



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 574

**GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd
DO GRANITO RIO VERDE, NEOPROTEROZOICO NO
TERRENO GRANJEIRO – VÁRZEA ALEGRE (CE)**

Dissertação apresentada por:

DAYANE DO NASCIMENTO COELHO

Orientador: Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura (UFPA)

BELÉM
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo (a) autor (a)

-
- C672g Coelho, Dayane do Nascimento
Geocronologia U-Pb e geologia isotópica Sm- Nd do Granito Rio Verde, Neoproterozoico no Terreno Granjeiro -Várzea Alegre (CE) / Dayane do Nascimento Coelho. — 2020.
xv, 80 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.
1. Granitoides. 2. Neoproterozoico. 3. Geocronologia U-Pb.
4. Sistemática Sm-Nd. 5. Província Borborema. I. Título.

CDD 551.701



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOCROLOGIA U-Pb E GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd
DO GRANITO RIO VERDE, NEOPROTEROZOICO NO
TERRENO GRANJEIRO – VÁRZEA ALEGRE (CE)**

Tese apresentada por

DAYANE DO NASCIMENTO COELHO

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestra em Ciências na Área de GEOQUÍMICA,
linha de pesquisa GEOCROLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

Data de Aprovação: 20 / 12 / 2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
(Orientador- UFPA)

Prof.ª Dr. João Marinho Milhomem Neto
(Membro-UFPA)

Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
(Membro-UFPA)

À Pedro Sergio e Aritana Coelho (*in memoriam*), por tantas
possibilidades no amor.

AGRADECIMENTOS

Quero registrar meus agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), por meio do Instituto de Geociências (IG) e Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela disponibilidade da infraestrutura necessária para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Candido A. V. Moura orientador desta dissertação, por toda disponibilidade, inclusive nos finais de semana, merecidos puxões de orelha e compreensão/paciência.

À Faculdade de Geologia (FAGEO), aos discentes e a equipe docente da disciplina Mapeamento Geológico II pela cessão da base cartográfica que foi compilada e utilizada nesta dissertação.

À Profa. Rosemary Silva Nascimento por todo o esforço durante os trabalhos de campo e auxílio na descrição das lâminas delgadas.

Ao técnico Afonso Quaresma de Lima por todo o apoio durante a fase de campo e coleta de amostras.

À técnica Joelma Lobo da Oficina de Laminação do IG/UFPA pela confecção das lâminas delgadas e polimento de cristais de zircão.

Ao Laboratório de Microanálises da UFPA, em especial ao Prof. Dr. Claudio Lamarão, à Msc. Gisele Tavares e aos técnicos Bruno Portugal e Ana Paula Correa pela disponibilização do microscópio eletrônico de varredura para o imageamento dos cristais de zircão.

Aos professores e técnicos do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) onde as análises Sm-Nd e U-Pb foram realizadas, em especial ao Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto pelo treinamento na planilha de tratamento de dados U-Pb.

Aos queridos amigos geólogos Rômulo Pinto, Ailton Brito, Franco Felipe e Quézia Alencar por toda força e companheirismo, em especial ao Arthur Aragão pela amizade infinita.

Aos meus pais Hilda Coelho e Antonio Neto por todo o amor, dedicação e suporte para concretização de mais um sonho.

Ao Júnior Loureiro por todo companheirismo, amor e compreensão.

*"Se não puder destacar-se pelo talento,
vença pelo esforço."*

Dave Weinbaun.

RESUMO

Os eventos magmáticos graníticos na Província Borborema são diversificados e reconhecidos do Arqueano ao início do Fanerozoico. A atividade plutônica do Ediacarano-Cambriano do Ciclo Brasileiro constitui uma das mais importantes feições geológicas dessa Província, com destaque à grande quantidade de corpos graníticos de natureza e idades diversas. Neste contexto encontram-se vários granitoides alojados nas rochas neoarqueanas do Terreno Granjeiro, do Domínio Rio Grande do Norte no sul do Ceará. Vários destes plutons foram cartografados durante o mapeamento geológico realizado pela Faculdade de Geologia da UFPA e pela CPRM. Entre as novas ocorrências de corpos graníticos encontra-se o plúton situado a sudoeste da cidade de Várzea Alegre-CE que foi objeto de investigação geocronológica nesta dissertação. Ele está sendo aqui denominado de Granito Rio Verde, e se caracteriza por apresentar textura porfirítica onde fenocristais de álcali feldspato de tamanho entre 1,0 e 5,0 cm encontram-se imersos em uma matriz de granulação média. Em geral as rochas apresentam-se deformadas em intensidade variada. Três litofácies foram reconhecidas no Granito Rio Verde. A titanita-biotita-hornblenda granodiorito (TnBtHbGdr), biotita monzogranito (BtMzg) e enclaves de composição quartzo diorítica e feições de mistura mecânica de magmas (*mingling*). Datação geocronológica pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do BtMzg e de enclaves de composição intermediária associados foi realizada para definir a idade do GRV e correlacioná-lo aos eventos de granitogênese reconhecidos na Província Borborema. Paralelamente, o estudo isotópico pelo método Sm-Nd foi realizado para caracterizar a fonte do magma granítico (retrabalhamento crustal ou magmatismo juvenil). A datação U-Pb em zircão forneceu idade concordante de intercepto superior de $592 \pm 3,2$ Ma (2δ , $n=5$) para o BtMzg. A datação U-Pb em zircão realizada em duas amostras do enclave quartzo diorítico não foi satisfatória, provavelmente devido à metamictização dos cristais de zircão que resultou na baixa preservação das feições ígneas primárias. Apesar disto, foi possível definir em uma das amostras idade concordante de $607 \pm 4,8$ Ma (2δ , $n=3$), que é interpretada como indicativa da idade dos enclaves de composição quartzo diorítica. Com isso, a contemporaneidade entre o magmatismo granítico e o magmatismo mais máfico fica sugerida, embora deve-se reconhecer que estudos geocronológicos adicionais são necessários para definir com exatidão, a idade do magmatismo mais máfico. O emprego do sistema isotópica Sm-Nd em rocha total em duas amostras do GRV revelou valores de $\epsilon_{Nd(590Ma)}$ negativos de $-(18,3$ e $-19,4)$ indicando retrabalhamento de crosta antiga pré-existente para a formação do magma fonte do Granito Rio

Verde. As idades Nd-T_{DM}, calculadas em estágio duplo (2,48 e 2,56 Ga), evidenciam contribuição de crosta arqueana, provavelmente relacionada ao Complexo Granjeiro, para a formação do magma que originou o Granito Rio Verde. Todavia, não se pode descartar a mistura de crosta arqueana com material crustal mais jovem visto que as idades Nd-T_{DM} situam-se no limite Arqueano-Paleoproterozoico. Considerando a características petrográficas e geocronológicas o Granito Rio Verde foi associado à granitogênese sin-transcorrente de 570 - 590Ma que atingiu a Província Borborema, e tem os granitoides da Suíte Intrusiva Itaporanga como um de seus representantes.

Palavras-chave: Granitoides. Neoproterozoico. Geocronologia U-Pb. Sistemática Sm-Nd. Província Borborema. Terreno Granjeiro.

ABSTRACT

Several magmatic events, from the late Archean to the beginning of the Phanerozoic, are recognized in Borborema Province. The plutonic Ediacaran-Cambrian activity (Brasiliano cycle) is one of the most important geological features of this Province since it generated a large number of granitic bodies of different ages and nature. In this context, there are several granitoids emplaced in the Neoproterozoic rocks of the Granjeiro Terrain, of the Rio Grande do Norte Domain. Undergraduate geology students of the UFPA mapped some granitic bodies hitherto not described in this terrain yet. Among the new occurrences, a small granitic pluton located southwest of the city of Várzea Alegre-CE is the object of geochronological investigation of this dissertation. It is being referred here as Rio Verde Granite. The pluton presents porphyritic texture with feldspar phenocrysts (1,0 to 5,0 cm in size) immersed in a medium-grained matrix. The Rio Verde Granite has three lithofacies. Titanite-biotite-hornblende granodiorite (TnBtHbGdr), biotite monzogranite (BtMzg), and enclaves of quartz diorite composition. It also shows evidence of magmas mingling. The rocks are deformed; however, magmatic structures are also observed. The U-Pb zircon dating of the BtMzg and associated intermediate enclaves by LA-MC-ICP-MS was carried out to correlate this magmatism with one of the magmatic events recognized in the Borborema Province. In parallel, the Sm-Nd isotopic systematics was performed to characterize the source of the granitic magma (crustal rework or juvenile crust). U-Pb zircon dating provided a concordant age of 592 ± 3.2 Ma (2σ , $n = 5$) for the BtMzg. In turn, zircon dating in two samples of the quartz diorite enclave was not good enough due to the degree of metamictization of zircon crystals, which resulted in poor preservation of primary igneous features. Nevertheless, it was possible to define, in one of the samples, the concordant age of 607 ± 4.8 Ma (2σ , $n = 3$), which is indicative of the timing of the intermediate rocks. Thus, the contemporaneity between the granitic and the more mafic magmatism is suggested. However, additional geochronological studies are needed to define the age of the mafic magmatism accurately. The use of the Sm-Nd isotopic system in whole-rock revealed negative $\epsilon_{\text{Nd}}(590\text{Ma})$ values of -18.26 and -19.42, indicating the reworking old crust as source of the granitic magma. The Nd- T_{DM} ages, calculated in two-stage, of 2.48 and 2.56 Ga, show the contribution of the Archean crust, probably of the Granjeiro Complex, to the formation of the magma that originated the Rio Verde Granite. However, the mixing of Archean crust with younger crustal material cannot be discarded as the Nd- T_{DM} ages are in the Archean-Paleoproterozoic boundary. Considering the petrographic and geochronological features the

Rio Verde Granite, it may be associated with the 570-590Ma syn-transcurrent granitic magmatism that occurred in the Borborema Province. This magmatic event has the granitoids of the Itaporanga Intrusive Suit as one of its representatives.

Key Words: Granitoids. Neoproterozoic. U-Pb geochronology. Sm-Nd systematics. Borborema Province. Granjeiro Terrain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

- Figura 1.1- Mapa de localização geográfica da área de estudo em relação ao Brasil, ao estado do Ceará e a Folha Cedro (SB-24-Z-B-VI)6
- Figura 1.2- Mapa geológico simplificado da área de estudo com a localização das amostras coletadas.....7
- Figura 1.3- Diagrama Concórdia U-Pb ($^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$)9
- Figura 1.4- Imagem dos cristais de zircão da amostra P2.....11

CAPÍTULO 2

- Figura 2.1- Plataforma Sul-Americana no contexto global: porção continental (América do Sul), porção oceânica (Atlântico Sul)16
- Figura 2.2- Porção continental da Placa Sul-Americana com destaque para a Plataforma Sul-Americana; e as áreas instáveis dos Andes e do Bloco da Patagônia.....17
- Figura 2.3- Províncias estruturais brasileiras segundo Almeida et al. (1981) com destaque para a Província Borborema (VI), onde se situa a área de estudo.....18
- Figura 2.4- Modelo esquemático sobre a origem da Província Borborema.....21
- Figura 2.5- Compartimentação estrutural da Província Borborema em domínios e suas respectivas subdivisões em terrenos estruturais, limitados por zonas de cisalhamento, com destaque para a compartimentação do Domínio Rio Grande do Norte.....21
- Figura 2.6- Distribuição temporal e espacial da granitogênese na Província de Borborema.....26

CAPÍTULO 3

- Figura 3.1- Mapa geológico da área de estudo com destaque para a forma do Granito Rio Verde.....29

Figura 3.2- Feições magmáticas do Granito Rio Verde.....	30
Figura 3.3- Feições deformacionais do Granito Rio Verde.....	31
Figura 3.4- Feições de campo do Granito Rio Verde.....	32
Figura 3.5- Diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) com a composição modal para as rochas estudadas.....	34
Figura 3.6- Aspectos petrográficos do Biotita monzogranito.....	38
Figura 3.7- Aspectos petrográficos do Biotita monzogranito.....	39
Figura 3.8- Aspectos do litotipo Titanita-biotita-hornblenda granodiorito.....	40
Figura 3.9- A) Feições petrográficas do GRV.....	41
Figura 3.10- Aspectos petrográficos do Hornblenda-biotita quartzo diorito.....	43

CAPÍTULO 4

Figura 4.1- Aspectos gerais dos cristais de zircão em imagens de catodo luminescência da amostra P2 representada pelo Biotita monzogranito.....	46
Figura 4.2- Diagramas Concórdia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) para o Biotita monzogranito.....	47
Figura 4.3- Imagens de elétrons retro espalhados (ERE) da amostra M1.....	51
Figura 4.4- Imagens de cristais zircão do Hornblenda-biotita quartzo diorito obtidas por elétrons retro espalhados.....	52
Figura 4.5- Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra M1.....	53
Figura 4.6- Imagens de catodo luminescência dos cristais de zircão do Hornblenda-biotita quartzo diorito.....	54
Figura 4.7- Imagens de catodoluminescência de zircões do Hornblenda-biotita quartzo diorito.....	55
Figura 4.8- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra P3.....	56

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1- Composições modais (%) das rochas estudadas.....33

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1 - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS para as amostras representativas do Granito Rio Verde.....58

CAPÍTULO 5

Tabela 5.1- Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras de granitos representativas da Suite Itaporanga.62

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E PROBLEMÁTICA	1
1.2 OBJETIVOS	3
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE ESTUDO	4
1.4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	4
1.4.1 Pesquisa bibliográfica	4
1.4.2 Compilação de bases cartográficas	4
1.4.3 Trabalhos de campo	5
1.4.4 Análise petrográfica	5
1.4.5 Geocronologia U-Pb em zircão	5
1.4.5.1 <i>Princípios do método geocronológico U-Pb</i>	8
1.4.5.2 <i>Procedimentos analíticos</i>	10
1.4.6 Geologia isotópica Sm-Nd em rocha total	12
1.4.6.1 <i>Princípios do método</i>	12
1.4.6.2 <i>Procedimentos analíticos</i>	13
CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
2.1 PLATAFORMA SUL-AMERICANA.....	15
2.2 PROVÍNCIA BORBOREMA	19
2.3 DOMÍNIOS GEOTECTÔNICOS OU ESTRUTURAIS	19
2.4 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE.....	22
2.4.1 Compartimentação estrutural do Domínio Rio Grande do Norte	22
2.4.1.1 <i>Terreno Granjeiro</i>	22
2.4.1.2 <i>Terreno São José do Campestre</i>	22
2.4.1.3 <i>Terreno Rio Piranhas</i>	22
2.4.1.4 <i>Terreno Seridó</i>	23
2.5 GEOLOGIA DO TERRENO GRANJEIRO	23

2.6 EVENTOS MAGMÁTICOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	24
CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DO GRANITO RIO VERDE	27
3.1 PETROGRAFIA DO GRANITO RIO VERDE.....	28
3.1.1 Biotita Monzogranito (BtMzg)	35
3.1.2 Titanita-Biotita-Hornblenda Granodiorito (TnBtHbGdr).....	36
3.1.3 Hornblenda-biotita quartzo diorito	42
CAPÍTULO 4 GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	44
4.1 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO	44
4.1.1 Dados geocronológicos do Biotita monzogranito.....	44
4.1.2 Dados geocronológicos do Hornblenda-biotita quartzo diorito (Enclave)	48
4.2 GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd	57
CAPÍTULO 5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	59
5.1 IDADE U-Pb EM ZIRCÃO DO GRANITO RIO VERDE E DOS ENCLAVES QUARTZO DIORÍTICOS.	59
5.2 ORIGEM DO MAGMA PAI DO GRANITO RIO VERDE	61
5.3 A MISTURA DE MAGMAS A LUZ DOS DADOS DE CAMPO E GEOCRONOLÓGICOS.....	62
5.4 O GRANITO RIO VERDE NO CONTEXTO DA GRANITOGENESE BRASILIANA NA PROVÍNCIA BORBOREMA	63
CAPÍTULO 6 CONCLUSÕES	65
REFERÊNCIAS.....	67
APÊNDICE A- DADOS U-PB EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS PARA O BIOTITA MONZOGRANITO (P2).....	75
APÊNDICE B- DADOS U-PB EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS PARA O HORNBLENDA-BIOTITA QUARTZO DIORITO (M1).....	77
APÊNDICE C- DADOS U-PB EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS PARA O HORNBLENDA-BIOTITA QUARTZO DIORITO (P3).....	78

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E PROBLEMÁTICA

O Terreno Granjeiro do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema (Almeida et al. 1981), foi alvo de estudo na disciplina Mapeamento Geológico II (MG-II), ofertada aos alunos da Faculdade de Geologia (FAGEO) da UFPa, durante os anos de 2013 e 2015, os dados obtidos neste mapeamento, na escala de 1:25.000, foram concentrados principalmente na Folha Cedro (*SB-24-Z-B-VI*).

O presente trabalho, utilizou parcialmente os dados do MG II além dos trabalhos de campo, essa cartografia geológica envolveu o estudo petrográfico de seções delgadas de rocha, e o levantamento de dados geológicos disponíveis na literatura. A contribuição desse trabalho de mapeamento para o avanço no conhecimento geológico desta porção do Terreno Granjeiro destacou-se especialmente pela cartografia detalhada de plútons graníticos que ocorrem nas proximidades da cidade de Várzea Alegre – CE.

