	2	0.16						
JW12_6	z4	Spot62.FIN2	0.10	260	12	77	2	44	2	0.30						
JW12_7	z5	Spot64.FIN2	0.13	167	8	24	2	10	1	0.14						
JW12_3	z6	Spot65.FIN2	0.06	382	15	240	9	62	3	0.63						
JW12_9	z7	Spot66.FIN2	0.10	328	7	151	7	42	2	0.46						
JW12_4	z8	Spot67.FIN2	0.16	140	8	71	2	18	1	0.51						
JW12_11	z9	Spot68.FIN2	0.08	302	17	121	7	49	3	0.40						
JW12_12	z9b	Spot69.FIN2	0.00	786	55	197	13	52	4	0.25						
JW12_5	z10	Spot70.FIN2	0.17	140	3	155	4	38	1	1.11						
JW12_14	z11	Spot71.FIN2	0.05	389	13	246	8	82	3	0.63						
JW12_15	z12	Spot72.FIN2	0.07	362	15	151	6	44	2	0.42						
JW12_16	z13	Spot73.FIN2	0.11	236	9	48	2	18	1	0.20						
JW12_17	z14	Spot74.FIN2	0.08	279	9	114	2	41	1	0.41						
JW12_6	z14b	Spot75.FIN2	0.00	2593	61	27	1	17	1	0.01						
JW12_7	z15	Spot76.FIN2	0.04	592	16	560	24	142	6	0.95						
JW12_20	z16	Spot77.FIN2	0.15	136	6	76	3	24	1	0.56						
JW12_21	z17	Spot78.FIN2	0.05	728	25	279	7	73	2	0.38						
JW12_22	z17b	Spot79.FIN2	0.00	989	34	65	2	31	1	0.07						
JW12_8	z18	Spot80.FIN2	0.09	300	10	204	8	53	2	0.68						
JW12_24	z19	Spot81.FIN2	0.06	424	15	249	13	84	4	0.59						
JW12_25	z19b	Spot82.FIN2	0.00	1481	58	28	1	38	2	0.02						
JW12_9	z20	Spot83.FIN2	0.05	454	13	205	5	49	2	0.45						
JW12_27	z21	Spot84.FIN2	0.05	525	25	248	13	64	3	0.47						
JW12_28	z22	Spot85.FIN2	0.00	1011	66	33	2	12	1	0.03						
JW12_10	z23	Spot86.FIN2	0.07	397	8	143	4	16	1	0.36						
JW12_30	z24	Spot87.FIN2	0.08	459	23	148	10	42	3	0.32						
JW12_11	z25	Spot88.FIN2	0.17	173	5	136	3	34	1	0.78						
JW12_32	z26	Spot89.FIN2	0.00	798	39	133	6	42	2	0.17						
JW12_33	z26b	Spot90.FIN2	0.04	760	66	200	18	56	5	0.26						
JW12_34	z27	Spot91.FIN2	0.00	577	34	248	18	94	7	0.43						
JW12_35	z27b	Spot92.FIN2	0.00	1672	58	224	6	64	1	0.13						
JW12_36	z28	Spot93.FIN2	0.05	661	38	378	29	65	5	0.57						
JW12_37	z29	Spot94.FIN2	0.22	132	5	106	4	25	1	0.80						
JW12_38	z30	Spot95.FIN2	0.06	481	19	265	21	77	6	0.55						
JW12_39	z31	Spot96.FIN2	0.00	295	15	165	14	68	5	0.56						
JW12_40	z32	Spot97.FIN2	0.69	44	1	33	1	8	0	0.75						
JW12_41	z32b	Spot98.FIN2	0.01	1777	80	367	17	157	7	0.21						
JW12_42	z35	Spot99.FIN2	0.04	756	24	213	10	51	2	0.28						
JW12_43	z33b	Spot100.FIN2	0.10	593	70	125	11	24	3	0.21						

Integração	Zircão	Spot	f ²⁰⁶ _U (%)	U (μg.g ⁻¹)	Th (μg.g ⁻¹)	Pb (μg.g ⁻¹)	Th/U calculada	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 2σ	Dados para concordia ¹				Rho	1σ	Idades (Ma) ¹				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 2σ	% conc ²	
JW20_1	z1	Spot58.FIN2	0.10	267	7	63	2	17	1	0.24	18250	0.907	0.023	2.5	0.1063	0.0023	2.2	0.52	651	13	654	12	99
JW20B_2	z2	Spot59.FIN2	0.04	441	18	90	4	63	3	0.20	47600	2405.000	0.093	0.0	0.1680	0.0047	2.8	0.87	996	26	1220	28	62
JW20_2	z3	Spot60.FIN2	0.14	199	3	58	1	16	1	0.29	13295	0.924	0.021	2.3	0.1077	0.0021	1.9	0.38	660	12	663	11	96
JW20B_4	z4	Spot61.FIN2	0.40	73	7	49	2	14	1	0.68	4670	0.851	0.037	4.3	0.1063	0.0028	2.6	0.27	650	16	632	20	81
JW20B_5	z5	Spot62.FIN2	0.05	599	19	180	4	47	1	0.30	37750	0.932	0.018	1.9	0.1000	0.0018	1.8	0.54	613	11	666	10	75
JW20_3	z6	Spot63.FIN2	0.14	188	7	89	2	27	1	0.47	13150	0.986	0.025	2.5	0.1134	0.0024	2.1	0.41	691	14	695	12	91
JW20_4	z7	Spot64.FIN2	0.12	239	9	118	5	30	1	0.49	15250	0.925	0.025	2.7	0.1072	0.0023	2.1	0.43	655	13	659	13	89
JW20_5	z8	Spot65.FIN2	0.22	129	4	59	1	16	1	0.46	8320	0.924	0.029	3.1	0.1071	0.0028	2.6	0.42	656	16	666	15	83
JW20_6	z9	Spot66.FIN2	0.12	230	9	21	1	6	1	0.09	15250	0.948	0.023	2.4	0.1101	0.0023	2.1	0.48	673	13	675	12	96
JW20B_10	z10	Spot67.FIN2	0.06	543	27	376	23	105	7	0.69	33500	0.873	0.022	2.5	0.1018	0.0022	2.2	0.64	687	22	624	13	636
JW20_7	z11	Spot68.FIN2	0.05	604	21	501	29	138	6	0.83	38800	0.977	0.024	2.5	0.1118	0.0022	2.0	0.66	696	25	683	13	686
JW20B_12	z12	Spot69.FIN2	0.26	112	3	72	4	19	1	0.64	7325	0.969	0.031	3.2	0.1136	0.0028	2.5	0.37	788	35	691	16	678
JW20_8	z13	Spot70.FIN2	0.13	223	7	109	5	29	2	0.49	14350	0.954	0.023	2.4	0.1116	0.0023	2.1	0.44	691	28	680	13	677
JW20_9	z14	Spot71.FIN2	0.11	273	9	83	4	25	1	0.30	17200	0.948	0.023	2.4	0.1103	0.0022	2.0	0.48	726	26	675	13	678
JW20_10	z15	Spot72.FIN2	0.11	270	13	83	6	24	2	0.31	17450	0.938	0.022	2.3	0.1102	0.0020	1.8	0.42	706	27	674	12	673
JW20B_16	z16	Spot73.FIN2	0.18	175	8	113	3	29	1	0.64	10330	0.881	0.024	2.7	0.1004	0.0021	2.1	0.35	802	31	616	12	641
JW20B_17	z17	Spot74.FIN2	0.26	114	7	56	4	27	1	0.49	7285	2.770	0.250	9.0	0.1262	0.0037	2.9	0.55	1920	130	763	21	1161
JW20_11	z18	Spot75.FIN2	0.16	176	5	24	1	7	0	0.14	11380	0.946	0.024	2.5	0.1101	0.0023	2.1	0.44	759	28	674	13	670
JW20_12	z20	Spot77.FIN2	0.17	186	14	107	5	28	2	0.58	10900	0.939	0.030	3.2	0.1090	0.0026	2.4	0.29	809	34	665	15	669
JW20_13	z21	Spot78.FIN2	0.15	215	18	89	4	24	1	0.41	12850	0.962	0.027	2.8	0.1122	0.0025	2.2	0.30	767	34	683	14	689
JW20_14	z22	Spot79.FIN2	0.16	196	9	44	1	14	1	0.22	11675	0.972	0.031	3.2	0.1116	0.0024	2.2	0.26	763	37	681	14	676
JW20_15	z23	Spot80.FIN2	0.13	246	15	96	4	26	1	0.39	14600	0.930	0.023	2.5	0.1099	0.0022	2.0	0.35	684	29	671	13	667
JW20B_24	z24	Spot81.FIN2	5.08	604	30	585	37	71	4	0.97	368	0.776	0.022	2.8	0.0640	0.0025	3.9	0.70	1497	40	399	15	577
JW20_16	z25	Spot82.FIN2	0.06	586	39	132	10	35	2	0.22	33700	0.969	0.021	2.2	0.1124	0.0021	1.9	0.43	1729	24	686	12	687
JW20_17	z26	Spot83.FIN2	0.07	442	19	346	12	89	3	0.78	25850	0.927	0.019	2.0	0.1084	0.0019	1.8	0.51	665	22	664	11	663
JW20B_27	z27	Spot84.FIN2	0.18	173	5	36	2	10	1	0.21	10390	0.914	0.024	2.6	0.1108	0.0022	2.0	0.36	688	31	676	13	659
JW20B_28	z28	Spot85.FIN2	0.26	126	6	39	1	11	1	0.31	7315	0.918	0.028	3.1	0.1092	0.0025	2.3	0.31	747	37	667	15	666
JW20_18	z29	Spot86.FIN2	0.24	139	6	132	5	35	2	0.95	7865	0.926	0.029	3.1	0.1075	0.0026	2.4	0.30	803	41	656	15	660
JW20B_30	z30	Spot87.FIN2	0.20	164	5	36	1	13	1	0.22	9375	0.996	0.029	2.9	0.1089	0.0025	2.3	0.52	847	33	665	15	695
JW20B_31	z31	Spot88.FIN2	0.23	151	8	120	6	34	2	0.79	8130	0.895	0.028	3.1	0.1093	0.0022	2.0	0.25	720	34	668	13	641
JW20_19	z32	Spot89.FIN2	0.25	135	8	38	1	10	1	0.28	7580	0.941	0.031	3.3	0.1101	0.0027	2.5	0.35	773	39	673	16	667
JW20B_33	z33	Spot90.FIN2	0.23	149	7	101	5	28	1	0.67	8170	1046.000	0.032	0.0	0.1063	0.0024	2.3	0.30	976	44	662	14	723
JW20_20	z34	Spot91.FIN2	0.44	78	5	62	4	18	1	0.80	4290	0.937	0.039	4.2	0.1091	0.0030	2.7	0.18	893	47	666	18	660
JW20_21	z35	Spot92.FIN2	0.21	148	6	43	2	12	1	0.29	8740	0.970	0.029	3.0	0.1137	0.0025	2.2	0.29	755	35	692	15	688
JW20_22	z36	Spot93.FIN2	0.13	278	20	57	3	16	1	0.20	14750	0.948	0.030	3.2	0.1101	0.0025	2.3	0.30	763	38	673	15	673
JW20B_37	z37	Spot94.FIN2	0.44	76	3	29	1	8	1	0.38	4230	0.933	0.037	4.0	0.1110	0.0031	2.8	0.20	866	47	677	18	664
JW20_23	z38	Spot95.FIN2	0.29	119	6	68	3	17	1	0.57	6385	0.926	0.035	3.8	0.1104	0.0030	2.7	0.22	861	45	674	17	667
JW20B_39	z39	Spot96.FIN2	0.29	116	4	24	1	9	1	0.21	6395	1102.000	0.039	0.0	0.1112	0.0026	2.3	0.30	1040	45	679	15	745
JW20_24	z40	Spot97.FIN2	0.08	450	37	59	3	18	1	0.13	24300	0.926	0.023	2.5	0.1106	0.0023	2.1	0.42	654	27	676	14	662