Os corpos graníticos mapeados são alongados na direção NE-SW, em concordância com o padrão de estruturação regional, e estão alojados em ortognaisses do Complexo Granjeiro. Estes plútons caracterizam-se, em geral, por apresentarem textura porfírica, com fenocristais de *álcalifeldspato* com tamanho de até 5,0 cm, imersos em matriz fanerítica de granulação variando de média a grossa. Estes granitoides apresentam ainda feições indicativas de mistura mecânica de magmas (*mingling*) indicada pela ocorrência de enclaves de composição quartzo diorítica incorporando fenocristais de álcali-feldspato do magma félsico, sugerindo que esse magmatismo também teve contribuição de termos mais máficos.

Os corpos graníticos mapeados na disciplina MG-II são similares a outros granitoides descritos no Terreno Granjeiro, que são associados à zonas de cisalhamento transcorrente, e têm sido reunidos nos mapas a CPRM sob a denominação informal de “Granitoides Indiferenciados” (Cavalcante *et al.* 2003). Em que pese a ausência de datação geocronológica, esses granitoides são considerados de idade neoproterozoica e tem sido correlacionados com os granitoides Tipo Itaporanga (Cavalcante *et al.* 2003).

O batólito Itaporanga segundo (Almeida,1967) possui composição granítica, granodiorítica, quartzo monzonítica e quartzo monzodiorítica, caracterizado por a fácies grossa contendo fenocristais de feldspato potássico com tamanho de até 15cm. Biotita e anfibólio representam os máficos dominantes. A titanita, opacos (magnetita e ilmenita), epidoto, alanita,

zircão e apatita compõem a mineralogia acessória (Nascimento *et al.* 2000). Várias evidências de campo sugerem interação entre magmas graníticos e dioríticos como responsáveis pelos litotipos observados. Segundo Mariano (1989) a textura ígnea, a mineralogia e química idêntica dos enclaves e diques máficos que ocorrem dentro do pluton Itaporanga sugerem a coexistência de magmas diferentes no mesmo evento. Datação U-Pb em zircão para este granito resultou na idade de $584,5 \pm 2$ Ma (Brito Neves *et al.* 2003).

No Domínio Rio Grande do Norte e na Zona Transversal da Província Borborema ocorrem vários granitóides com idades na faixa de 570-580 Ma. Entre eles podem ser citados os granitos Serra da Lagoinha, Bodocó (Sial 1986, Mariano 1989, Mc Murry 1991, Sobreira 1995) Acari (Sá 1986, Legrand 1991b), Monte das Gameleiras (Galindo 1982, 2005 e Antunes 1999), São José dos Espinhais (Sá *et al.* 1987), Catolé do Rocha (Archanjo 1993), Serrinha (Galindo 2005), Tourão e Caraúbas (Trinidade *et al.* 1999). Esses plutons apresentam características petrográficas e geoquímicas similares ao Granito Itaporanga. Entre elas destacam-se a textura porfiritica com fenocristais de até 15 cm de comprimento imersos inclusive nos enclaves dioríticos representando processos de mistura de magmas. Geoquimicamente, eles são enriquecidos em álcalis e empobrecidos em MgO, CaO e ΣFeO (Mc Murry *et al.* 1987, Mariano & Sial 1990, Sá 1994). São enriquecidos em terras raras leves e apresentam significativa anomalia negativa de Eu (Sial 1987, Mariano 1999, Sá 1994). Em função disso, esses granitóides foram agrupados na Suíte Intrusiva Itaporanga (Angelim *et al.* 2006).

Por sua vez, os plútons graníticos na faixa de idade acima mencionada (570-580 Ma) e associados a zonas de cisalhamento foram reunidos por Ganade Araújo *et al.* (2014) como “Granitóides sin-transcorrentes”. Por ser uma classificação mais genérica, e certamente incorporar os diversos plútons reunidos na Suíte Intrusiva Itaporanga, ela será preferencialmente adotada neste trabalho. Todavia, Ganade *et al.* 2014 reconheceram uma gama de granitóides do Neoproterozoico, formados por diferentes processos tectônicos durante a amalgamação do Gondwana Ocidental, com idades variando entre ~ 650 e 570 Ma. Assim, é fundamental determinar as idades dos granitoides do Terreno Granjeiro para poder correlacioná-los com as diferentes granitogêneses identificadas na Província Borborema.

Para contribuir para o entendimento do contexto geológico desses corpos graníticos que ocorrem no Terreno Granjeiro foi realizado nessa dissertação um estudo geocronológico pelo método U-Pb em zircão de um corpo granítico localizado no sudoeste da cidade de Várzea Alegre (CE), aqui denominado de Granito Rio Verde em referência à localidade Rio Verde,

distrito do município de Várzea Alegre, onde ele ocorre. Adicionalmente, foram determinadas idades-modelo (T_{DM}) pelo método Sm-Nd em rocha total de duas amostras deste corpo granítico a fim de investigar a sua origem crustal ou uma possível derivação mantélica.

Os resultados alcançados foram reunidos nesta dissertação de mestrado vinculada ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG-UFGA). A realização deste trabalho teve o suporte da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), por meio da concessão de bolsa de estudo, e da Faculdade de Geologia da UFGA que permitiu o uso do acervo de mapas e amostras da disciplina MG-II.

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho objetivou os estudos geocronológicos, pelo método U-Pb em zircão, e isotópico, empregando o sistema Sm-Nd em rocha total, do Granito Rio Verde que ocorre nas proximidades da cidade de Varzea Alegre (CE). Com a primeira técnica buscou-se investigar a idade de cristalização desse plúton. Com base em idades modelo Sm-Nd procurou-se determinar o tempo de residência crustal da rocha fonte desse magmatismo granítico, visando definir se este evento magmático está associado a formação de crosta juvenil ou ao retrabalhamento de material crustal mais antigo. Adicionalmente, o estudo geocronológico (U-Pb em zircão) de enclaves quartzo dioríticos associados a este corpo granítico foi realizado para investigar a relação cronológica entre o magmatismo e os granitoides intrusivos no Terreno Granjeiro. Como objetivos específicos destacam-se:

- ❑ Caracterizar os aspectos petrográficos (mineralógicos, texturais) dos litotipos que constituem o Granito Rio Verde;
- ❑ Determinar a idade de cristalização desse corpo por meio do método U-Pb em zircão utilizando microsonda de ablação a laser conectada a um espectrômetro de massa multi coletor de alta resolução com fonte de plasma indutivamente acoplada (LA-MC-ICPMS);
- ❑ Determinar a idade de cristalização das rochas intermediárias dos enclaves associadas ao GRV utilizando esta mesma sistemática geocronológica;
- ❑ Determinar a idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) das rochas graníticas para investigar o tempo de residência crustal da rocha fonte desse magmatismo.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na região nordeste do Brasil, na porção sul do estado do Ceará, a sudoeste da cidade de Várzea Alegre, e inclusa na Folha Cedro (Figura 1.1). Afloramentos naturais do Granito Rio Verde podem ser acessados através da BR- 230, com destino a estrada do Riacho Verde.

1.4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para cumprir os objetivos propostos neste trabalho foram realizadas as etapas de trabalho descritas abaixo.

1.4.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi centrada inicialmente na literatura geológica da porção setentrional da Província Borborema, mais especificamente no Terreno Granjeiro do Domínio Rio Grande do Norte. Nessa pesquisa foi enfatizada a granitogênese do neoproterozoico relacionada ao Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano, buscando compreender suas características e particularidades. Posteriormente, a pesquisa foi direcionada aos granitos do Tipo Itaporanga que reúnem características petrográficas similares ao Granito Itaporanga definido por Almeida *et al.* 1967. Além das características petrográficas desses corpos foram enfatizadas as datações realizadas nos diferentes plútons. Em seguida, a pesquisa foi direcionada para artigos versando sobre a datação U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS e a sistemática Sm-Nd em rocha total. Assim, buscou-se um maior entendimento dos fundamentos teóricos dos sistemas isotópicos empregados neste trabalho, bem como dos procedimentos analíticos utilizados em rotina do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso).

1.4.2 Compilação de bases cartográficas

A base cartográfica foi construída por meio de compilações de mapas produzidos por alunos e professores da disciplina MG-II nos anos 2013 a 2015, em escala de semi-detalhe (1:25.000). Informações geológicas foram também retiradas do Mapa Geológico do Estado do Ceará produzido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em escala de 1:500.000. Com base nestas informações foram organizadas e sistematizadas as informações pré-existentes sobre os plútons graníticos identificados no Terreno Granjeiro, com ênfase nas ocorrências das proximidades da cidade de Várzea Alegre.

1.4.3 Trabalhos de campo

Essa etapa ocorreu no período de 3 a 22 de agosto de 2016, utilizando a infraestrutura da disciplina MG-II, montada na cidade de Várzea Alegre. Durante este período doze amostras foram coletadas para caracterização petrográfica, incluindo três amostras para datação pelo método U-Pb em zircão e duas para estudos isotópicos pelo método Sm-Nd em rocha total. A localização dos afloramentos estudados pode ser observada na Figura 1.2.

1.4.4 Análise petrográfica

O estudo petrográfico foi realizado em doze amostras, e respectivas lâminas delgadas, coletadas durante os trabalhos de campo desta dissertação e quatro lâminas cedidas pelo professor Francisco de Assis Matos de Abreu, integrante da equipe docente da disciplina MG-II. As seções delgadas das amostras foram preparadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA.

As descrições das lâminas delgadas foram feitas em microscópio óptico binocular da marca *Zeiss*, com luz transmitida e refletida, modelo *Axioplan* do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (LAPETRO/PPGG) do IG/UFPA. O estudo identificou o conteúdo mineralógico baseado em Deer *et al.* (1992), e as feições magmáticas com base nos trabalhos de Bard (1980), Mackenzie *et al.* (1982) e Hibbard (1995). Os dados mineralógicos obtidos foram plotados nos diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976) conforme os princípios de classificação estabelecidos pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS.

1.4.5 Geocronologia U-Pb em zircão

As datações U-Pb em zircão utilizando a microsonda de ablação a laser conectada a um espectrômetro de massa com multicoletores e fonte de plasma (LA-MC-ICP-MS) visaram determinar a idade de cristalização do Granito Rio Verde e de rochas quartzo dioríticas associadas. Para este estudo, três amostras foram selecionadas, sendo uma representativa do granito (amostra P2) e duas dos enclaves de composição intermediária (amostras M1 e P3).

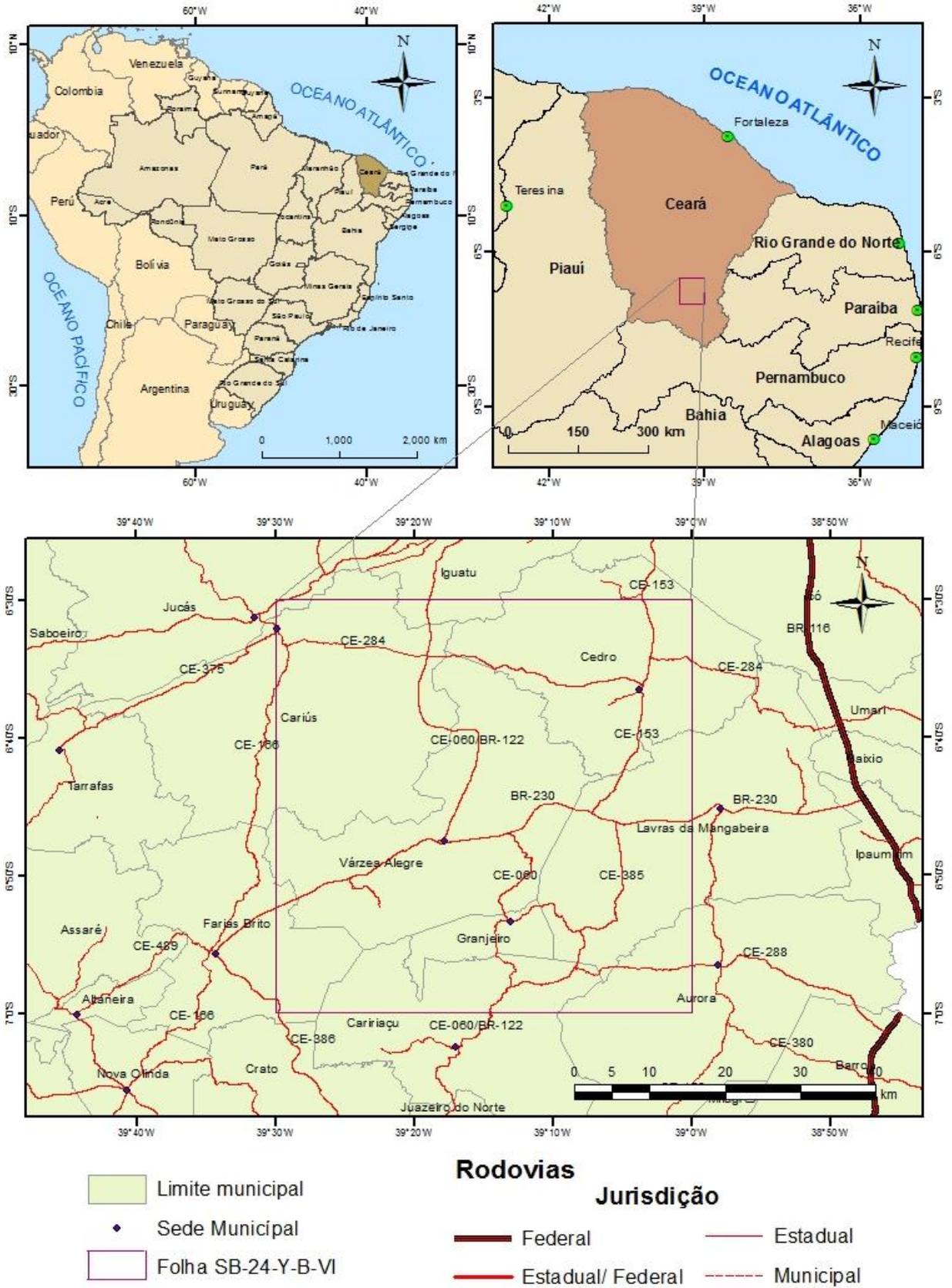


Figura 1.1- Mapa de localização geográfica da área de estudo em relação ao Brasil, ao estado do Ceará e a Folha Cedro (SB-24-Z-B-VI).

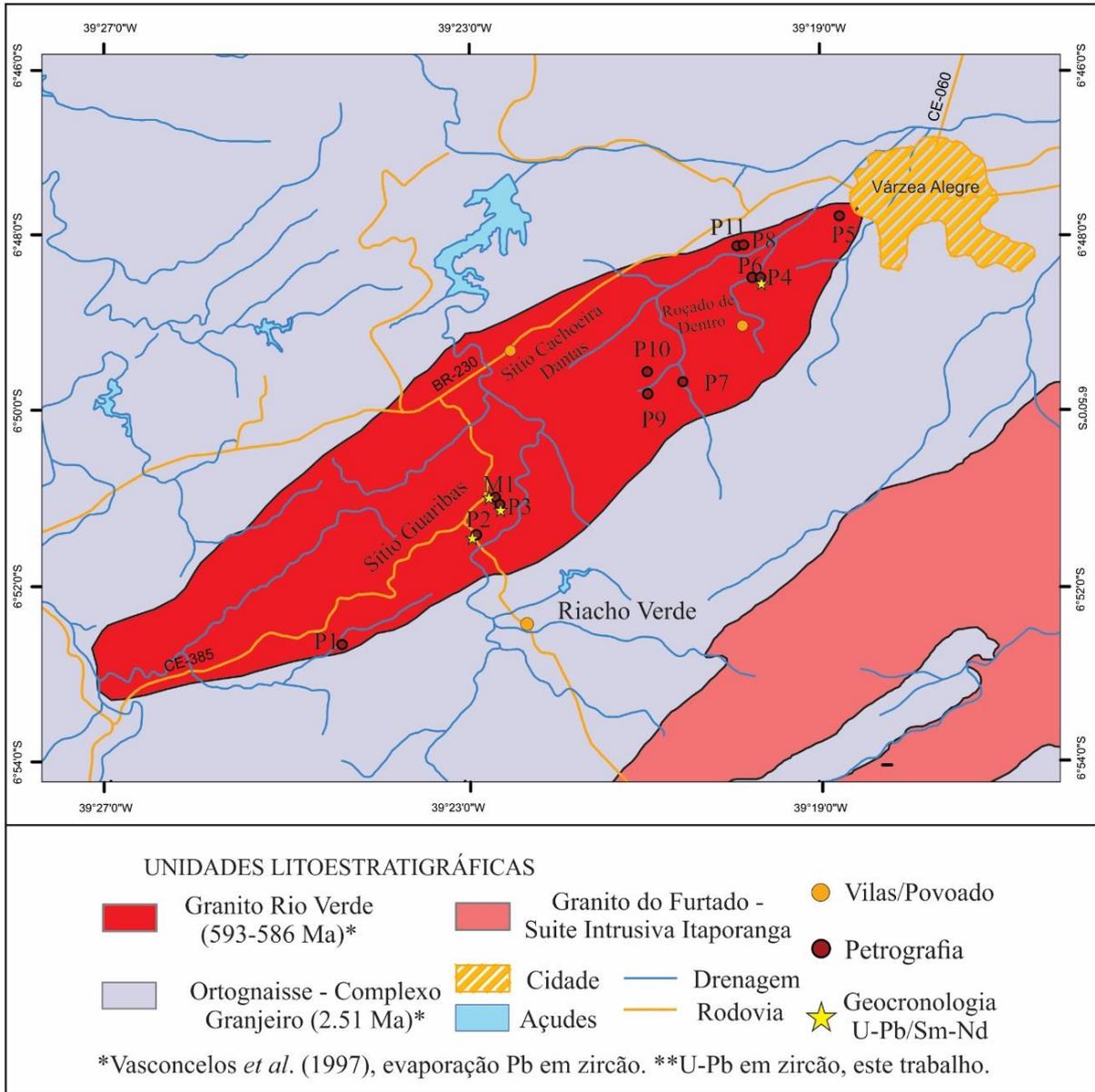


Figura 1.2- Mapa geológico simplificado da área de estudo com a localização das amostras. A idade do Granito do Furtado foi inferida pela sugerida correlação com os granitoides da Suíte Intrusiva Itaporanga.