Integração	Zircão	Spot	f206 (%)	U				Th				Pb				Th/U	206Pb/204Pb	Dados para concordia ¹				Idades (Ma) ¹				207Pb/235U	% conc. ²
				2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ			2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ		
JW63A_1	z1	Spot57.FIN2	0.19	203	8	78	4	30	2	0.38	9665	0.921	0.024	2.6	0.1084	0.0022	2.0	0.33	740	31	663	13	661	13	90		
JW63A_2	z2	Spot58.FIN2	0.12	336	6	272	4	86	3	0.81	15420	0.869	0.022	2.5	0.1025	0.0021	2.0	0.34	719	30	628	12	633	12	87		
JW63A_3	z3	Spot59.FIN2	0.24	175	4	174	4	53	2	0.99	7825	0.861	0.024	2.8	0.1024	0.0021	2.1	0.26	738	31	627	12	628	13	85		
JW63A_4	z4	Spot60.FIN2	0.21	196	7	155	5	49	2	0.79	8730	0.872	0.024	2.8	0.1033	0.0023	2.2	0.30	779	31	632	13	636	13	81		
JW63A_5	z5	Spot61.FIN2	0.22	188	6	98	2	32	1	0.52	8685	0.905	0.025	2.8	0.1076	0.0022	2.0	0.35	736	33	659	13	649	13	90		
JW63A_6	z6	Spot62.FIN2	0.12	341	12	166	6	51	3	0.49	16100	0.891	0.022	2.5	0.1043	0.0023	2.2	0.33	682	30	640	13	645	12	94		
JW63A_7	z6b	Spot63.FIN2	0.30	131	3	89	2	34	1	0.68	6160	0.928	0.032	3.4	0.1074	0.0028	2.6	0.18	841	44	658	16	662	16	78		
JW63A_8	z7	Spot64.FIN2	0.11	371	10	187	5	63	3	0.50	17350	0.886	0.022	2.5	0.1043	0.0025	2.4	0.43	706	29	639	14	643	12	91		
JW63A_9	z8	Spot65.FIN2	0.24	177	3	216	5	68	2	1.22	7670	0.867	0.027	3.1	0.1021	0.0025	2.4	0.34	787	45	626	15	631	15	80		
JW63A_10	z9	Spot66.FIN2	0.15	296	10	263	9	82	4	0.89	12850	0.863	0.019	2.2	0.1023	0.0021	2.1	0.34	685	31	627	12	629	10	92		
JW63A_11	z10	Spot67.FIN2	0.15	281	7	175	3	63	2	0.62	12240	0.952	0.024	2.5	0.1043	0.0021	2.0	0.39	826	28	638	12	676	12	77		
JW63A_12	z10b	Spot68.FIN2	0.07	649	27	398	10	149	6	0.61	28100	0.909	0.019	2.1	0.0991	0.0021	2.1	0.50	855	25	608	12	655	10	71		
JW63A_13	z11	Spot69.FIN2	0.17	243	4	148	2	53	2	0.61	10820	0.945	0.022	2.3	0.1062	0.0020	1.9	0.32	800	31	650	12	675	11	81		
JW63A_14	z12	Spot70.FIN2	0.10	452	8	334	6	111	3	0.74	13670	0.901	0.021	2.3	0.1056	0.0023	2.2	0.40	691	34	646	13	650	11	93		
JW63A_15	z13	Spot71.FIN2	0.11	388	12	224	7	73	3	0.58	18315	0.880	0.021	2.4	0.1037	0.0026	2.5	0.37	751	32	636	15	641	11	85		
JW63A_16	z14	Spot72.FIN2	0.09	461	8	166	3	57	2	0.36	20560	0.892	0.018	2.0	0.1061	0.0020	1.9	0.40	676	25	650	11	648	9	96		
JW63A_17	z15	Spot73.FIN2	0.41	108	4	149	5	46	2	1.38	4550	0.878	0.033	3.8	0.1034	0.0028	2.7	0.26	844	42	635	16	633	18	75		
JW63A_18	z16	Spot74.FIN2	0.43	101	4	56	2	18	1	0.55	4380	0.891	0.033	3.7	0.1048	0.0029	2.8	0.22	902	44	639	17	643	17	71		
JW63A_19	z17	Spot75.FIN2	0.07	621	11	396	10	132	3	0.64	28500	0.922	0.020	2.2	0.1076	0.0023	2.1	0.55	678	24	657	13	661	11	97		
JW63A_20	z18	Spot76.FIN2	0.18	248	7	132	2	42	2	0.53	10670	0.872	0.020	2.3	0.1037	0.0021	2.0	0.27	694	30	635	12	636	11	91		
JW63A_21	z19	Spot77.FIN2	0.41	109	4	75	2	23	1	0.68	4570	0.878	0.030	3.4	0.1037	0.0027	2.6	0.17	814	42	635	15	637	16	78		
JW63A_22	z20	Spot78.FIN2	0.25	174	10	117	5	51	2	0.67	7405	1.364	0.041	3.0	0.1053	0.0025	2.4	0.13	1518	47	645	14	866	17	42		
JW63A_23	z21	Spot79.FIN2	0.27	170	3	106	2	34	1	0.62	7010	0.907	0.026	2.9	0.1011	0.0023	2.3	0.29	834	37	619	13	650	14	74		
JW63A_24	z22	Spot80.FIN2	0.12	390	12	437	13	139	5	1.12	16180	0.889	0.018	2.0	0.1054	0.0020	1.9	0.39	684	27	644	12	644	10	94		
JW63A_25	z23	Spot81.FIN2	0.41	110	5	59	3	20	1	0.53	4535	0.887	0.034	3.8	0.1043	0.0029	2.8	0.21	862	46	638	17	635	19	74		
JW63A_26	z24	Spot82.FIN2	0.40	115	4	39	2	17	1	0.34	4665	1.137	0.045	4.0	0.1045	0.0024	2.3	0.16	1259	65	639	14	754	21	51		
JW63A_27	z25	Spot83.FIN2	0.23	193	6	378	11	112	4	1.96	8150	0.862	0.029	3.4	0.1016	0.0026	2.6	0.14	707	41	623	15	627	16	88		
JW63A_28	z27	Spot85.FIN2	0.25	185	5	37	1	11	1	0.20	7545	0.883	0.025	2.8	0.1035	0.0022	2.1	0.27	730	34	634	13	637	13	87		
JW63A_29	z28	Spot87.FIN2	0.34	138	8	113	6	34	2	0.82	5445	0.875	0.030	3.4	0.1036	0.0025	2.4	0.23	792	39	634	14	631	16	80		
JW63A_30	z29	Spot88.FIN2	0.16	300	9	146	4	47	2	0.49	11820	0.896	0.021	2.3	0.1023	0.0019	1.9	0.23	744	33	628	11	644	11	84		
JW63A_31	z30	Spot89.FIN2	0.26	180	7	122	5	36	2	0.68	7100	0.872	0.025	2.9	0.1018	0.0022	2.2	0.22	749	36	625	13	629	14	83		
JW63A_32	z31	Spot90.FIN2	0.15	322	9	265	6	79	3	0.82	12505	0.859	0.018	2.1	0.1021	0.0017	1.7	0.16	657	28	627	10	629	10	95		
JW63A_33	z32	Spot91.FIN2	0.28	172	5	120	3	38	2	0.70	6755	0.873	0.027	3.1	0.1029	0.0020	1.9	0.27	756	35	630	12	634	15	83		
JW63A_34	z33	Spot92.FIN2	0.21	230	7	277	8	87	3	1.21	8885	0.955	0.024	2.5	0.1042	0.0021	2.0	0.24	915	34	639	12	683	13	70		
JW63A_35	z34	Spot93.FIN2	0.16	282	5	167	5	53	2	0.59	11340	0.896	0.021	2.3	0.1046	0.0020	1.9	0.30	730	30	640	11	643	11	88		
JW63A_36	z35	Spot94.FIN2	0.11	428	16	203	7	65	3	0.47	16350	0.863	0.018	2.1	0.1022	0.0017	1.7	0.28	667	27	627	10	630	10	94		
JW63A_37	z36	Spot95.FIN2	0.24	192	7	112	4	43	2	0.58	7790	1.041	0.027	2.6	0.1090	0.0025	2.3	0.29	1000	33	665	14	720	14	67		
JW63A_38	z37	Spot96.FIN2	0.55	91	2	77	1	24	1	0.85	3420	0.893	0.035	3.9	0.1003	0.0028	2.8	0.17	976	48	616	17	644	18	63		
JW63A_39	z38	Spot97.FIN2	0.24	204	5	96	2	30	1	0.47	7740	0.893	0.025	2.8	0.1002	0.0022	2.2	0.25	806	35	615	13	640	14	76		

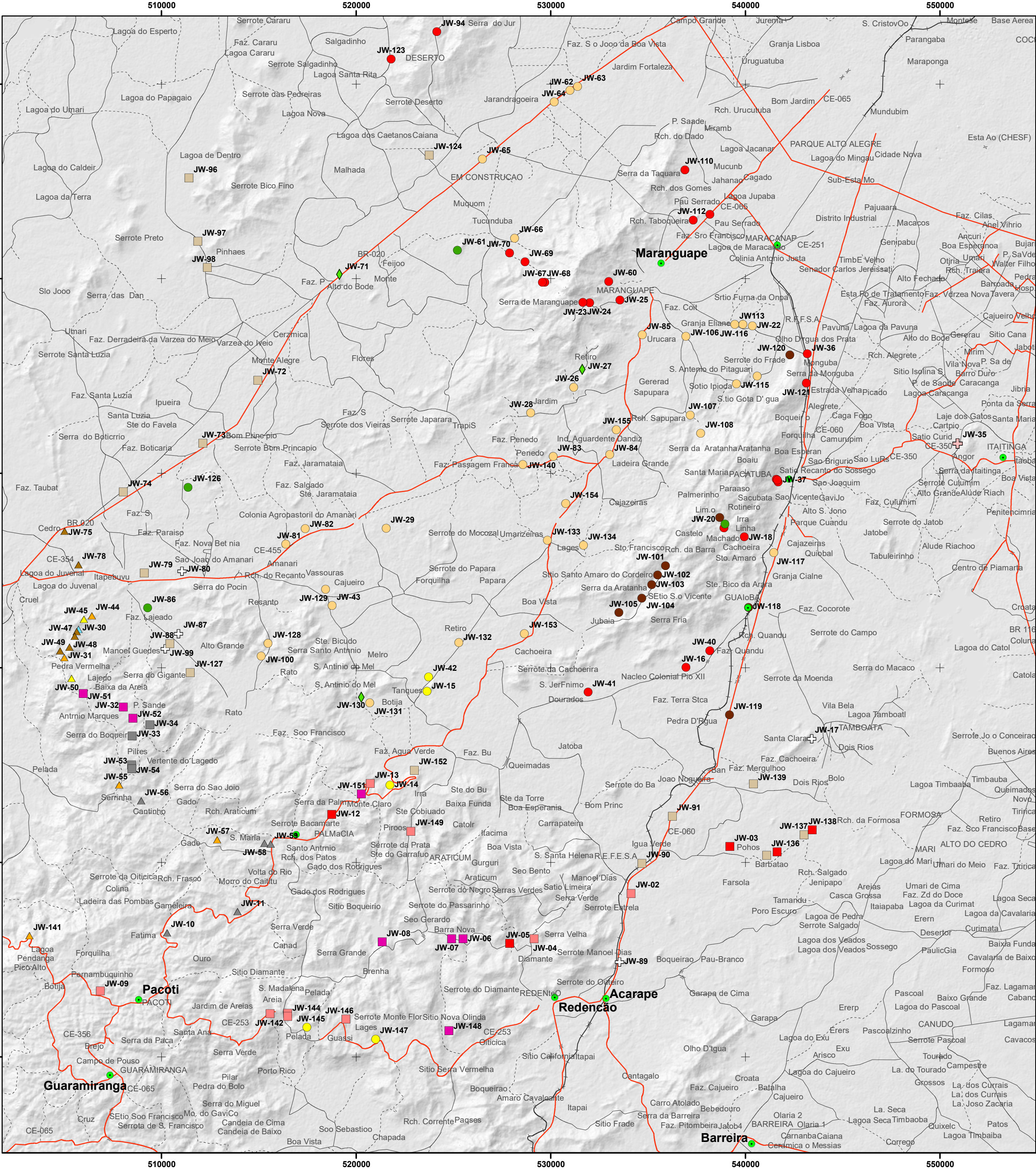
Integração	Zircão	Spot	f206 (%)	U (μg.g ⁻¹)			Th (μg.g ⁻¹)			Pb (μg.g ⁻¹)			Th/U calculada	206Pb/238U Pb						Dados para concordia ¹						Idades (Ma) ¹						207Pb/235U	2σ	% conc ²
				U	2σ	2σ	Th	2σ	2σ	Pb	2σ	2σ		207Pb/238U	2σ	2σ	206Pb/238U	2σ	2σ	Rho	207Pb/238U Pb	2σ	2σ	206Pb/238U	2σ	2σ	207Pb/235U	2σ	2σ					
JW68_1	z1	Spot98.FIN2	0.08	630	26	460	14	138	6	0.73	22800	1.008	0.021	2.1	0.0922	0.0019	2.1	0.04	589	708	11	49												
JW68_2	z2	Spot99.FIN2	0.05	1034	35	534	17	153	5	0.52	37650	0.861	0.011	1.3	0.0981	0.0012	1.2	0.34	699	631	7	86												
JW68_3	z2b	Spot100.FIN2	0.06	874	40	405	28	53	3	0.46	30000	0.980	0.016	1.6	0.0861	0.0021	2.4	0.01	1311	55	531	13	693	8	41									
JW68_4	z4	Spot102.FIN2	0.07	931	73	281	17	90	6	0.30	28450	0.843	0.019	2.3	0.0788	0.0021	2.7	0.60	1033	34	488	12	618	10	47									
JW68_5	z5	Spot103.FIN2	0.21	242	10	225	7	72	3	0.93	8915	0.866	0.023	2.7	0.0999	0.0021	2.1	0.30	789	33	612	12	636	13	80									
JW68_6	z5b	Spot104.FIN2	0.19	371	13	237	13	37	2	0.64	10100	0.670	0.022	3.3	0.0717	0.0027	3.8	0.71	928	34	445	16	518	13	48									
JW68_7	z7	Spot106.FIN2	0.08	633	32	343	18	108	6	0.54	24650	0.929	0.017	1.8	0.1090	0.0018	1.7	0.37	652	23	666	10	664	9	102									
JW68_8	z8	Spot107.FIN2	0.00	1563	82	1157	47	405	19	0.74	55200000	0.872	0.015	1.7	0.0973	0.0016	1.6	0.62	735	19	598	10	637	8	81									
JW68_9	z9	Spot108.FIN2	0.05	984	47	1787	67	552	20	1.82	37400	0.934	0.015	1.6	0.1090	0.0015	1.4	0.38	661	21	667	9	669	8	102									
JW68_10	z10	Spot109.FIN2	7.21	534	8	438	10	156	4	0.82	259	1.326	0.026	2.0	0.0863	0.0022	2.5	0.01	1839	57	532	13	857	11	29									
JW68_11	z11b	Spot110.FIN2	0.05	1010	34	100	3	34	1	0.10	37500	0.902	0.013	1.4	0.1042	0.0014	1.3	0.43	666	18	639	8	652	7	96									
JW68_12	z11	Spot111.FIN2	0.36	143	5	65	3	25	2	0.45	5230	0.941	0.034	3.6	0.0975	0.0031	3.2	0.42	1082	50	599	18	678	17	55									
JW68_13	z12	Spot112.FIN2	0.10	532	17	784	33	210	9	1.47	19200	0.844	0.018	2.1	0.1001	0.0016	1.6	0.21	606	29	615	9	621	10	101									
JW68_14	z12b	Spot113.FIN2	4.45	961	25	679	19	120	4	0.71	420	1.184	0.019	1.6	0.0810	0.0017	2.1	0.12	1737	40	503	10	791	9	29									
JW68_15	z13	Spot114.FIN2	0.16	307	14	67	2	22	1	0.22	11600	0.961	0.022	2.3	0.1111	0.0018	1.6	0.13	739	29	678	10	681	11	92									
JW68_16	z13b	Spot115.FIN2	0.09	534	27	45	2	21	1	0.08	20950	1.021	0.019	1.9	0.1079	0.0017	1.6	0.41	852	23	660	10	715	10	77									
JW68_17	z14b	Spot116.FIN2	0.07	867	35	69	2	33	2	0.08	27700	0.829	0.017	2.1	0.0884	0.0019	2.1	0.64	854	23	546	11	612	9	64									
JW68_18	z15b	Spot117.FIN2	0.08	729	67	571	52	119	15	0.78	23950	0.889	0.023	2.6	0.0888	0.0021	2.4	0.66	961	25	549	12	643	12	57									
JW68_19	z16	Spot118.FIN2	0.07	697	10	409	10	136	4	0.59	26210	1.040	0.025	2.4	0.1125	0.0022	2.0	0.39	776	30	687	12	722	13	88									