1.4.5.1 *Princípios do método geocronológico U-Pb*

O método U-Pb de datação geocronológica se baseia no decaimento dos isótopos radioativos ^{235}U e ^{238}U para os respectivos isótopos radiogênicos ^{207}Pb e ^{206}Pb ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$). O primeiro com uma meia-vida de 4,47 Ga e o segundo com meia-vida de 704 Ma (Faure, 1986). Estes decaimentos possuem meia-vida e constantes de desintegração diferentes, o que atribui ao método dois cronômetros radiométricos independentes para o cálculo da idade. A vantagem disso é a possibilidade de detecção de perda de Pb ou a presença de material herdado. Para a correção de contribuição de chumbo comum é utilizado o modelo de evolução do chumbo na Terra de Stacey e Kramer (1975). Este procedimento é uma aproximação da composição isotópica do chumbo comum e não necessariamente reflete a sua exata composição. Por isso, para minimizar a influencia dessa correção no cálculo da idade, em geral, esta correção deve ser feita quando o valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for inferior ou igual a 2500. No entanto, neste trabalho, procedeu-se a correção de chumbo comum também para aqueles cristais onde o valor dessa razão ficou entre 1000 e 2500 e abaixo de 1000. Assim, estes diferentes agrupamentos de cristais de zircão foram tratadas separadamente para o cálculo das idades no diagrama Concórdia. Com isso, buscou-se também avaliar se a incerteza no modelo de correção de chumbo comum poderia afetar demasiadamente a exatidão e precisão analíticas.

O princípio básico da representação do sistema isotópico U-Pb baseia-se na curva de referência Concórdia, a qual mostra, em diagrama de eixos coordenados, as variações nos valores das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ em função do tempo. Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a Concórdia têm idades calculadas pelas razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ iguais. Portanto, elas podem representar um sistema isotópico fechado e, por essa razão, são chamadas de idades concordantes (Figura 1.3). Valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ localizadas fora da curva marcam pontos designados de discordantes.

Um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (Discórdia), cuja extrapolação (regressão) intercepta a Concórdia, nos casos mais simples, em dois pontos os quais correspondem aos interceptos superior e inferior, que assinalam, a princípio, as idades de cristalização e do distúrbio (Figura 1.3). As idades são determinadas com precisão mediante cálculos estatísticos de regressão e ajuste linear que permitem estimar a declividade e a posição precisa dos interceptos na Concórdia (Silva, 2006).

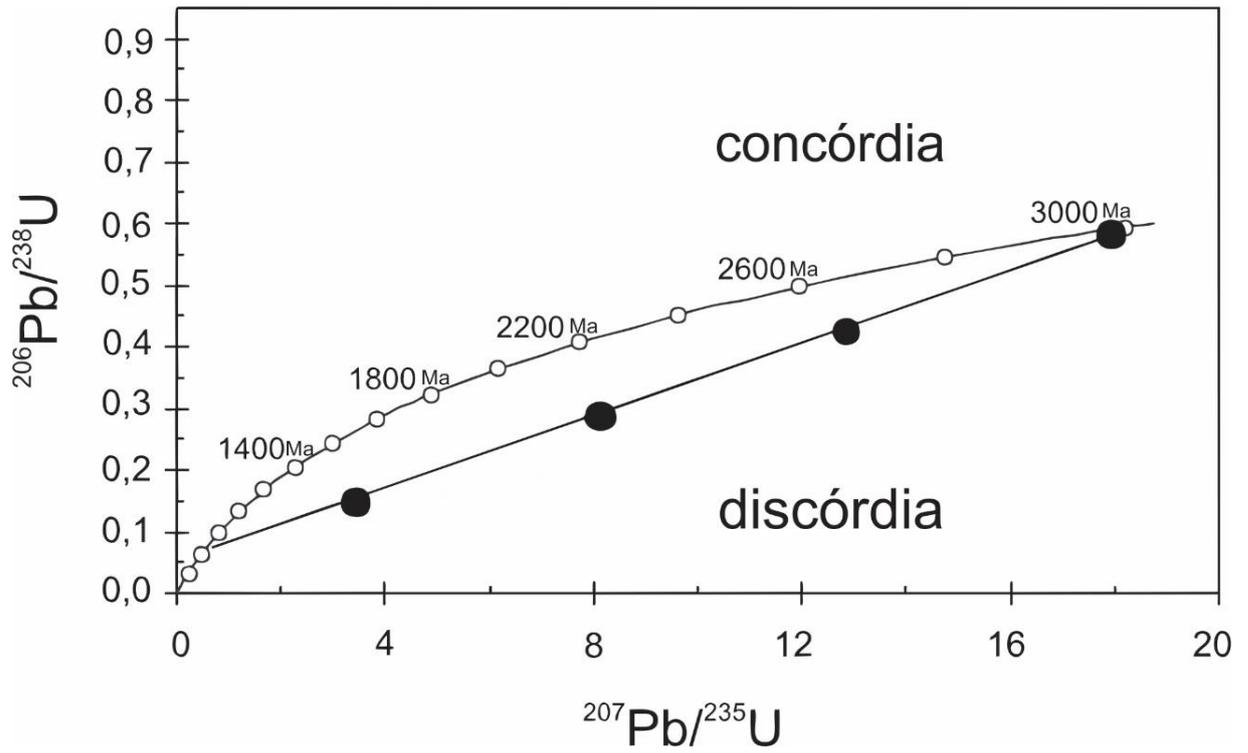


Figura 1.3- Diagrama Concórdia U-Pb ($^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$) Idades concordantes (pontos analíticos sobre a curva Concórdia; idades discordantes (pontos analíticos sobre a linha reta denominada de discórdia). Fonte: Sato *et al.* 2008.

1.4.5.2 Procedimentos analíticos

Inicialmente cerca de 10 Kg de amostra foram triturados em britador de mandíbula fixa e móvel e, em seguida pulverizados em um *shatter-box* na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFGA. O material pulverizado é lavado e peneirado nos intervalos granulométricos de 250-180 e 180-125 μm . Em seguida foi realizado o bateamento, das duas frações granulométricas, para concentrar os minerais pesados. Nos concentrados obtidos foi feito o microbateamento com água utilizando microbateia de porcelana de 6 cm de diâmetro. Ao material concentrado na microbateia foi adicionado álcool etílico (>90%) para eliminar as micas.

Após a secagem, a amostra foi submetida a separação magnética por imã de mão a fim de retirar os minerais magnéticos da amostra. No caso de existir uma forte presença de minerais máficos foi realizada uma separação adicional no separador magnético *FRANTZ* para eliminar esses minerais. Após essa etapa a amostra foi colocada na placa de Petri e imersa em álcool etílico para separar minerais leves (quartzo e feldspatos) dos pesados com movimentos de vai e vem. Finalmente o concentrado de minerais pesados foi secado na placa de Petri e os cristais de zircão separados com auxílio de lupa binocular.

Os cristais de zircão selecionados foram montados em pastilha circulares com aproximadamente 1,0 cm de diâmetro confeccionadas em resina epoxy. Em seguida, foi realizado o polimento na pastilha com lixa e pasta de diamante para expor a porção interna dos cristais de zircão (Figura 1.4- A).

A seleção dos cristais de zircão para análise isotópica foi realizada com base nas imagens de catodoluminescência obtidas no microscópio eletrônico de varredura (CL-MEV), do Laboratório de Microanálises do IG-UFGA (Figura 1.4-B).

As análises isotópicas por LA-MC-ICPMS foram realizadas no espectrômetro de massa com multicoletores modelo *Neptune*, fabricado pela *Thermo Finnigan*, conectado a uma microsonda de ablação a laser Nd: YAG 213 nm, modelo *LSX-213 G2* da marca *CETAC*. A análise U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS seguiu os procedimentos de rotina implantados no Pará-Iso e descritos detalhadamente em Milhomem Neto *et al.* (2017). O MC-ICPMS *Neptune* está equipado com nove coletores *Faraday* e seis contadores de íons, que foram combinados em uma configuração adequada para medir simultaneamente os isótopos de interesse neste método: urânio (U), tório (Th), chumbo (Pb) e mercúrio (Hg). Os isótopos de mercúrio (^{202}Hg e ^{204}Hg) encontram-se presentes nos gases argônio (Ar) e hélio (He), necessários para a análise por LA-MC-ICPMS e, por isso, são também monitorados para posterior correção de interferência de massa sobre o ^{204}Pb .



Figura 1.4- Cristais de zircão da amostra P2: A) Montagem e organização dos cristais de zircão em resina epóxi (*mount*); B) Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão.

1.4.6 Geologia isotópica Sm-Nd em rocha total

As análises isotópicas de Sm-Nd foram realizadas em duas amostras do Granito Rio Verde objetivando a determinação de idades - modelo (Sm-Nd) e definição do tempo de residência crustal.

1.4.6.1 Princípios do método

O método Sm-Nd é baseado na desintegração do ^{147}Sm para o ^{143}Nd , através da emissão espontânea de uma partícula alfa. Este decaimento tem uma meia vida de 106 Ga e a constante de desintegração do ^{147}Sm é $6,54 \times 10^{-12} \text{ano}^{-1}$ (Lugmair & Marti 1978). Esse método pode fornecer idades através de diagramas isocrônicos em rocha total ou em concentrados de minerais e também idades- modelo em rocha total. Neste último caso, devido à modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorrer durante o evento de diferenciação manto-crosta, é possível determinar para qualquer rocha ígnea uma idade modelo que pode corresponder à época em que seu magma parental diferenciou-se do manto superior, independentemente dos processos geológicos que ela tenha passado (Sato e Tassinari, 1997).

O samário e o neodímio, por serem elementos terras raras leves, são pouco afetados por processos crustais. Ademais, devido as suas baixas taxas de solubilidade e mobilização geoquímica, e alta estabilidade química o valor da razão Sm/Nd não é substancialmente alterado por processos de alteração e intemperismo que afetam as rochas. Além disso, o samário e o neodímio são encontrados em quase todas as rochas, em geral, substituindo os elementos de raio iônico grande de minerais como clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos (Sato *et al.* 1995).

As idades-modelo em relação ao manto são calculadas baseadas na evolução isotópica do Nd e na premissa que a razão Sm/Nd não apresenta variações significativas após o processo geológico responsável por formação de crosta. Essas idades são calculadas para amostras individuais, devendo ser interpretadas com cuidado uma vez que fornecem a composição isotópica da fonte que originou a amostra (Geraldes, 2010). Uma idade-modelo representa, portanto, o tempo em que o valor da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em uma rocha era similar àquela do manto na época em que o magma se diferenciou deste reservatório para formar a crosta.

A determinação da idade-modelo Sm-Nd em rocha total é realizada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios mantélicos que serviram de fonte para as rochas da crosta. Nesse trabalho, é adotado o modelo de evolução isotópica definido por DePaolo (1981) como “manto

empobrecido” (DM- *Depleted Mantle*). Assim, as idades - modelo aqui reportadas são denominadas T_{DM} .

O parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$ é definido comparando-se a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ no tempo (t) de cristalização da rocha analisada com a composição isotópica do manto utilizando o modelo do “reservatório condritico uniforme” ou *Chondritic Uniform Reservoir* (CHUR) nesta mesma época. Segundo DePaolo (1988), valores positivos de $\epsilon_{Nd(t)}$ ocorrem quando a razão isotópica $^{143}Nd/^{144}Nd$ na época de cristalização da rocha for mais elevada do que a do CHUR, indicando fonte mantélica empobrecida para o magma parental. Valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ são gerados quando a razão isotópica $^{143}Nd/^{144}Nd$ no momento de formação da rocha for menor que a do CHUR, indicando que a rocha foi originada a partir de fusão de protólitos crustais. Pode ocorrer também a participação de duas fontes (manto/crosta) e os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ flutuarem, podendo ser negativos ou positivos. Neste caso a interpretação da idade-modelo representa uma época intermediária entre a derivação do material do manto e a idade da rocha recristalizada na crosta (Sato & Tassinari, 1997).

Para as rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios, tais como granada ou allanita, o samário fraciona muito fortemente em relação ao neodímio, inviabilizando o cálculo de idade T_{DM} segundo a evolução isotópica do neodímio em estágio único. Nesse caso, um modelo de evolução em estágio duplo da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ poderá minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade T_{DM} , se forem conhecidas as idades de cristalização da rocha (Sato & Tassinari 1997).

1.4.6.2 Procedimentos analíticos

As amostras coletadas para análise isotópica pelo método Sm-Nd foram trituradas em britador de mandíbula fixa e móvel na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFGA, seguido de pulverização em um *shatter-box*. A análise isotópica pelo método Sm-Nd seguiu os procedimentos metodológicos de rotina do Laboratório de Geologia Isotópica da UFGA (Pará-Iso) baseados em Gioia e Pimentel (2000) e Oliveira *et al.* (2008) que inclui as etapas de dissolução de amostra; separação química do samário e do neodímio e determinação da composição isotópica desses elementos no espectrômetro de massas de termoionização (TIMS).

Inicialmente cerca de 100 mg de amostra e quantidade similar de traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd foram colocados em bomba de teflon para a dissolução da amostra com mistura de HF - HNO_3 . Após a dissolução da amostra e evaporação dessa mistura ácida foi adicionado HCl para

solubilização da amostra. A separação dos elementos terras raras (ETRs) foi realizada em coluna de teflon com 5 mm de diâmetro preenchida com 2 mL de resina Biorad Dowex 50W-X8, utilizando como agente eluidor HNO₃ (3N). Posteriormente, o concentrado de ETRs foi eluído com HCl 0,3N e 0,2N em resina Ln Eichron para a separação do neodímio e do samário.

As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas no espectrômetro de massa modelo TRITON PLUS fabricado pela Thermo Finnigan. Neste equipamento são determinados aproximadamente 10 blocos de dados com 10 varreduras cada das massas do Nd, enquanto para o Sm são coletados 4 blocos de dados com 10 varreduras cada. Para a correção da discriminação de massa, a razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foi normalizada para um valor da razão ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219 usando a lei exponencial (Russell et al 1978). As idades do modelo Sm-Nd foram calculadas de acordo com o modelo de manto empobrecido de DePaolo (1988).

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. PLATAFORMA SUL-AMERICANA

A Plataforma Sul-Americana corresponde à fração continental da placa homônima (Figura 2.1), que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e Andina (a oeste), ao mesmo tempo em que se processavam a abertura e o desenvolvimento do Atlântico Sul, no Meso-Cenozoico (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). A Plataforma Sul-Americana é limitada a oeste pela zona orogênica andina e se estende até a costa Atlântica da América do Sul. O embasamento desta plataforma consiste em crosta continental do Arqueano e Proterozoico, amalgamados durante três principais ciclos orogênicos: Transamazônico (Paleoproterozoico); Mesoproterozoico tardio; e Brasileiro (Neoproterozoico). Este último resultou na consolidação das faixas móveis mais jovens do embasamento da plataforma (Figura 2.2).

Segundo Almeida *et al.* (2000), durante o Éon Fanerozóico, diferentes estágios de sedimentação se desenvolveram em seis principais sequências cratônicas. A última delas é exclusiva da América do Sul. O estágio final de individualização e suas respectivas sequências pós-paleozóicas foram acompanhados por uma série de processos específicos: formação de bacias, modificação do padrão estrutural das bacias pré-existentes e magmatismo (basáltico e alcalino). Os mesmos autores atribuem estes processos à abertura do Oceano Atlântico e à orogenia andina a leste e norte, respectivamente. Porém, consideram que alguns desses eventos podem ter sido causados por processos de ativação mantélica na base da plataforma.

A fim de organizar o conhecimento geológico de um país de dimensões continentais como o Brasil, Almeida *et al.* (1981) aplicaram o conceito de Províncias Estruturais, identificando dez grandes províncias: Rio Branco, Tapajós, São Francisco, Tocantins, Mantiqueira, Borborema, Amazonas, Parnaíba, Paraná e Costeira (Figura 2.3). Foram consideradas como províncias estruturais as regiões geológicas naturais que apresentavam feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas próprias.