JW68_20	z16b	Spot119.FIN2	0.00	1830	100	854	32	270	10	0.47	64100000	0.927	0.017	1.8	0.1068	0.0019	1.8	0.56	706	24	655	11	664	9	93									
JW68_21	z18b	Spot121.FIN2	0.12	494	36	235	15	85	8	0.48	15500	0.910	0.026	2.9	0.0836	0.0022	2.6	0.61	1130	30	517	13	652	14	46									
JW68_22	z19	Spot122.FIN2	0.18	470	31	212	13	35	3	0.45	10200	0.527	0.015	2.8	0.0620	0.0016	2.6	0.36	733	36	387	10	427	10	53									
JW68_23	z20	Spot123.FIN2	5.59	589	30	44	2	75	4	0.07	334	1.338	0.025	1.9	0.0957	0.0017	1.8	0.48	1630	21	590	10	861	11	36									
JW68_24	z21	Spot124.FIN2	0.35	154	4	114	6	42	2	0.74	5305	1.225	0.051	4.2	0.1022	0.0022	2.2	0.27	1295	61	626	13	781	22	48									
JW68_25	z22	Spot125.FIN2	0.05	885	18	440	11	158	5	0.50	39000	1.225	0.017	1.4	0.1306	0.0016	1.2	0.35	827	18	792	9	810	8	96									
JW68_26	z23	Spot126.FIN2	0.07	835	33	94	4	28	2	0.11	28200	0.880	0.015	1.7	0.1029	0.0014	1.4	0.39	647	20	631	8	640	8	98									
JW68_27	z23b	Spot127.FIN2	0.05	1136	29	70	2	33	1	0.06	37800	0.894	0.012	1.3	0.0975	0.0013	1.3	0.30	763	21	599	7	647	6	79									
JW68_28	z24	Spot128.FIN2	0.36	154	5	97	3	27	1	0.63	5230	0.940	0.031	3.3	0.1027	0.0022	2.1	0.12	882	41	631	13	666	16	72									
JW68_29	z25	Spot129.FIN2	0.15	368	9	251	5	69	2	0.68	12170	0.849	0.019	2.2	0.1011	0.0016	1.6	0.26	661	28	620	9	623	10	94									
JW68_30	z25b	Spot130.FIN2	6.25	1509	43	2280	50	118	5	1.51	299	0.470	0.011	2.3	0.0302	0.0008	2.5	0.70	1832	23	191	5	390	8	10									
JW68_31	z26	Spot131.FIN2	0.38	156	3	133	5	34	2	0.85	4900	0.844	0.030	3.6	0.0970	0.0021	2.2	0.19	836	41	596	12	615	16	71									
JW68_32	z27	Spot132.FIN2	0.47	111	4	91	3	62	4	0.82	3965	2.210	0.110	5.0	0.1063	0.0032	3.0	0.40	2248	57	648	18	1037	31	29									
JW68_33	z27b	Spot133.FIN2	0.06	956	33	522	14	164	8	0.55	28900	0.858	0.020	2.3	0.0931	0.0019	2.0	0.68	821	23	572	11	630	11	70									
JW68_34	z28	Spot134.FIN2	0.27	222	7	193	6	51	3	0.87	6825	0.971	0.026	2.7	0.0963	0.0022	2.3	0.46	1045	29	592	13	691	13	57									
JW68_35	z28b	Spot135.FIN2	0.07	881	35	515	17	152	7	0.58	27350	0.836	0.015	1.8	0.0896	0.0020	2.2	0.57	833	25	553	12	615	9	66									
JW68_36	z29	Spot136.FIN2	0.12	476	19	377	14	112	5	0.79	15450	0.856	0.021	2.5	0.1017	0.0020	2.0	0.29	682	31	624	12	626	12	91									
JW68_37	z29b	Spot137.FIN2	0.10	567	23	291	9	104	5	0.51	18700	1.048	0.022	2.1	0.1008	0.0017	1.7	0.41	1045	27	618	10	723	11	59									
JW68_38	z30	Spot138.FIN2	0.15	377	15	298	12	93	4	0.79	12750	1.015	0.026	2.6	0.1049	0.0018	1.7	0.22	866	36	642	10	703	13	74									
JW68_39	z30b	Spot139.FIN2	0.05	1042	36	54	1	16	1	0.05	34350	0.883	0.013	1.5	0.1019	0.0015	1.5	0.41	672	20	626	9	642	7	93									
JW68_40	z31b	Spot141.FIN2	0.06	882	34	267	5	85	3	0.30	30350	0.940	0.019	2.0	0.1091	0.0021	1.9	0.40	663	27	666	12	672	10	100									