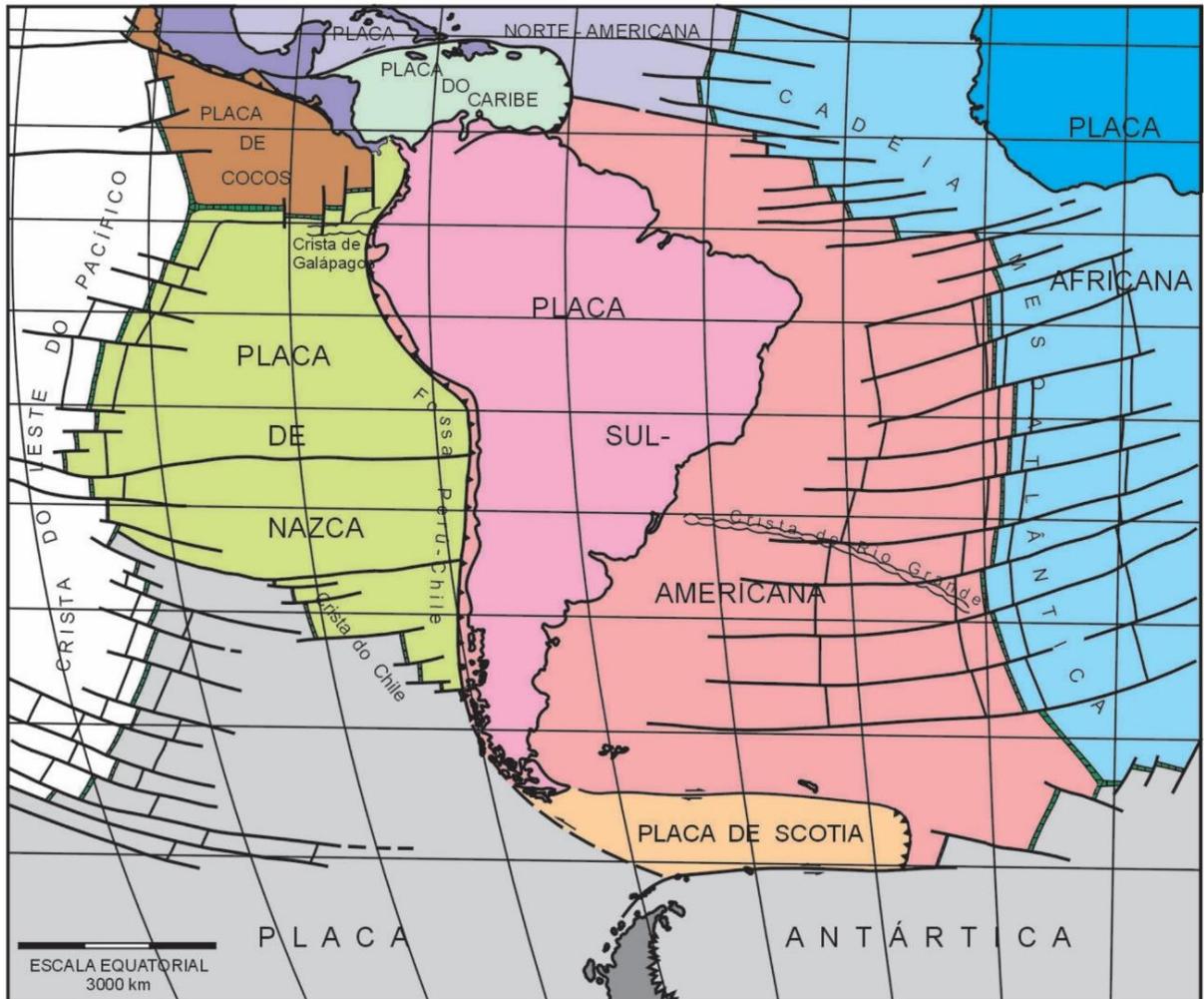


Figura 2.1- Plataforma Sul-Americana no contexto global: porção continental (América do Sul), porção oceânica (Atlântico Sul). Ao norte, a placa do Caribe; a oeste, as placas de Cocos, Nazca e Antártica; ao sul, a placa de Scotia; na extremidade oriental, a cadeia mesoceânica. (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

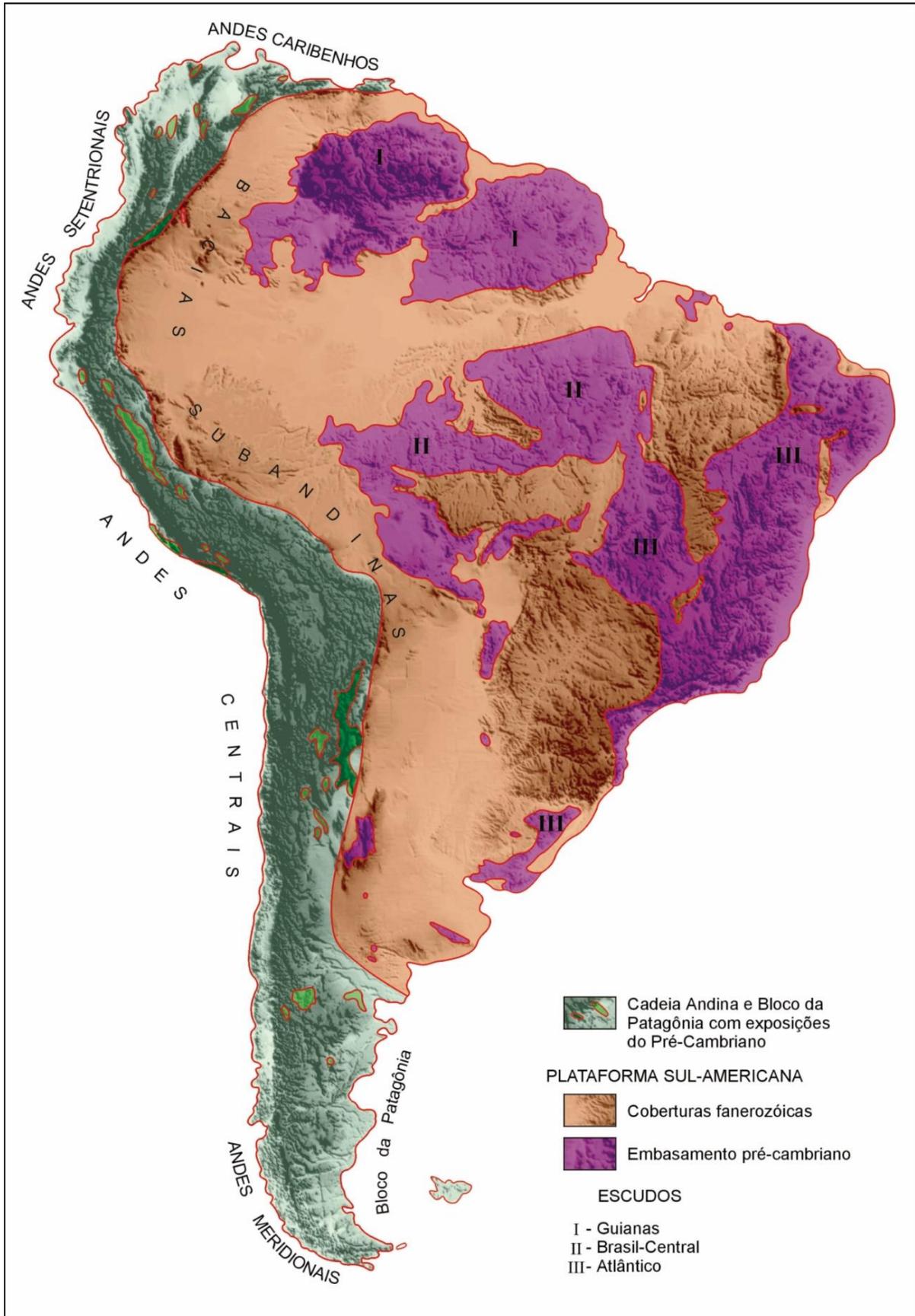


Figura 2.2- Porção continental da Placa Sul-Americana. Destaque para a Plataforma Sul-Americana; e as áreas instáveis dos Andes e do Bloco da Patagônia (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

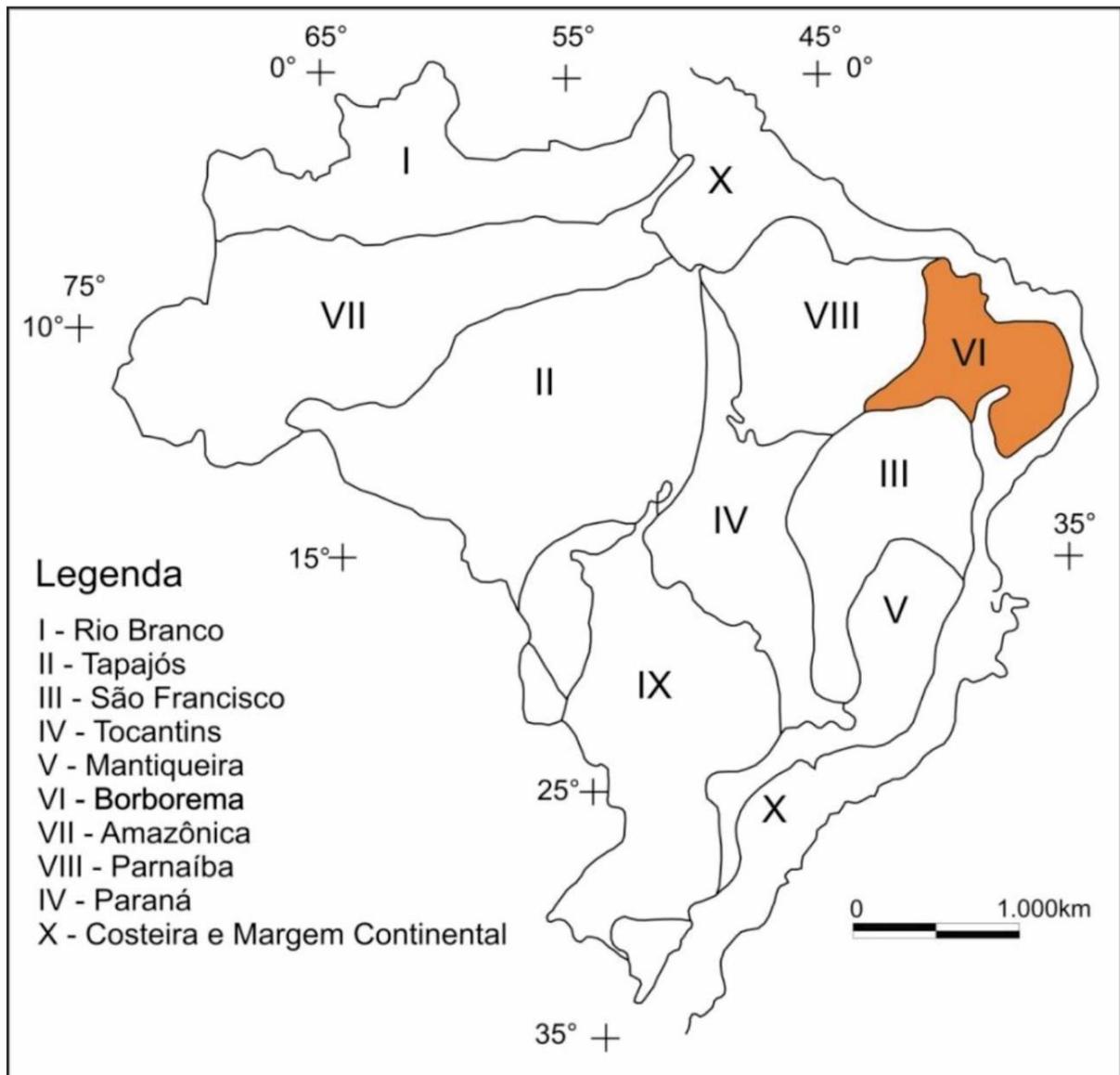


Figura 2.3- Províncias estruturais Brasileiras segundo Almeida *et al.* (1981) com destaque para a Província Borborema (VI), onde se situa a área de estudo deste trabalho.

2.2. PROVÍNCIA BORBOREMA

Localizada na região nordeste do Brasil, a Província Borborema ocupa pouco mais de 450.000 km² do País e abrange os estados do Ceará, Alagoas, Sergipe, Paraíba, Pernambuco, além da porção norte do Estado da Bahia, e parte dos estados do Maranhão e Piauí. (Brito Neves *et al.* 2001).

Segundo Brito Neves *et al.* (1995 e 2000), a Província Borborema é o resultado de acreção e colagem de terrenos desenvolvidas durante a instalação dos seguintes eventos tectônicos: (i) Ciclo Transamazônico (2,35-2,0 Ga), durante o qual ocorreu a colagem em núcleos arqueanos pré-existentes e extensiva produção de material crustal; (ii) Ciclo Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga), marcado pela amalgamação de diversos blocos oriundos da fragmentação do supercontinente Atlântica gerado no Transamazônico; (iii) Ciclo Brasileiro, envolvendo a colagem de blocos decorrentes da fragmentação ocorrida no final do Ciclo Cariris Velhos, gerando extensos cinturões colisionais na Província (Figura 2.4).

As rochas formadas no Ciclo Transamazônico representam o embasamento da Província Borborema e registram feições tectônicas resultantes de orogêneses do Paleoproterozoico, (períodos Sideriano e Riaciano) e do Arqueano. O Ciclo Cariris Velhos, por sua vez, está inserido no Mesoproterozoico com registros litogênicos desde o Esteniano (ca. 1100 Ma, abertura) até o início do Neoproterozoico (ca. 950 Ma; eventos colisionais tardios), e está associado aos eventos de colagem Greenville (Brito Neves, 1984). O Ciclo Brasileiro é considerado o evento responsável pela estruturação final da Província Borborema, datado do Neoproterozoico. As rochas formadas neste evento herdaram as direções estruturais regionais e crosta retrabalhada do Ciclo Cariris Velhos. Associado ao tectonismo Brasileiro ocorreu intenso plutonismo granítico em quase toda a extensão da Província. Dessa forma, a Província Borborema pode ser classificada como uma província estrutural brasileira (Brito Neves *et al.* 2001).

2.3. DOMÍNIOS GEOTECTÔNICOS OU ESTRUTURAIS

A compartimentação tectônica da Província Borborema não é consensual, havendo divergências em nomenclaturas, terrenos e seus limites. Van Schmus *et al.* (1995) separaram a Província Borborema em três domínios tectônicos, com base em dados isotópicos (métodos U-Pb e Sm-Nd). O Domínio Setentrional localizado a norte do Lineamento Patos, Domínio Central, que corresponde à Zona Transversal limitado pelos Lineamentos Patos e Pernambuco e Domínio Meridional localizado entre o Lineamento Pernambuco e o Cráton São Francisco.

Baseado em dados geocronológicos, Brito Neves *et al.* (2000) dividiram a Província Borborema em cinco grandes domínios geotectônicos ou estruturais e sua subdivisão em Terrenos (Figura 2.5): Domínio Médio Coreau (DMC), Domínio Ceará Central (DCC), Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), Domínio Zona Transversal (DZT) e Domínio Sul (DS). Estes domínios são limitados por zonas de cisalhamento de escala continental representadas pelos lineamentos Transbrasiliano, Senador Pompeu, Patos e Pernambuco (Santos *et al.* 2004).

Delgado *et al.* (2003) dividiram a Província Borborema em três setores: (i) Setentrional, (ii) Transversal e (iii) Meridional, igualmente limitados por essas duas grandes zonas de cisalhamento representadas pelos lineamentos Patos e Pernambuco. Esses setores foram ainda compartimentados internamente em domínios no formato de sigmóides limitados por zonas de cisalhamento menores.

Van Schmus *et al.* (2011) agruparam esses domínios estruturais em três grandes subprovíncias (ao invés de domínios). A Subprovíncia Norte, localizada a norte da zona de cisalhamento Patos é subdividida, de oeste para leste, nos domínios: Médio Coreau, Ceará Central e Rio Grande do Norte. A Subprovíncia Central ocorre entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco e é composta principalmente pela Zona Transversal. A Subprovíncia Sul localizada entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e Cráton São Francisco, que compreende os domínios mesoproterozoicos Pernambuco–Alagoas, Paulistana–Monte Orebe e Canindé–Marancó, e as faixas neoproterozóicas Riacho do Pontal e Sergipana.

A proposta de Delgado *et al.* (2003), adotada por Hasui *et al.*, (2012), também converge com a proposta de Van Schmus *et al.* (2011) em sua divisão geral, (divergindo ainda quanto aos terrenos constituintes, seus limites e nomenclaturas) pois compartimenta a Província em três segmentos tectônicos fundamentais, limitados por estas importantes zonas de cisalhamento.

Considerando a proposta de Brito Neves *et al.* (2000) a área de estudo desta dissertação está inserida no Domínio Rio Grande do Norte que compreende os Terrenos: Rio Piranhas, Seridó, São José do Campestre e Granjeiro (Figura 2.5).