Integração	Zircão	Spot	f206 (%)	U (µg.g ⁻¹)	Th (µg.g ⁻¹)	Pb (µg.g ⁻¹)	Th/U	206Pb/204Pb	Dados para concordia ¹				Idades (Ma) ¹				2σ	% conc ²							
									207Pb/235U	2σ	206Pb/238U	2σ	2σ %	Rho	2σ	2σ %			2σ	2σ					
JW15_1	z1	Spot98.FIN2	0.00	1050	37	261	6	96	4	0.25	55850000	0.992	0.030	3.0	0.1148	0.0039	3.4	0.63	731	34	698	22	694	16	95
JW15_2	z2	Spot99.FIN2	0.08	493	20	153	5	44	2	0.31	24300	0.848	0.028	3.3	0.1003	0.0031	3.1	0.53	729	34	617	18	620	15	85
JW158_3	z3	Spot100.FIN2	0.036	1.147	15	40	2	14	1	0.27	8700	1.090	0.043	3.9	0.1254	0.0036	2.9	0.31	934	44	757	21	749	21	81
JW158_4	z4	Spot101.FIN2	0.05	344	23	89	6	59	3	0.26	36150	4.800	0.240	5.0	0.2780	0.0120	4.3	0.86	1865	50	1562	60	1647	53	84
JW158_5	z5	Spot102.FIN2	0.06	478	32	124	4	96	4	0.26	32050	2.254	0.063	2.8	0.1397	0.0036	2.6	0.38	1911	42	839	20	1187	20	44
JW158_6	z6	Spot103.FIN2	0.00	455	23	67	3	68	4	0.15	74900000	6.510	0.150	2.3	0.3558	0.0088	2.5	0.68	2166	19	1946	42	2037	21	90
JW158_7	z7	Spot104.FIN2	0.05	540	10	205	4	86	2	0.38	34850	1.268	0.034	2.7	0.1379	0.0037	2.7	0.62	853	26	833	21	823	15	98
JW158_8	z8	Spot105.FIN2	0.00	356	11	91	2	90	3	0.25	58100000	6.310	0.150	2.4	0.3546	0.0083	2.3	0.68	2085	19	1942	39	2004	20	93
JW158_9	z9	Spot106.FIN2	0.11	178	5	63	2	34	2	0.35	17300	3.320	0.250	7.5	0.2100	0.0110	5.2	0.90	1510	67	1200	59	1277	62	79
JW158_10	z10	Spot107.FIN2	0.02	744	45	95	4	92	4	0.13	110000	6.230	0.130	2.1	0.3444	0.0078	2.3	0.65	2122	19	1905	37	2006	19	90
JW158_11	z11	Spot108.FIN2	0.00	956	37	77	2	92	4	0.08	640230	1.879	0.067	3.6	0.1306	0.0043	3.3	0.75	1694	28	792	25	1049	24	47
JW158_12	z12	Spot109.FIN2	0.17	190	11	95	5	39	3	0.50	11000	1.221	0.041	3.4	0.1349	0.0043	3.2	0.53	897	32	812	24	801	19	91
JW158_13	z13	Spot110.FIN2	0.00	552	22	240	11	207	12	0.43	1503738	6.080	0.140	2.3	0.3246	0.0082	2.5	0.73	2177	18	1806	40	1975	21	83
JW158_14	z14	Spot111.FIN2	0.07	172	6	79	2	75	3	0.46	26650	6.460	0.200	3.1	0.3530	0.0110	3.1	0.75	2109	26	1945	50	2030	28	92
JW158_15	z15	Spot112.FIN2	0.10	119	5	78	4	86	4	0.65	19000	7.010	0.170	2.4	0.3726	0.0097	2.6	0.63	2209	23	2035	45	2106	22	92
JW158_16	z16	Spot113.FIN2	0.00	410	9	35	2	46	4	0.08	64800000	6.610	0.150	2.3	0.3590	0.0086	2.4	0.64	2125	21	1964	40	2043	19	92
JW158_17	z17	Spot114.FIN2	0.00	401	9	165	6	82	4	0.41	51850000	4.350	0.092	2.1	0.2877	0.0073	2.5	0.65	1798	21	1623	36	1698	18	90
JW158_18	z18	Spot115.FIN2	0.00	973	40	674	17	261	9	0.69	59850000	1.393	0.030	2.2	0.1432	0.0032	2.2	0.62	938	23	861	18	881	13	92
JW158_19	z19	Spot116.FIN2	0.05	288	10	160	5	160	7	0.60	40100	6.360	0.150	2.4	0.3559	0.0085	2.4	0.66	2108	21	1948	40	2020	20	92
JW158_20	z20	Spot117.FIN2	0.05	286	11	71	3	58	4	0.25	37950	4.820	0.220	4.6	0.2810	0.0110	3.9	0.84	1969	36	1588	57	1742	45	81
JW15_21	z21	Spot118.FIN2	0.07	711	23	23	3	9	1	0.03	28550	0.824	0.024	2.9	0.0994	0.0029	2.9	0.57	600	34	609	17	607	13	102
JW158_22	z22	Spot119.FIN2	0.07	200	8	92	3	80	4	0.46	26400	5.610	0.160	2.9	0.3182	0.0097	3.0	0.74	2076	22	1770	47	1909	25	85
JW158_23	z23	Spot120.FIN2	0.08	545	32	137	4	49	2	0.25	22500	1.018	0.026	2.6	0.0999	0.0028	2.8	0.41	1058	36	612	16	709	13	58
JW158_24	z24	Spot121.FIN2	0.07	372	30	159	5	117	5	0.43	28150	3.880	0.190	4.9	0.2401	0.0096	4.0	0.85	1777	44	1366	50	1510	48	77
JW158_25	z25	Spot122.FIN2	0.09	226	18	88	3	84	4	0.39	21900	5.280	0.210	4.0	0.2730	0.0095	3.5	0.80	2188	34	1543	48	1858	38	71
JW158_26	z26	Spot123.FIN2	0.05	313	8	54	3	42	2	0.17	37750	4.890	0.130	2.7	0.2984	0.0084	2.8	0.81	1895	21	1684	41	1804	23	89
JW158_27	z27	Spot124.FIN2	12.95	211	16	127	5	99	6	0.60	144	4.360	0.300	6.9	0.1258	0.0037	2.9	0.63	2780	110	762	21	1549	60	27
JW158_28	z28	Spot125.FIN2	0.04	392	10	110	5	97	5	0.28	45150	4.920	0.150	3.0	0.2900	0.0084	2.9	0.83	1967	21	1650	41	1805	27	84
JW158_29	z29	Spot126.FIN2	0.00	491	12	27	2	24	2	0.05	72500000	5.880	0.140	2.4	0.3462	0.0086	2.5	0.81	1967	20	1929	41	1952	21	98
JW158_30	z30	Spot127.FIN2	0.10	402	31	161	6	55	3	0.40	18000	1.092	0.031	2.8	0.1111	0.0030	2.7	0.55	961	33	678	18	743	15	71
JW158_31	z31	Spot128.FIN2	0.02	994	47	33	1	32	2	0.03	92500	3.729	0.098	2.6	0.2332	0.0062	2.7	0.79	1910	21	1340	32	1559	20	70
JW158_32	z32	Spot129.FIN2	0.00	613	28	149	7	140	8	0.24	84750000	6.340	0.160	2.5	0.3475	0.0093	2.7	0.74	2078	23	1921	45	2004	24	92
JW158_33	z33	Spot130.FIN2	0.00	585	18	121	3	114	4	0.21	78500000	6.100	0.130	2.1	0.3527	0.0091	2.6	0.64	2050	20	1935	43	1982	19	94
JW158_34	z34	Spot131.FIN2	0.17	265	14	72	4	37	3	0.27	10800	1.244	0.063	5.1	0.1110	0.0035	3.2	0.58	1186	56	675	20	774	26	57
JW158_35	z35	Spot132.FIN2	0.10	388	20	59	2	49	3	0.15	19000	1.672	0.072	4.3	0.1187	0.0036	3.0	0.63	1662	44	720	21	975	27	43
JW158_36	z36	Spot133.FIN2	3.55	281	9	113	2	162	5	0.40	526	8.460	0.220	2.6	0.3706	0.0091	2.5	0.39	2493	36	2022	43	2263	23	81
JW158_37	z37	Spot134.FIN2	0.19	261	10	119	3	32	2	0.45	9610	0.810	0.025	3.1	0.0985	0.0023	2.3	0.34	722	37	604	13	602	14	84
JW158_38	z38	Spot135.FIN2	0.00	838	34	57	4	77	5	0.07	115300000	6.400	0.130	2.0	0.3682	0.0081	2.2	0.67	2048	16	2012	38	2028	17	98
JW158_39	z39	Spot136.FIN2	0.00	696	16	123	11	119	11	0.18	99700000	6.590	0.130	2.0	0.3858	0.0084	2.2	0.72	2020	16	2098	39	2051	18	104
JW158_40	z40	Spot137.FIN2	0.00	646	29	41	3	33	2	0.06	74050000	4.230	0.210	5.0	0.2640	0.0110	4.2	0.90	1830	31	1480	58	1551	49	81
JW15_1	z10b	Spot185.FIN2	0.06	510	31	82	4	62	2	0.16	33450	5.270	0.170	3.2	0.3056	0.0074	2.4	0.83	1997	23	1729	37	1878	27	87
JW15_2	z11b	Spot186.FIN2	0.15	516	39	251	11	64	4	0.49	12550	1020.000	0.033	0.0	0.0938	0.0019	2.0	0.23	1130	50	577	11	710	16	51
JW15_3	z17b	Spot187.FIN2	0.06	1080	50	171	6	38	2	0.16	29000	0.859	0.017	2.0	0.0982	0.0018	1.8	0.63	691	19	604	11	630	9	87
JW15_4	z20b	Spot188.FIN2	0.00	2500	120	212	8	99	7	0.08	64550000	0.871	0.019	2.2	0.1023	0.0025	2.4	0.55	691	28	547	15	616	12	60
JW15_5	z7b	Spot189.FIN2	0.08	965	40	303	11	70	5	0.31	24300	0.850	0.023	2.7	0.0891	0.0024	2.7	0.68	906	27	628	14	616	10	91
JW15_6	z22b	Spot190.FIN2	0.07	924	76	111	5	48	3	0.12	23550	1017.000	0.045	0.0	0.1091	0.0039	3.6	0.52	869	56	664	23	696	21	76
JW15_7	z25b	Spot191.FIN2	0.16	316	21	69	5	53	4	0.22	11500	1.830	0.150	8.2	0.1487	0.0067	4.5	0.94	1149	58	873	35	919	39	76
JW15_8	z26b	Spot192.FIN2	0.06	1142	74	218	11	55	4	0.19	29350	0.827	0.021	2.5	0.0900	0.0022	2.4	0.64	803	25	554	13	607	11	69
JW15_9	z28b	Spot193.FIN2	0.08	925	73	141	11	47	4	0.15	24200	0.971	0.035	3.6	0.1093	0.0031	2.8	0.58	787	40	666	18	670	16	85
JW15_10	z29b	Spot194.FIN2	0.07	1035	54	287	9	104	4	0.28	28500	0.899	0.021	2.3	0.1055	0.0023	2.2	0.49	674	27	647	14	650	11	96