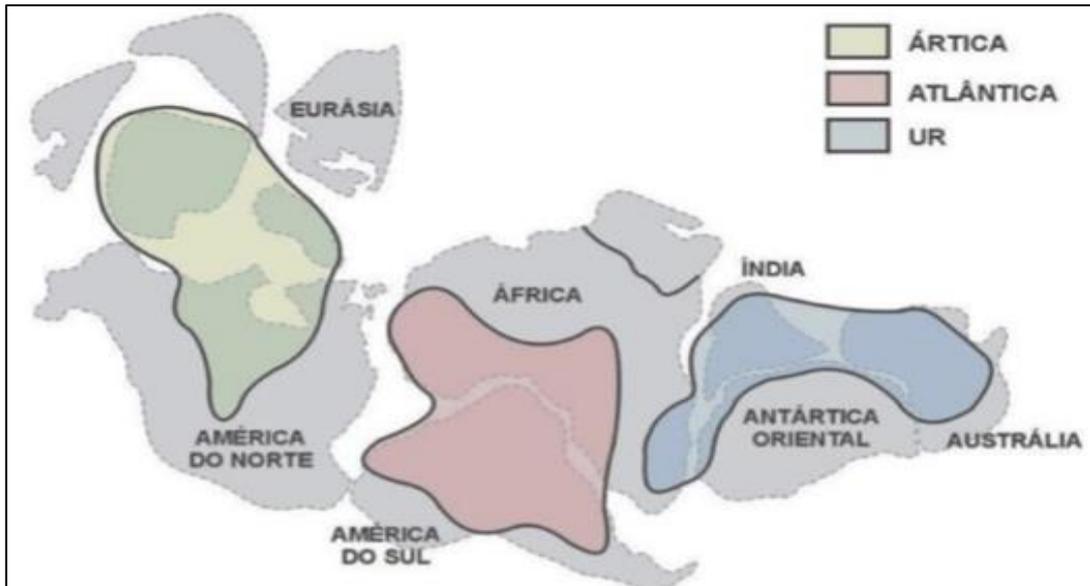


Figura 2.4- Modelo esquemático sobre a origem da Província Borborema segundo Van Schmus et al. (2008).

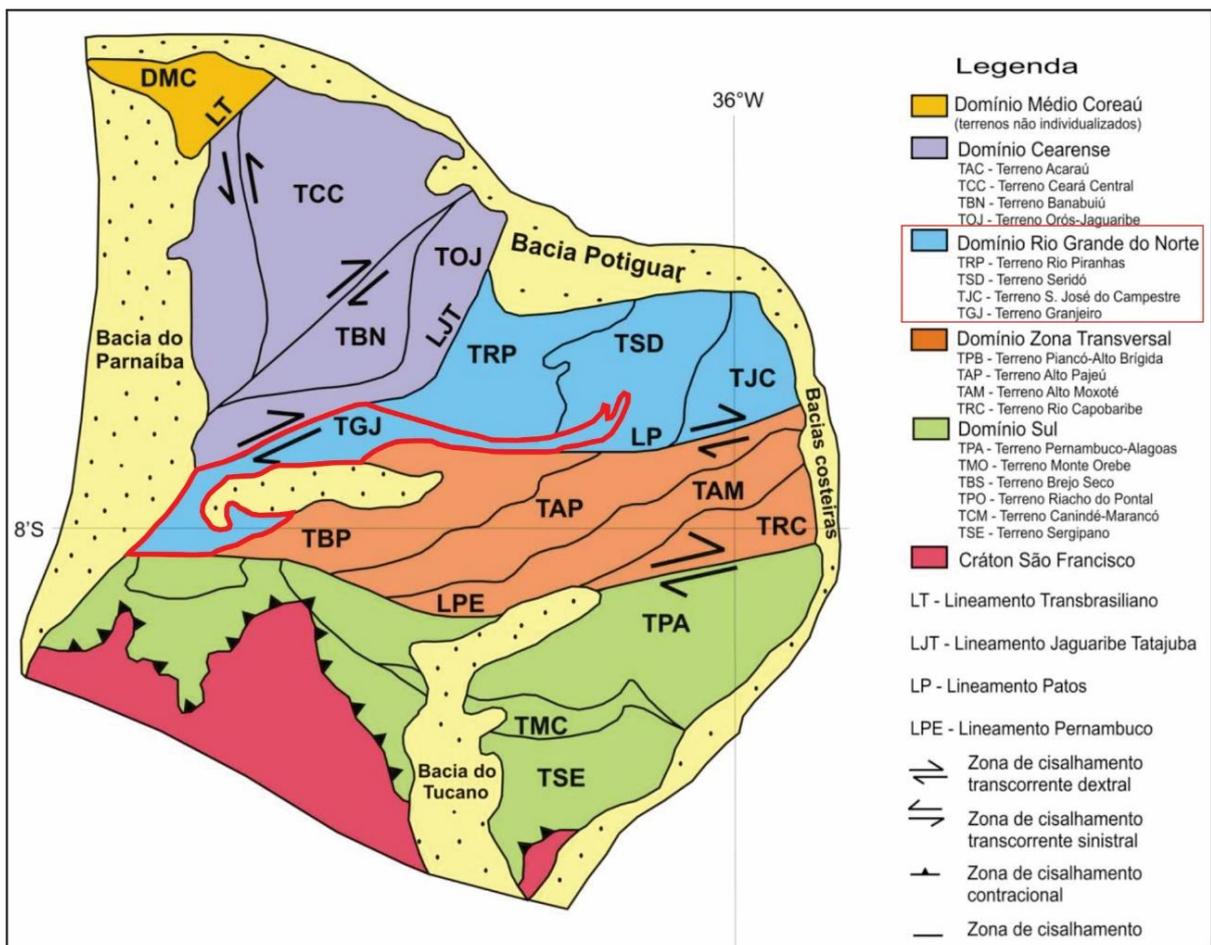


Figura 2.5- A compartimentação estrutural da Província Borborema em Domínios e suas respectivas subdivisões em terrenos estruturais, limitados por zonas de cisalhamento, com destaque para a compartimentação do Domínio Rio Grande do Norte de acordo com Brito Neves *et al.* (2000).

2.4. DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

O Domínio Rio Grande do Norte distribui-se nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba. Seu limite a oeste é dado pela zona de cisalhamento Orós e a sul, pela zona de cisalhamento Patos. Os limites norte e leste são dados pelo Oceano Atlântico (Alcântara, 2008). Segundo Santos & Ferreira (2000), o Domínio Rio Grande do Norte é formado pelos terrenos Rio Piranhas, Seridó, São José do Campestre e Granjeiro.

2.4.1 Compartimentação estrutural do Domínio Rio Grande do Norte.

2.4.1.1 *Terreno Granjeiro*

O Terreno Granjeiro ocorre ao longo de uma faixa contínua relativamente estreita, de direção predominantemente E–W, que se inflete para SW–NE na sua porção mais a oeste. Limita-se ao sul pelo Lineamento Patos e ao norte, pela Zona de Cisalhamento Farias Brito (Bizzi *et al.* 2003). O Terreno é de grande importância para esta dissertação e será descrito com maior detalhe no tópico 2.5, pois nele ocorrem os corpos graníticos do Neoproterozoico, com destaque para o Granito Rio Verde.

2.4.1.2 *Terreno São José do Campestre*

O Terreno São José do Campestre é constituído por um segmento arqueano, denominado Núcleo Bom Jesus–Presidente Juscelino, circundado por ortognaisses paleoproterozoicos. No segmento arqueano, o Metatonalito Bom Jesus ocorre como um núcleo semente de idade 3,41 Ga, derivação a partir de fonte crustal ou de manto enriquecido mais antigo (>3,5 Ga). Assim, este núcleo representa o segmento mais antigo da Plataforma Sul-Americana. Entretanto, grande parte desse núcleo, é dominado por ortognaisses de composição tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG) e migmatitos do Complexo Presidente Juscelino. Este último é um terreno com idades entre 3,25 Ga e 3,08 Ga e características isotópicas de crosta reciclada (Bizzi *et al.*, 2003).

2.4.1.3 *Terreno Rio Piranhas*

De acordo com Santos & Ferreira (2000), o Terreno Rio Piranhas é representado por uma vasta área paleoproterozoica retrabalhada no evento Brasileiro, e constitui o embasamento da Faixa Seridó. Este terreno é constituído predominantemente por rochas ortoderivadas da fácies anfibolito alto, cujas idades definidas para os ortognaisses do Complexo Caicó e da Suíte Magmática São Vicente, varia entre 2,3 e 2,15 Ga (Hackspacher *et al.*, 1990).

2.4.1.4 Terreno Seridó

Este segmento crustal representa um orógeno colisional Brasileiro/Pan-Africano formado durante a colagem do supercontinente Gondwana Ocidental. Esta faixa é formada por sequências metassedimentares compostas por metapelitos, biotita-muscovita xistos e biotita gnaisses. A unidade intermediária é representada por quartzitos e conglomerados. A unidade basal por associações de epidoto gnaisses, mármore e metavulcânicas máficas, representadas por corpos de anfibolito (Dantas *et al.* 2003).

2.5 GEOLOGIA DO TERRENO GRANJEIRO

A litoestratigrafia do Terreno Granjeiro é abordada nesse tópico com base na geologia da Folha Cedro (SB.24-Y-B-VI) segundo Gomes *et al.* (2018). A unidade mais antiga é representada pelo Complexo Granjeiro composto pelas unidades Coqueiro, Maniçoba e Riacho da Areia. Na primeira predominam rochas metamáficas e metaultramáficas, representadas por anfibolitos, rochas calcissilicáticas, metabasaltos, hornblenditos, tremolitos e talco xistos, associados a níveis ferríferos rico em magnetita. Na segunda predominam rochas paraderivadas constituídos por mármore, rochas calcissilicáticas, xistos granatíferos, quartzitos, metacherts e rochas ferríferas bandadas. Na Unidade Riacho de Areia ocorrem ortognaisses milonitizados, de composição granodiorítica e tonalítica, e subordinadamente granítica, geralmente associados a rochas anfibolíticas.

Nesse conjunto, por sua vez, encontram-se corpos intrusivos de granitóides de idade paleoproterozoica reunidos nas unidades Felizardo, Mangabeira e Riacho Boqueirão e no Complexo Caicó e Suíte Várzea Alegre. A Unidade Felizardo é composta por ortognaisses tonalíticos-granodioríticos, bandados, contendo várias injeções graníticas. Associadas aos ortognaisses são frequentes rochas metamáficas/metaultramáficas, além de rochas paraderivadas. A Unidade Mangabeira é composta de gnaisses granodioríticos com *boudins* e xenólitos de rocha anfibolíticas e paraderivadas. Ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, e localmente trondhjemíticos, com xenólitos de anfibolito constituem a Unidade Riacho Boqueirão.

O Complexo Caicó é formado por ortognaisses graníticos, granodiorítico, tonalíticos, gnaisses migmatítico, gnaisses monzogranítico e granodiorítico com textura augen, mármore, metaultramáficas, quartzitos e anfibolitos. A Suíte Várzea Alegre é composta por gnaisses de composição granodiorítica e tonalítica com corpos meta máficos de dimensão centimétrica e ortognaisses porfiríticos milonitizados, e ocasionalmente migmatizados.

Segundo Gomes *et al.* (2018), com unidades mais novas formadas no Neoproterozoico ocorrem granitoides indiscriminados e plutons reunidos na Suíte Intrusiva Itaporanga. A primeira unidade reúne granitoides cinzentos, geralmente de granulação média ou grossa com fácies porfirítica subordinada de composição predominantemente granítica. A Suíte Intrusiva Itaporanga engloba granitos e granodioritos de granulação grossa, porfiríticos contendo a biotita e anfibólio, associado a dioritos em fase de mistura de magmas. As rochas apresentam foliação de fluxo magmático, moderadamente desenvolvida e, por vezes, estão milonitizadas e com aparência de gnaisses. Geoquimicamente são rochas de composição cálcio-alkalina de alto K.

2.6. EVENTOS MAGMÁTICOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA

Os eventos magmáticos na Província Borborema são diversificados e reconhecidos do Arqueano ao início do Fanerozoico, sendo geralmente relacionados a processos colisionais e extensionais. A atividade plutônica ediacarana-cambriana (Ciclo Brasileiro) constitui um dos mais importantes eventos geológicos do Domínio Rio Grande do Norte, bem como de toda a Província Borborema (Van Schmus *et al.* 1995). Ela é representada por diversos batólitos, stocks e diques, com características texturais, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas bem definidas.

Existem na literatura algumas propostas de classificação tipológica e tectônica para este magmatismo. Uma das primeiras tentativas de classificação foi proposta por Almeida *et al.* (1967) que associaram as rochas plutônicas da Província Borborema ao Ciclo Brasileiro, reunindo-as em dois grupos: I) Granitoides sin-tectônicos, subdivididos nos tipos Itaporanga (porfiríticos) e Conceição (equigranulares); e II) Granitoides tarditectônicos, compreendendo os tipos Catingueira e Itapetim.

Sá *et al.* (1981) propôs o uso de critérios estruturais para a classificação de granitoides da Faixa Seridó, relacionados ao evento Brasileiro. Assim, foram reunidas nos subtipos Gx (rochas básicas a intermediárias), G3 (granitos e granodioritos porfiríticos ou equigranulares) e G4 (Leucogranitos tardios).

Com base em dados geoquímicos, Sial (1987) individualizou quatro grandes grupos de granitoides para a Província Borborema, classificando-os nos grupos Cálcio-Alcalino Potássico, Cálcio-Alcalino, Trondhjemítico e Peralcalino. A nomenclatura de cada grupo reflete principalmente sua afinidade magmática, identificada por meio de diagramas geoquímicos.

Assim, foi possível identificar no Domínio Rio Grande do Norte cinco suítes plutônicas, denominadas de Shoshonítica, Cálcioalcalina de alto K (porfírica), Cálcio-alcalina de alto K equigranular, Alcalina e Alcalina Charnoquítica (Nascimento *et al.* 2000).

Araújo *et al.* (2014), baseado em dados geocronológicos, geoquímicos e de química mineral e definiram uma síntese da granitogênese da Província Borborema por dois eventos colisionais distintos ocorridos no período de 620 a 570 Ma. Assim, eles reconheceram granitogêneses anteriores, concomitantes e posteriores aos eventos colisionais. (Fig 2.6). A primeira colisão entre 620 e 610 Ma ocorreu entre o Bloco Parnaíba (situado sob a Bacia do Parnaíba) e o embasamento oeste da Província Borborema. A segunda colisão se deu entre o embasamento leste da Província e o Cráton São Francisco entre 590 e 580 Ma. A interação destes esforços gerou extensas zonas de cisalhamento que contribuíram para a extrusão da Província Borborema gerando extenso magmatismo granítico. Essa proposta ficou assim sistematizada: Granitoides pré-colisionais I (ca. 800-650 Ma); Granitoides Pré-Colisionais tardios I (ca. 645-630 Ma); Granitoides Pré-Colisionais II (ca. 630 Ma); Granitoides Sin-Colisionais I (615–605 Ma); Granitoides Sin-Colisionais II (ca. 580-570 Ma); Granitoides Sin-Transcorrentes (ca. 580 - 570 Ma); Granitoides tarde- a Pós-Transcorrentes (ca. 530 Ma); e Granitos Anorogênicos (ca. 500-460 Ma).

Neste trabalho foi adotada a classificação proposta por Araújo *et al.* (2014), para correlacionar o Granito Rio Verde às diferentes granitogêneses identificadas na Província Borborema. Trata-se de uma proposta abrangente, relacionada aos importantes eventos tectônicos do Neoproterozoico que conformaram a Província Borborema, e está fortemente apoiada em dados geocronológicos. Entretanto, há algumas inconsistências que mereciam uma revisão, considerando novos dados geocronológicos.

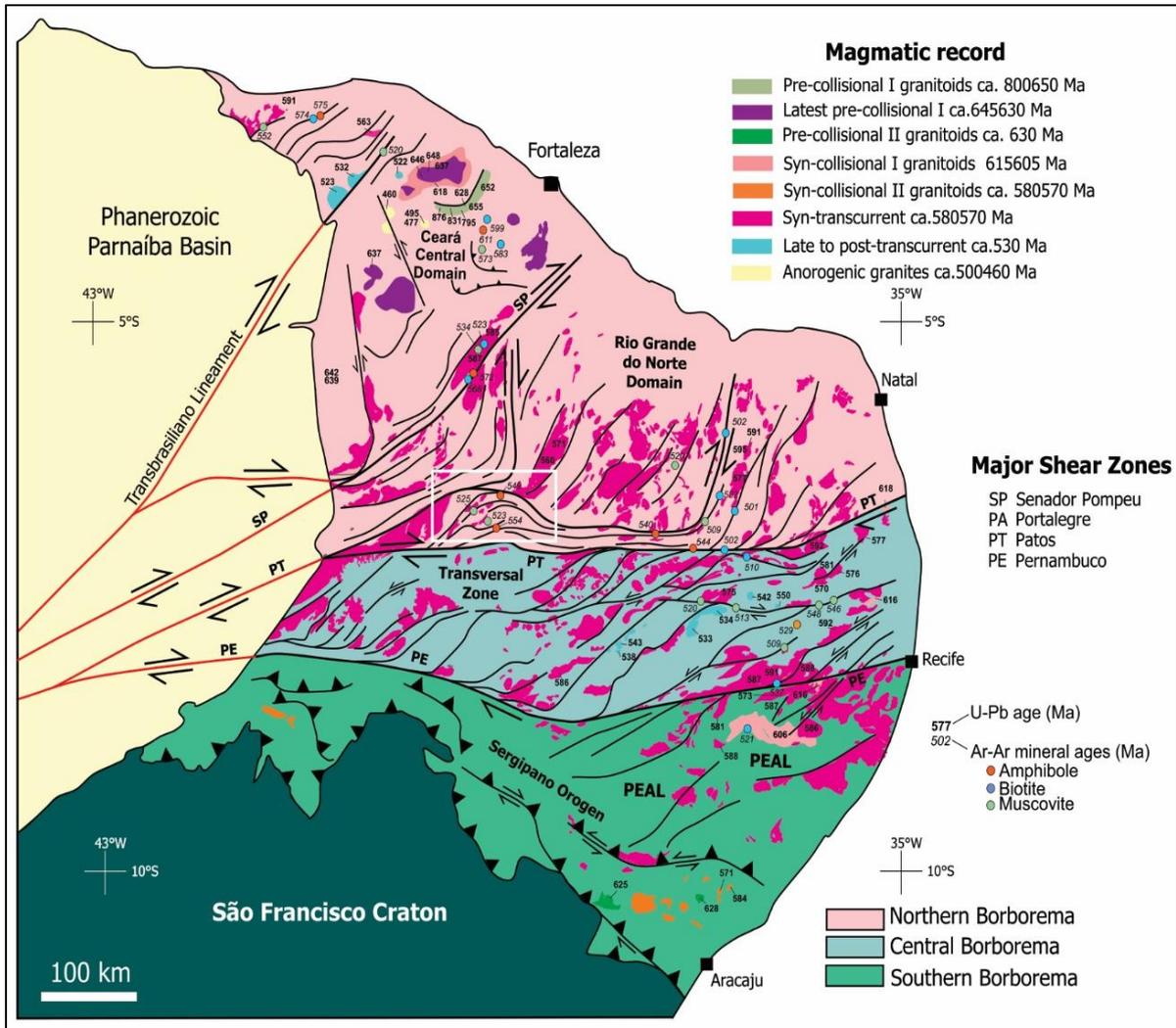


Figura 2.6- Distribuição temporal e espacial da granitogênese na Província de Borborema sistematizada em: Granitoides pré - colisionais I ca. 800-650 Ma, Pré-colisional tardil I ca. 645-630 Ma, Granitoides pré-colisionais II ca. 630 Ma, Granitoides sin-colisional I 615-605 Ma, Granitoides sin-colisional II ca. 580-570 Ma, Sin-transcorrente ca. 580 570 Ma, Tarde a pós-transcorrente ca. 530 e Granitos anorogênicos ca. 500-460 Ma Segundo de Ganade de Araújo *et al.* 2014 b.

CAPÍTULO 3- CONTEXTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DO GRANITO RIO VERDE

O Granito Rio Verde, definido neste trabalho, é um corpo em forma alongada na direção NE-SW, concordante com a estruturação regional (Figura 3.1). Ele ocupa uma área de cerca de 72 km² com 18 km de comprimento e 5 km de largura. Está localizado na porção sudoeste da Folha Cedro (Ver Fig 1.1) e ocorre próximo a cidade de Várzea Alegre, no sul do estado do Ceará. As melhores exposições deste pluton estão situadas no Sítio Guaribas.

O plúton granítico está alojado em ortognaisses do Complexo Granjeiro e é constituído por rochas de cor cinza clara e rosada com uma trama que destaca a presença de fenocristais centimétricos de feldspato em uma matriz de granulação variando de grossa a média. Esta textura porfirítica é configurado pela presença de fenocristais de microclínio e plagioclásio com tamanho entre 1,0 e 5,0 cm (Figuras 3.2-A, B e C). A matriz é composta por plagioclásio, microclínio, biotita, quartzo, hornblenda e titanita. Uma característica marcante deste granito é a presença tanto de feições de origem tectônica como magmática. As feições magmáticas estão representadas pela estrutura de fluxo magmático definida pelo alinhamento preferencial do fenocristais de álcali-feldspato (Figura 3.2-C); ou ainda, pelo acúmulo de fenocristais (Figura 3.2-D). Por sua vez, as feições deformacionais são observadas em locais onde porções da rocha granítica hospedeira, e de granulação mais grossa, se alternam com leitos de uma rocha escura e mais fina. Nessas zonas as feições definem porções leucograníticas budinadas no interior das faixas miloníticas (Figuras 3.3-A e B). Essa deformação resultou em uma foliação milonítica definida pela orientação preferencial de biotita e hornblenda e de fitas de quartzo envolvendo os porfiroclastos de álcali-feldspato (Figura 3.3-C). A orientação destes megacristais (5cm) também acompanha a foliação milonítica e, por vezes, eles apresentam forte cominuição nas bordas (Figura 3.3-D).

Alojados no Granito Rio Verde ocorrem pequenos corpos quartzo dioríticos com, aproximadamente, cinco metros de comprimento em forma alongadas (Figura 3.4-A). Enclaves microgranulares de cinco a dez centímetros de comprimento, são igualmente comuns. Esses enclaves possuem coloração cinza escura, levemente esverdeados, granulação média, e são compostos por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Formam corpos alongados (Figura 3.4-B) ou irregulares (Figura 3.4-E). Também é frequente a ocorrência de estrutura do tipo *schlieren* rica em biotita (Figura 3.4-C). De acordo com Barbey (2009), o termo *schlieren* é usado para designar camadas escuras, finas e descontínuas que aparecem e somem

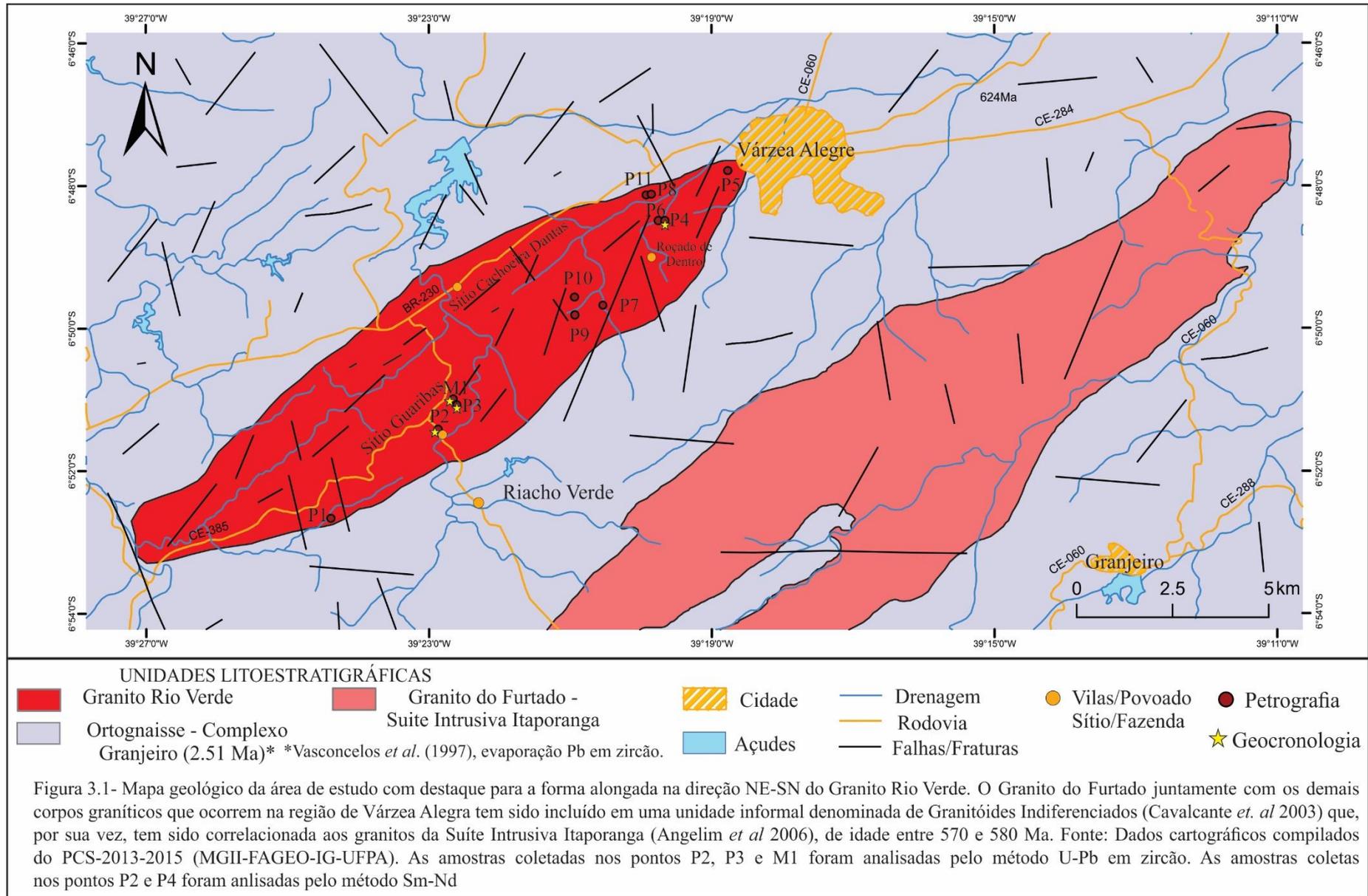
discretamente em uma rocha magmática. Este autor interpreta a estrutura *schlieren* como trilhas máficas geradas pela desagregação dos enclaves máficos, devido a interação química e mecânica do fluxo magmático e deformacional com o meio. Os enclaves também apresentam xenocristais de feldspato de dimensões semelhantes aos fenocristais do granito (Figura 3.4-E). Gorayeb & Lima (2014) interpretaram os enclaves do Granito Chaval contendo fenocristais de feldspato como glóbulos de um magma máfico que fluíram e se misturaram englobando parcialmente os cristais precoces do granito (fenocristal de álcali-feldspato) e resfriaram mais rapidamente, solidificando-se em granulação mais fina em relação ao magma granítico hospedeiro. O contato dos enclaves com o magma granítico é abrupto podendo ser concordante (Figura 3.4-D), irregular e interdigitado (Figura 3.4-F), evidenciando também o processo de mistura de magmas durante a formação do Granito Rio Verde.

3.1- PETROGRAFIA DO GRANITO RIO VERDE

O Granito Rio Verde é um plúton de dimensão relativamente pequena quando comparado com os demais corpos graníticos que ocorrem nas proximidades (por exemplo Granito do Furtado; Cavalcante *et al.* 2003). No entanto, em que pese ser mineralogicamente homogêneo, o Granito Rio Verde apresenta diferentes estruturas de natureza magmática e deformacional tais como foliação de fluxo magmático e texturas miloníticas. Ademais, é importante o fato de ocorrerem neste plúton enclaves de composição intermediária, de dimensões variadas que, por vezes, chegam a formar leitos em meio ao granito hospedeiro, estando ambos igualmente deformado. Esses enclaves têm incorporado fenocristais de feldspatos precocemente formados no magma granítico. Essas feições são interpretadas como resultado de mistura mecânica de magmas (*mingling*).

O levantamento de campo ao longo do corpo granítico Rio Verde permitiu identificar três tipos petrográficos principais: Biotita monzogranito (BtMzg), localizado na porção central do corpo, o Titanita-biotita-hornblenda granodiorito (TnBtHbGdr) que ocorre mais a norte do corpo e, o Hornblenda-biotita quartzo diorito. Este último ocorre na forma de enclaves no interior do Granito Rio Verde e a sua maior expressão possui poucos metros de largura.

A análise petrográfica foi realizada em doze amostras representativas destes diferentes litotipos. A Tabela 3.1 resume as quantidades dos constituintes minerais com base na análise modal com a contagem de 1.500 pontos/lâmina. Os resultados da análise modal foram plotados nos diagramas Q-A-P Streckeisen (1967) (Figura 3.5).



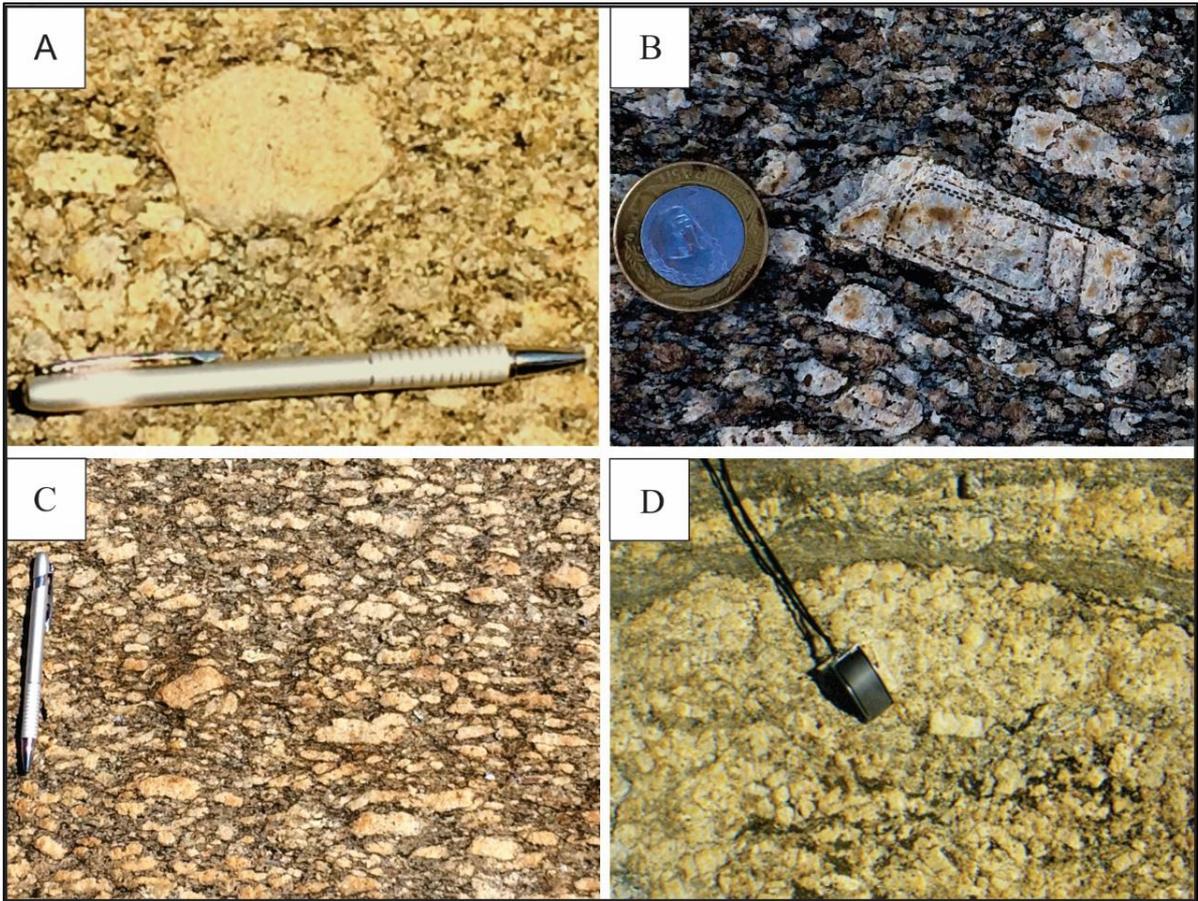


Figura 3.2- Feições magmáticas do Granito Rio Verde: A) Granito porfírico com destaque para um fenocristal de álcali-feldspato; B) Fenocristais de microclínio, zonados, representando a textura porfírica imerso em uma trama fanelítica grossa; C) Foliação de fluxo magmático, representada pelo alinhamento preferencial dos fenocristais euédricos de álcali-feldspato; D) Cumulados de fenocristais de álcali-feldspatos orientados segundo o fluxo magmático.