ANEXOS

- Mapa de Pontos de Afloramentos

- Mapa Geológico

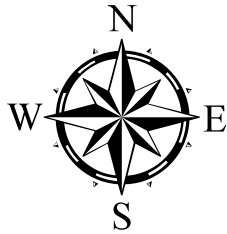


UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

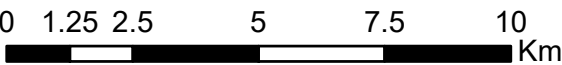
"Evolução Crustal e Geodinâmica do Complexo Granito-Migmatítico
Pacatuba-Maranguape, Domínio Ceará Central, Província Borborema"

MAPA DE PONTOS DE AFLORAMENTOS

Doutorando: João Paulo A. Pitombeira
Orientador: Prof. Dr. Wagner da S. Amaral



1:150000



CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Cidade
- Estrada pavimentada
- Estrada não pavimentada
- Ferrovia
- Caminho

SÍMBOLO / LITOTIPO

CENOZOICO

SUÍTE MESSEJANA

- Fonólitos, traquitos

NEOPROTEROZOICO

COMPLEXO PACATUBA-MARANGUAPE

- Rochas Pegmatoides: leucogranitos a biotita e muscovita de granulação grossa, pegmatitos de composição granítica
- Rochas metamafico-ultramaficas: anfibolitos, metagabros, metagabronoritos

Granitoides

- Granito Itaitinga: Biotita-muscovita sienogranito, de cor rosa, equigranular, granulação média, isotrópico
- Biotita-(muscovita) granitoides de composição monzogranítica a granodiorítica, de cor cinza, granulação média, inequigranulares a porfíricos, levemente orientados a isotrópicos (<620 Ma)
- Biotita granitoides porfíricos de composição sienogranítica, de granulação média, cor rosa a castanho claro, levemente foliados (ca. 620 Ma)
- Biotita monzogranitos porfíricos foliados de cor cinza, granulação média (ca. 640 Ma)
- Biotita granitoides porfíricos foliados de composição quartzo monzonítica a granítica, granulação média a grossa (ca. 675 Ma)

Unidade Gnaissico-Migmatítica

Rochas ortoderivadas

- Granitoide Serra do Gigante: hornblenda-biotita quartzo monzonito foliado (ca. 625 Ma)
- Augen gnaisses de composição granodiorítica a granítica (ca. 625 Ma)
- Biotita gnaisses-migmatíticos de composição granítica (ca. 630 Ma)
- Metatexitos de composição granodiorítica a hornblenda e biotita

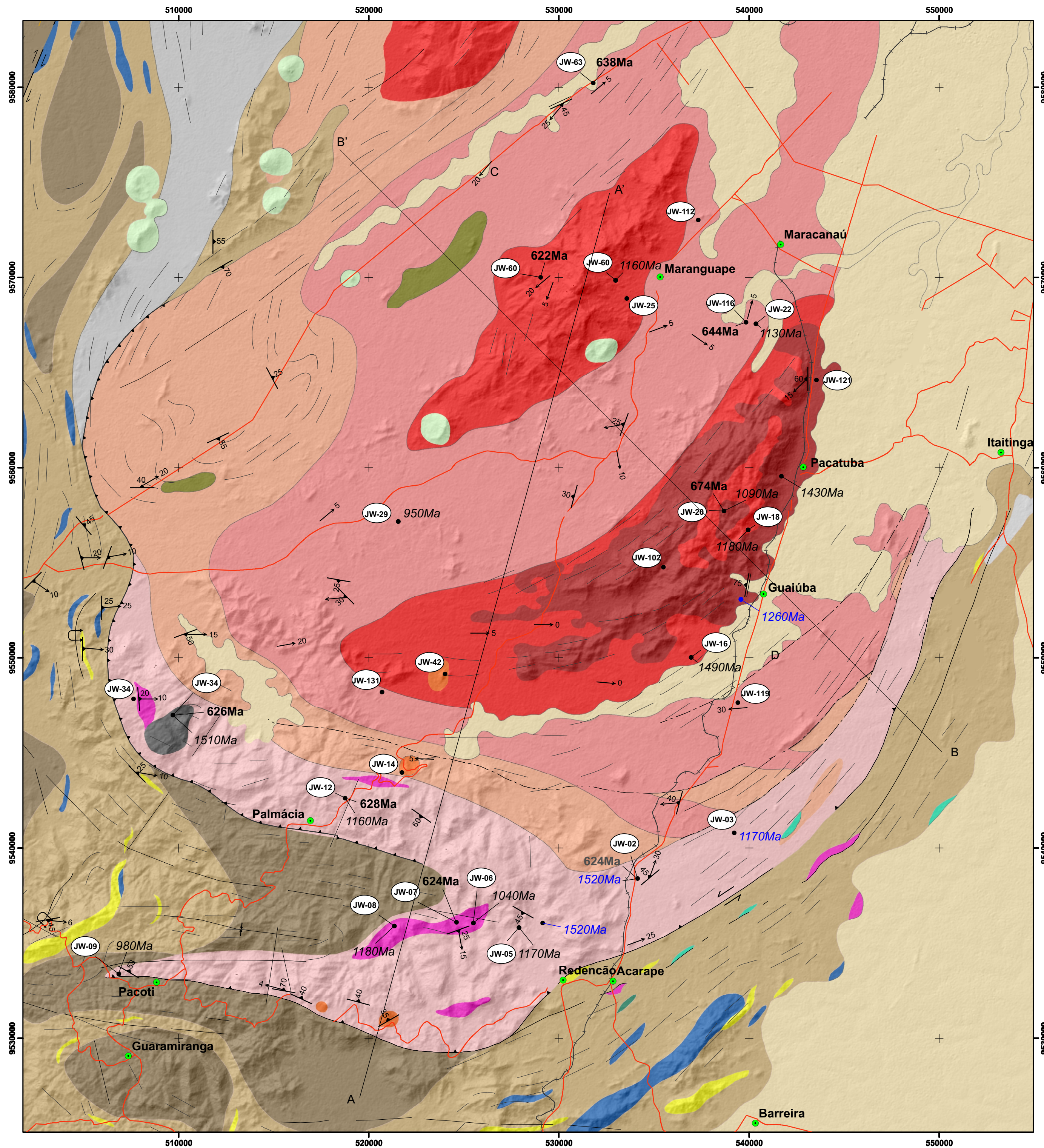
Rochas paraderivadas

- Granada-silimanita-biotita-muscovita gnaisses-migmatíticos comumente recortado por diques pegmatoides

GRUPO CEARÁ - UNIDADE INDEPENDÊNCIA

- Quartzito/xisto
- Xisto
- Quartzito
- Quartzito/xisto, carbonato
- Biotita gnaisse

Base Cartográfica:
- Planimetria: Folhas 1:100.000 Fortaleza (SA.24-Z-C-IV), Aquiraz (SA.24-Z-C-V), Baturité (SB.24-X-A-II) e Beberibe (SB.24-X-A-II).
- Altimetria (relevo sombreado): SRTM, Topodata

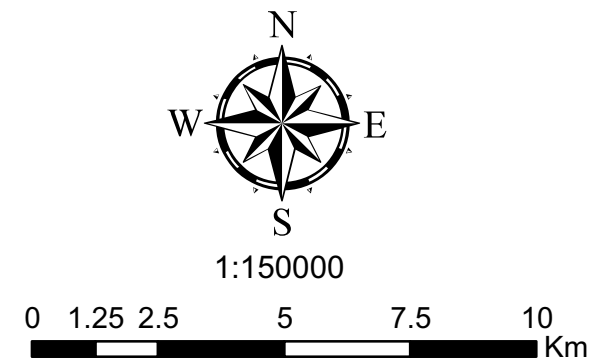


UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGÊNESE

"Geologia e Evolução Tectônica do Complexo Granito-Migmatítico
Pacatuba-Maranguape, Domínio Ceará Central, Província Borborema"

MAPA GEOLÓGICO

Doutorando: João Paulo A. Pitombeira
Orientador: Prof. Dr. Wagner da S. Amaral



- CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**
- Cidade
 - Estrada pavimentada
 - Ferrovia
 - Litogeoquímica
 - 674Ma U-Pb
 - 980Ma Sm-Nd
 - Zona de cisalhamento transcorrente indiscriminada
 - Falha interpretada pela geofísica: M-magnetometria
 - Falha ou Zona de cisalhamento transpressional sinistral
 - Zona de cisalhamento contraccional
 - Antiforme invertido
 - Anfrime
 - Outras fontes:
 - 622Ma U-Pb, Fetter (1999)
 - 1410Ma Sm-Nd, Torres (2004)

- UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS**
- CENOZÓICO**
- Coberturas sedimentares
 - Suíte Vulcânica Alcalina Messejana
- NEOPROTEROZOICO**
- Rochas metaultramáficas
- COMPLEXO PACATUBA-MARANGUAPE**
- Granitoides tardi- a pós colisionais**
- Granitoides Tanques: Granodiorito, granito, quartzo monzonito, de cor cinza, isotrópico
 - Granitóide Serra do Gigante: Hornblenda-biotita quartzo monzonito foliado
- Granitoides pré- a sin colisionais**
- Biotita granitoides porfíricos rosados a cinzentos, levemente foliados a isotrópicos
 - Biotita monzogranitos porfíricos foliados
 - Biotita granitóide porfírico de granulação grossa
- Unidade Gnáissico-Migmatítica**
- Augen gnaisses
 - Unidade paraderivada, xistos e gnaisses migmatíticos
 - Unidade ortoderivada, gnaisses-migmatíticos de composição granodiorítica a granítica
- COMPLEXO CEARÁ**
- Unidade Independência**
- Granada anfibolitos
 - Rochas cálcio-silicáticas
 - Mármore puros e impuros
 - Quartzitos micáceos
 - Xistos, quartzitos
 - Paragnaisses migmatíticos
- PALEOPROTEROZOICO**
- Complexo Canindé do Ceará**
- Orto- e paragnaisses migmatíticos

Base Cartográfica:
- Planimetria: Folhas 1:100.000 Fortaleza (SA.24-Z-C-IV), Aquiraz (SA.24-Z-C-V), Baturité (SB.24-X-A-II) e Beberibe (SB.24-X-A-II).
- Altimetria (relevo sombreado): SRTM, Topodata