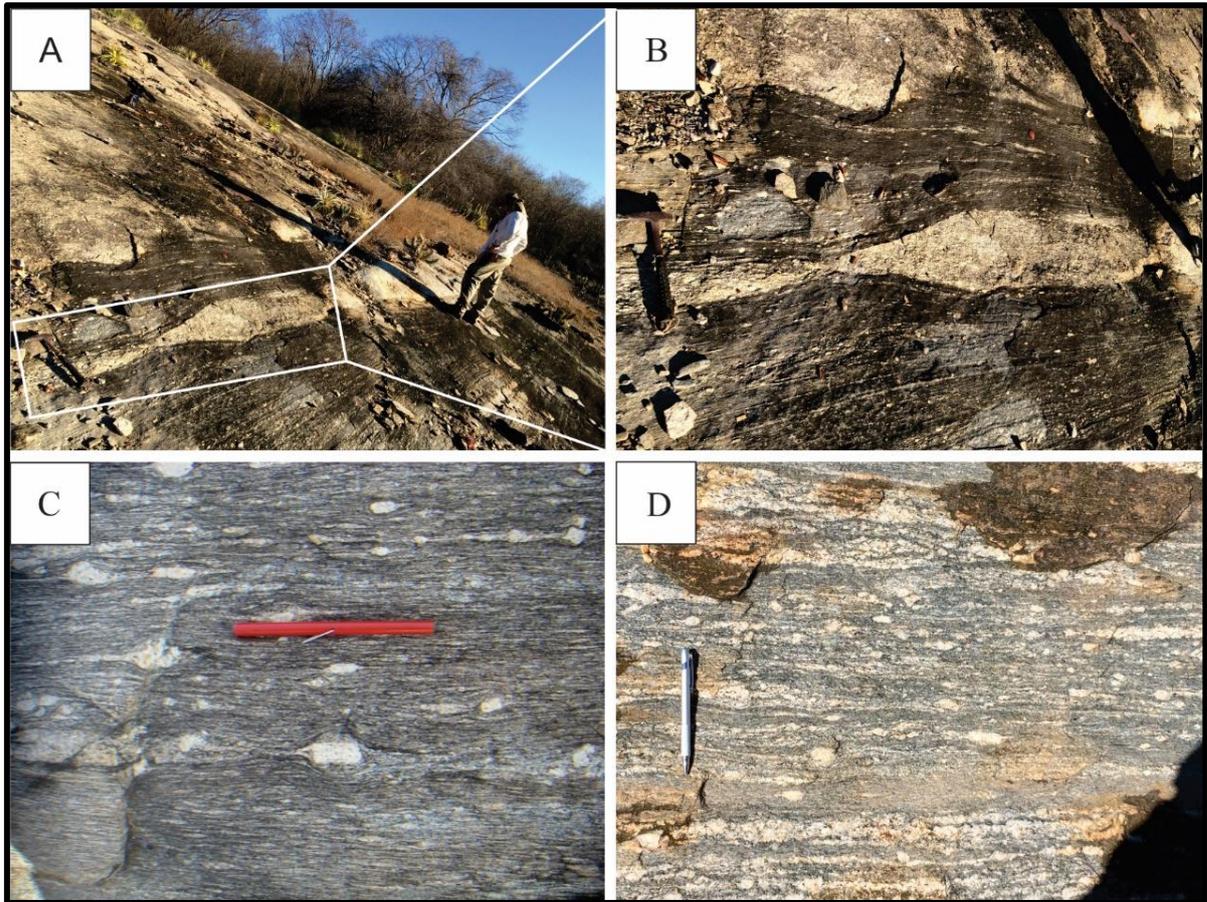


Figura 3.3- Feições deformacionais do Granito Rio Verde: A) Veios e corpos lentiformes de leucogranito (porções claras) e envolvido em granitos miloníticos (porção escura) mostrando feições de deformação como ondulações, estiramento, estricção e *budinagen*; B) Detalhe da foto anterior; C) Foliação milonítica desenhada pela orientação de minerais de fitas de quartzo e biotita envolvendo porfiroclastos amendoados de álcali-feldspato; D) Foliação milonítica no granito milonítico com formação de bandamento tectônico com porfiroclastos de álcali-feldspato (originalmente fenocristais) cominuídos imersos na trama milonítica.

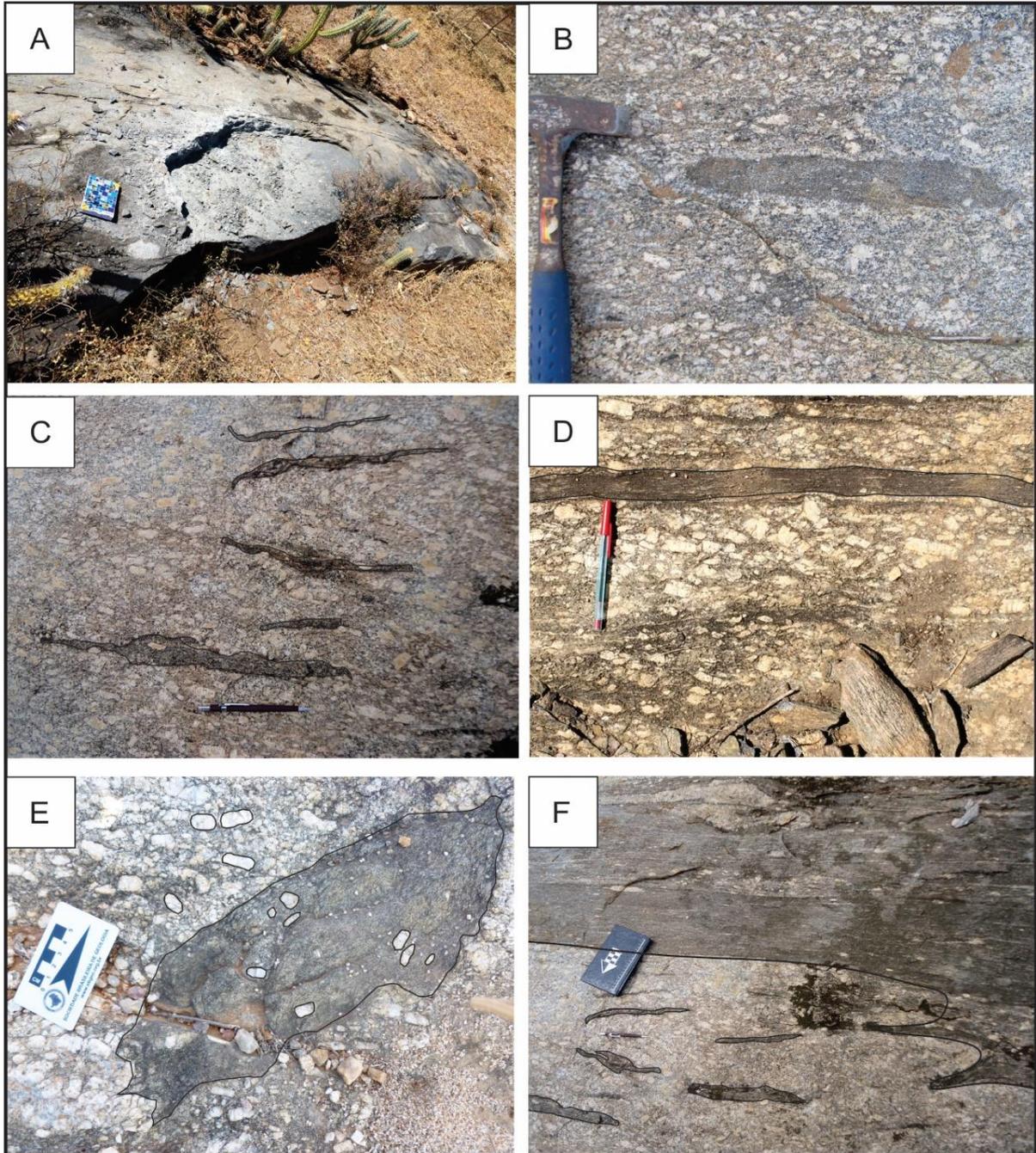


Figura 3.4- Outras feições de campo do Granito Rio Verde: A) Enclave métrico de quartzo diorito com coloração cinza escura levemente esverdeada; B) Enclave de quartzo diorito com forma alongada e bordas difusas de tamanho centímetro; C) *Schlierens* ricos em biotita, deformados e alojados na porção granítica; D) Contato concordante entre o enclave quartzo diorítico e o granito destacando-se feições de fluxo magmático e deformacional; E) Enclave de quartzo diorito irregular com xenocristais de plagioclásio em seu interior, sugestivo de mistura de magmas; F) Contato interdigitado entre o quartzo diorito e o granito além de *schlieren* ricos em biotita.

Tabela 3.1- Composições modais (%) das rochas estudadas. Abreviações: A = Feldspato alcalino; P = Plagioclásio; Q = Quartzo. N° de pontos contados = 1500

Minerais (%) Amostra	Bt Mzg					Ti Bt Hb Gdr					Ti Hb-Bt quartzo diorito		
	P6	P9	P7	P10	P2	P4	P5	P8	P11	P1	P3	M1	
Quartzo	35,9	36,4	34,8	32,9	30,1	20,1	17,4	23,0	20,3	20,7	8,8	6,2	
Plagioclásio	23,5	28,6	26,3	23,5	32,1	37,7	43,2	41,1	42,2	43,1	57,6	55,5	
Microclínio	25,7	26,4	29,2	35,1	32,2	14,6	13,4	14,2	15,5	13,2	-	-	
Biotita	12,1	6,0	7,0	7,6	3,9	9,4	8,2	6,0	5,2	6,5	19,5	23	
Hornblenda	-	-	-	-	-	11,2	11,9	10,1	10,1	10,1	10,1	9,2	
Alanita	0,2	0,5	0,7	0,1	0,5	0,7	0,4	0,3	0,4	0,6	-	-	
Apatita	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,6	0,3	0,2	0,3	-	-	
Titanita	1,6	0,8	1,2	0,3	0,2	5,4	4,1	4,2	5,7	5,1	3,7	5,7	
Zircão	0,4	0,2	0,2	0,2	0,6	0,1	0,2	0,5	0,2	0,3	0,1	0,1	
Minerais opacos	0,2	0,9	0,4	0,1	0,2	0,3	0,6	0,3	0,2	0,1	0,2	0,3	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Félsico	86,1	92,3	91,4	92	95,7	73,7	75,2	79,4	78,8	78,2	66,5	61,8	
Máfico(M)	13,9	7,7	8,6	8	4,3	26,3	24,8	20,6	21,2	21,8	33,5	38,2	
Recalculado a 100%	Q + A	62,2	63,4	64,7	68,3	63,1	35,2	31,2	37,6	36,1	34,3	9,0	6,3
	P	23,7	28,9	26,6	23,6	32,5	38,2	43,7	41,6	42,5	43,6	57,5	55,5
	M'	14,0	7,8	8,7	8,0	4,4	17,3	14,8	11,8	12,5	13,2	26,1	32,0
	Q	42,2	39,8	38,5	36,0	31,9	27,8	23,5	29,4	26,0	26,9	13,3	10,0
	P	27,6	31,3	29,1	25,7	34,0	52,1	58,4	52,5	54,1	56,0	86,4	89,8
A	30,2	28,9	32,3	38,4	34,1	20,2	18,1	18,1	19,9	17,1	0,3	0,2	

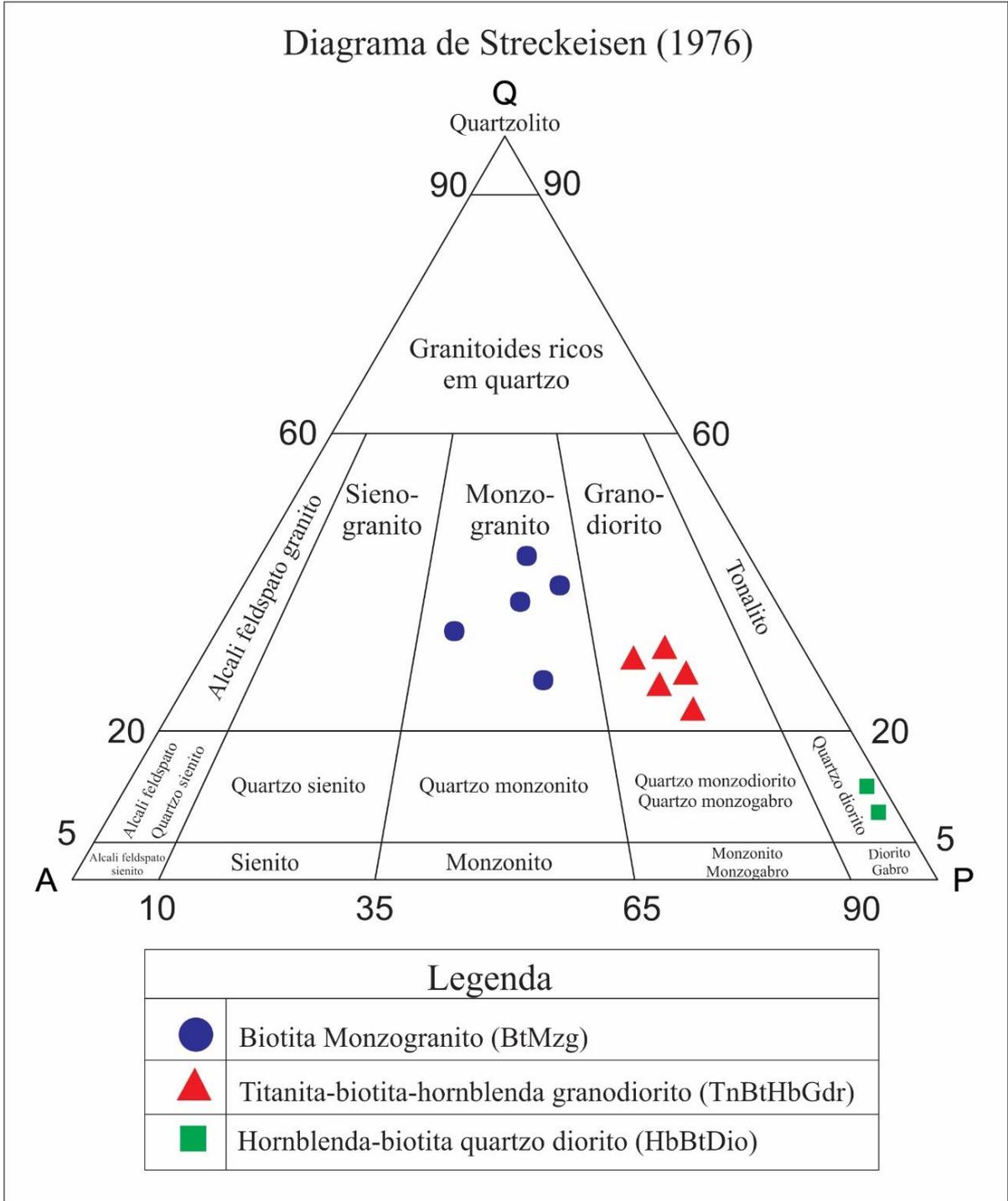


Figura 3.5- Diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) com a composição modal das rochas granitoides da tabela 3.1.

3.1.1- Biotita Monzogranito (BtMzg)

Este tipo petrográfico ocorre na porção central do corpo e suas melhores exposições estão próximas ao Sítio Guaribas. Macroscopicamente, são rochas de granulação grossa com textura fanerítica equigranular, podendo, no entanto, ocorrer tipos porfiríticos. O BtMzg é formado por rochas de coloração cinza, constituídas de plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo, biotita e titanita. As rochas exibem feições deformacionais com intensidade variada, além de estrutura de fluxo magmático (Figura 3.6-A). A foliação milonítica é marcada pela presença de porfiroclastos amendoados de álcali-feldspato contornados por uma matriz constituída predominantemente por minerais máficos (biotita e titanita) definindo uma orientação preferencial, sobretudo nos níveis mais deformados. (Figura 3.6-B).

Os minerais essenciais são o K-feldspato, plagioclásio (An₃₀) e quartzo. A biotita é o mineral qualificador. As fases acessórias são titanita, apatita, alanita, zircão e minerais opacos. Como minerais secundários ocorrem sericita e argilominerais.

O quartzo (0,3- 1,2 mm), com proporção modal de ~30%, é constituído por dois tipos texturais. O Qtz1 forma cristais anédricos, recristalizados, com forte extinção ondulante, por vezes formando novos grãos com contatos retos, em ponto tríplices (Figura 3.6-C). O Qtz2 ocorre intercrescido no plagioclásio formando textura mirmequítica. (Figura 3.6-D).

O plagioclásio tem proporção modal entre 23 e 32% e ocorre como dois tipos texturais (Figura 3.6-E): fenocristais (Plg1) com ~ 3 cm de comprimento, subédricos, com bordas irregulares. Exibem geminação albita e, em menor escala, albita-carlsbad. Apresenta alteração para argilominerais e sericita. O Plg2 (0,5 - 0,8 mm) ocorre disperso na matriz formando cristais subédricos, com alguns fraturados.

O álcali-feldspato com ~ 3cm é representado pelo microclínio, e ocorre em proporções maiores que aquelas do plagioclásio, apresenta maclamento xadrez difuso, por vezes com intercrescimento perítico (*filetes*), (Figura 3.6 F). Os cristais são fraturados, anédricos, e apresentam extinção ondulante dispersos na matriz.

A biotita (~0,7 mm) mostra-se em lamelas orientadas segundo uma direção preferencial contornando os cristais maiores de feldspato (Figura 3.7-A). Ocorre também como agregados onde as lamelas assumem forma subédrica. Exibe pleocroísmo variando de verde amarronzado a amarelo pálido (Figura 3.7-B) além de estar associada com a cristais de apatita. Compõe entre 4 e 12% da rocha.

A titanita (~1,6 – 0,2%) mostra-se em cristais variando de finos a médios (até 3 mm), fraturados e normalmente anédricos. Está comumente associada com minerais opacos. Alguns cristais apresentam inclusões de alanita. (Figura 3.7-C)

A alanita (<1%) ocorre em cristais subédricos, de pleocroísmo laranja pálido, e fraturas radiais em seu entorno exibindo processo de metamictização (Figura 3.7-D). A apatita (<1%) ocorre em cristais finos, anédricos, fraturados e associados com biotita e opacos. Os minerais opacos (<1%) são subédricos geralmente associados à biotita, alanita e apatita.

3.1.2- Titanita-Biotita-Hornblenda Granodiorito (TnBtHbGdr)

Este litotipo ocorre principalmente na porção norte do corpo onde forma de grandes lajedos (Figura 3.8-A). Os seus afloramentos mais representativos estão próximo ao Sítio Roçado de Dentro. As rochas exibem textura porfírica com matriz fanerítica de granulação média ou grossa, a relação fenocristais/matriz é de 20 a 30%. Tratam-se de rochas leucocráticas de coloração cinza e tons esbranquiçados e rosados. Os fenocristais são de microclínio e plagioclásio e exibem cor cinza levemente rosada e tamanho entre 1,0 e 7,0 cm. A matriz exibe cor cinza e é composta por plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda, além de cristais prismáticos de titanita. Apresenta estruturas de fluxo magmático, caracterizadas por um alinhamento moderado dos fenocristais de álcali-feldspatos (Figura 3.8-B). A foliação milonítica no TnBtHbGdr é delineada pelos porfiroclastos de feldspato com feições de amendoamento em meio a minerais máficos (biotita e hornblenda) dispostos em níveis preferenciais.

Microscopicamente a fácies TnBtHbGdr tem textura predominantemente ígnea, representado pelo arranjo de minerais subédricos, caracterizando a textura granular hipidiomórfica. No entanto, apresenta porções com minerais levemente orientados, amendoados e estirados segundo uma direção preferencial, a qual indica uma leve alteração em relação a trama originalmente ígnea. Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio (An 34) e microclínio. A hornblenda, biotita e titanita são os minerais qualificadores. As fases acessórias são representadas por alanita, apatita e zircão.

O quartzo (0,5-0,7mm) tem proporção modal entre 17 e 20% e ocorre como dois tipos texturais. O Qtz1 forma cristais anédricos, bastante recristalizados, e com forte extinção ondulante. Por vezes forma novos grãos (recristalização) que mostram contatos retos e em ponto tríplice (Figura 3.8-C). O Qtz2 ocorre como cristais finos, vermiculares presentes em intercrescimentos mirmequíticos (Figura 3.8-D).

O plagioclásio na matriz (0,7 - 0,9 mm) tem proporção modal entre 35 e 43% e ocorre em cristais subédricos. Seus cristais exibem maclamento albita (Plg 1). É comum cristais bastante recristalizados, mostrando extinção ondulante moderada a forte. Esses cristais formam

contatos retos, irregulares e suturados (Plg 2). No geral, os cristais exibem moderada alteração para sericita e argilominerais (Figura 3.8-D).

O microclínio (0,5 - 0,8mm) representa entre 13 e 15% da proporção modal, ocorre em cristais subédricos a anédricos, moderadamente recristalizados e extinção ondulante moderada. Além disso, ocorrem em fenocristais subédricos (~5 cm) com bordas recristalizadas e concordantes à foliação (Figura 3.9-A). Esses cristais exibem alteração para sericita e argilominerais.

A hornblenda (0,5 - 0,9 mm) compõe entre 10 e 11% da rocha. Ocorre em cristais subédricos a anédricos, com hábito prismático, concordantes à foliação, contornando os fenocristais de feldspato. Em luz natural exibe pleocroísmo moderado (verde claro e verde azulado). Seus cristais ocorrem associados à biotita, titanita, apatita e alanita. (Figura 3.9-B).

A biotita (0,6 - 10 mm) perfaz cerca de 5 e 9 % da rocha e ocorre como lamelas subédricas bastante orientadas, marcando a foliação da rocha. Seus cristais exibem pleocroísmo moderado (amarelo claro e marrom escuro). Comumente contornam os cristais de plagioclásio e microclínio, conferindo-lhes aspectos amendoados (Figura 3.9- C).

A titanita (0,5 - 0,7 mm) compõe de 4 e 5% da rocha e ocorre em cristais com hábito prismático de cor marrom dispersos na lâmina e concordantes com a foliação da rocha. Está associada aos cristais de hornblenda e minerais opacos (Figura 3.9-D).

A alanita (~1,0 mm) ocorre como cristais subédricos a euédricos, prismáticos e de cor amarela (Figura 3.9-C). A apatita (<1,0 mm) ocorre como cristais subédricos, com hábito prismático, moderadamente fraturados. Normalmente estão associados aos cristais de hornblenda e titanita, ocorrendo como seções basais inclusas nestes minerais. O zircão ocorre em pequenos cristais idiomórficos. Os minerais opacos (<1%) são subédricos geralmente associados à biotita, alanita e apatita.

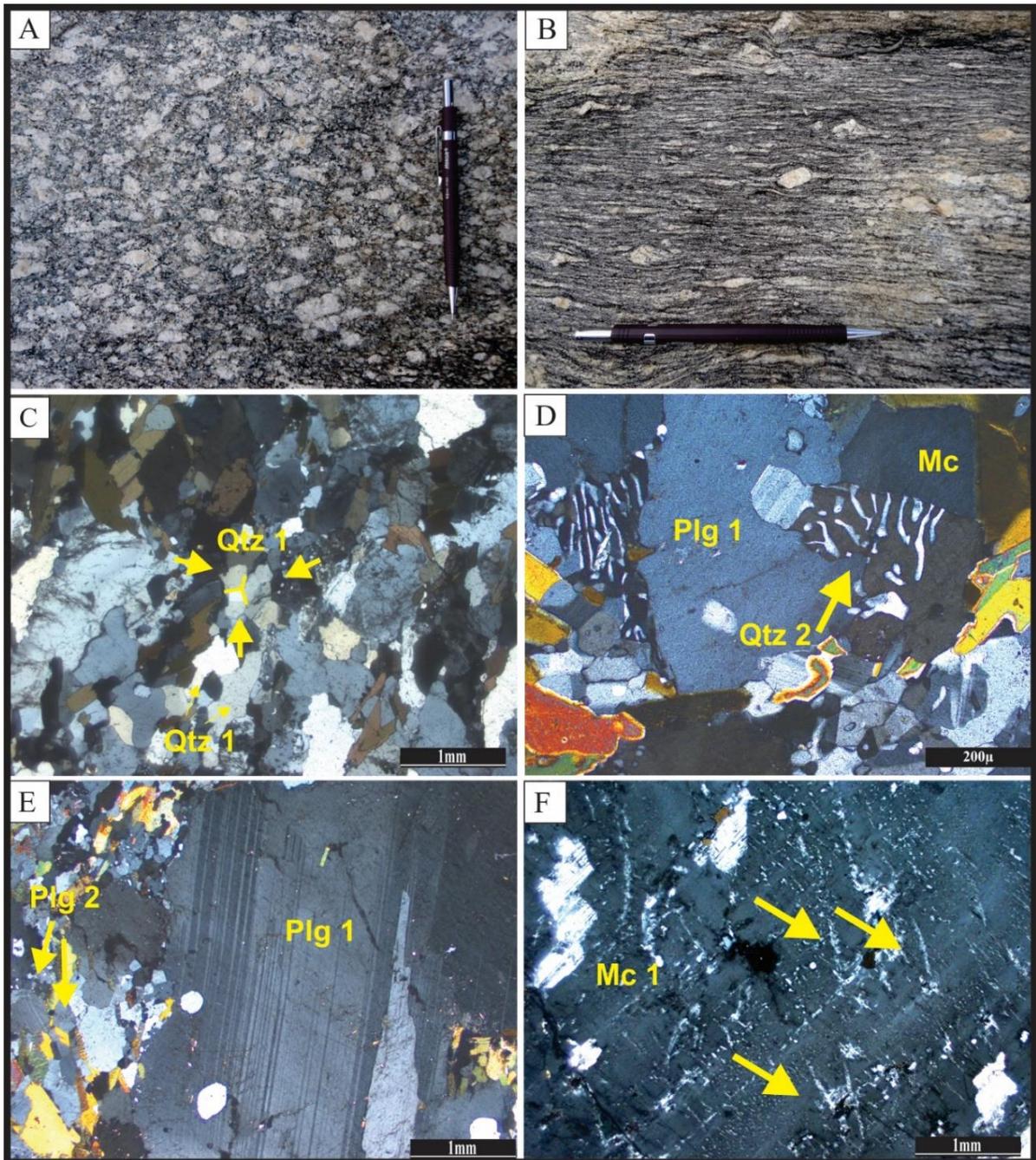


Figura 3.6- Aspectos petrográficos do Biotita monzogranito: A) Textura porfirítica, com fenocristais de feldspato sem orientação preferencial e sem evidências de deformação, sugerindo estrutura de fluxo magmático; B) Porfiroclastos de feldspato orientados exibindo feições de amendoamento como resultado de processos deformacionais; C) Cristais anédricos de quartzo (Qtz 1) com contato poligonal ou tríplice. Setas em amarelo indicam o contato em ponto tríplice entre cristais de quartzo, aspecto característico de estrutura de recuperação; D) Quartzo (Qtz 2) intercrescido com plagioclásio formando textura mirmequítica; E) Fenocristal de plagioclásio (Plg 1) com borda irregular e leve alteração para sericita; cristais subédricos de plagioclásio (Plg 2) dispersos na matriz; F) Intercrescimento perítico (*filetes*). Em C, D, E e F nicóis cruzados.

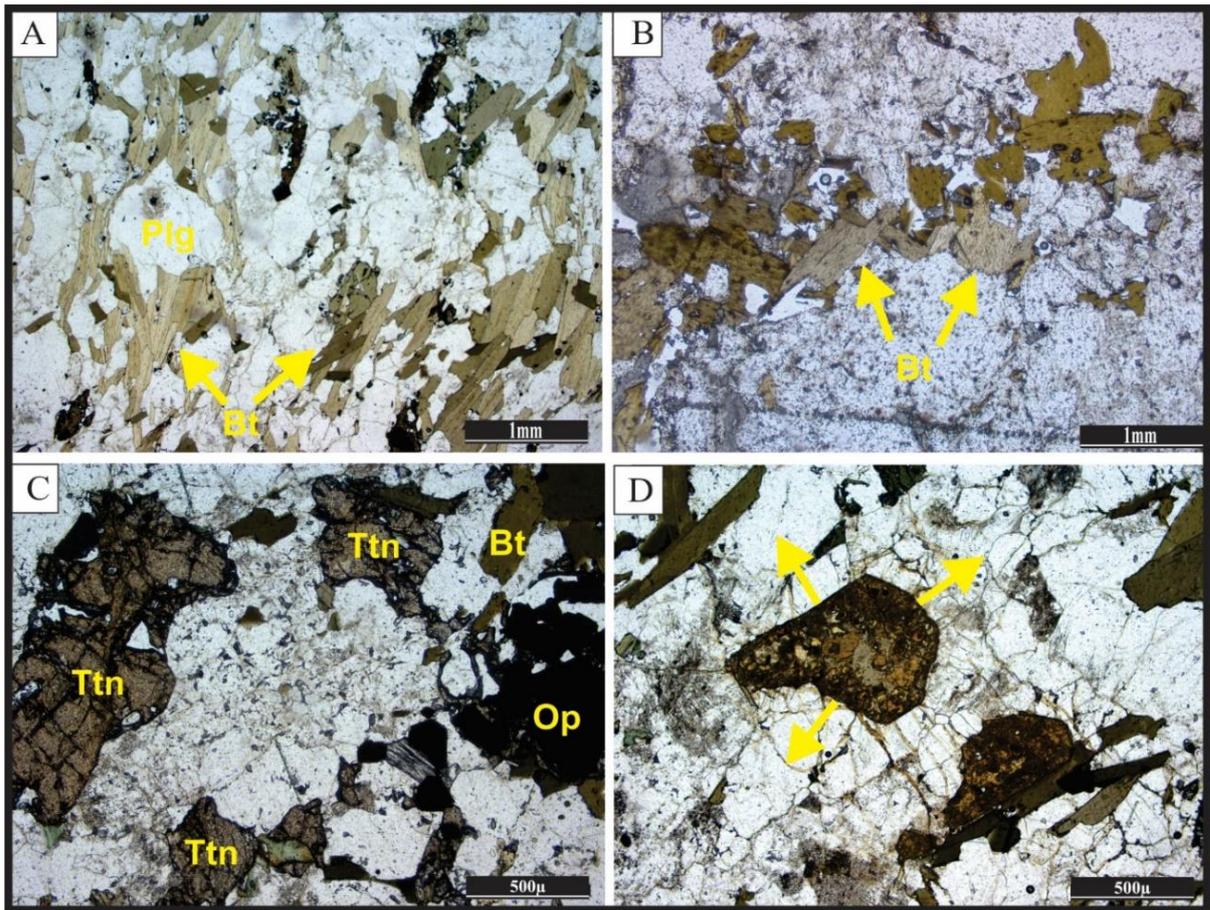


Figura 3.7- Aspectos petrográficos do Biotita monzogranito: A) Lamelas orientadas de biotita contornando cristais de plagioclásio; B) Agregado subédrico de biotita sem orientação preferencial; exibindo pleocrísma variando de verde amarronzado a amarelo pálido; C) Titanita subédrica associada a minerais opacos; D) Cristais subédricos de alanita metamitizada de coloração laranja pálido e fraturas radiais no seu entorno, destacadas por setas amarelas. Em A, B, C e D nicóis paralelos.

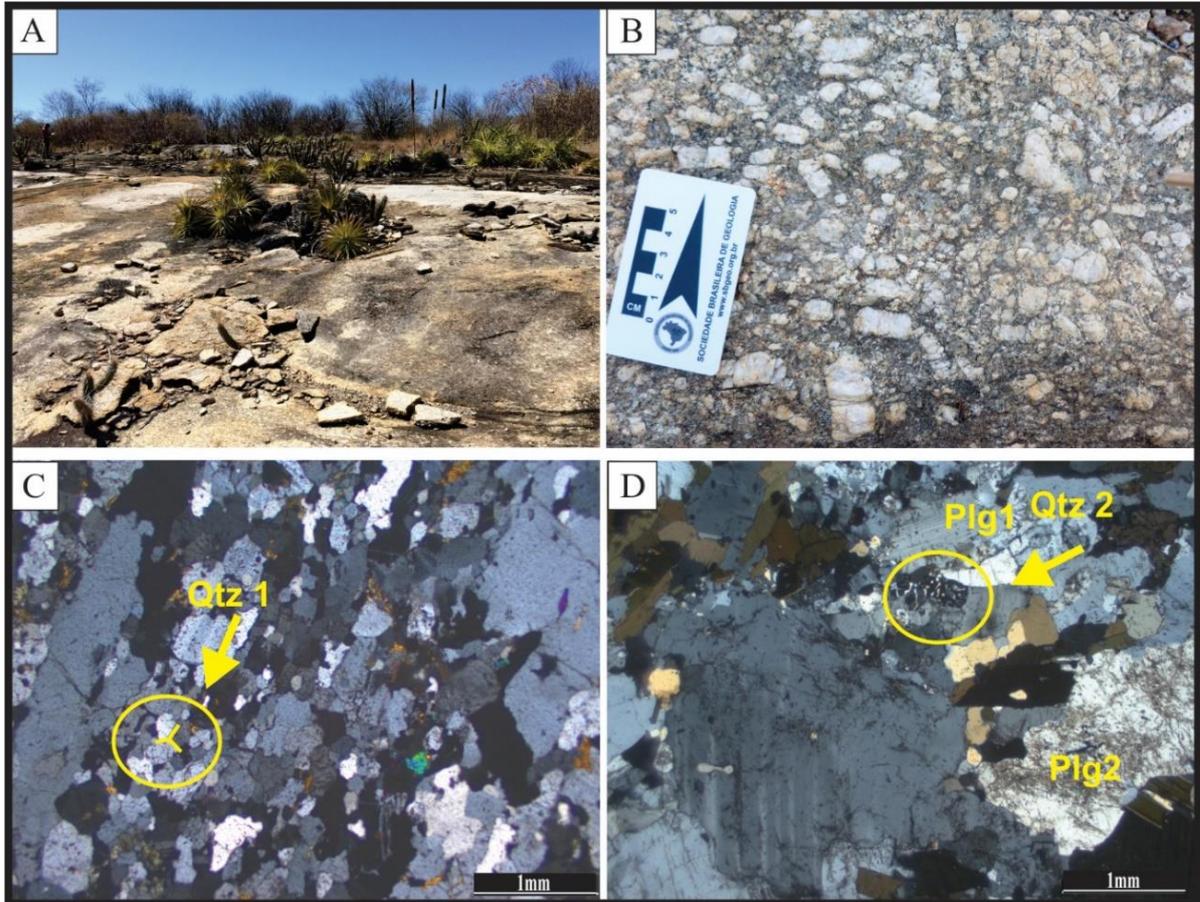


Figura 3.8- Aspectos petrográficos do Titanita-biotita-hornblenda granodioritos. A) Exposição mais expressiva do litotipo, constituída de grandes lajedos em superfícies rebaixadas; B) Aspecto da textura porfírica, com fenocristais de álcali-feldspato com discreto alinhamento do fluxo magmático; C) Cristais anédricos de quartzo (Qtz1) com contato poligonal ou tríplice. Seta em amarelo indica contato em ponto tríplice entre cristais de quartzo; D) Quartzo (Qtz2) intercrescido com plagioclásio formando textura mirmequítica. Em C e D nícois cruzados.

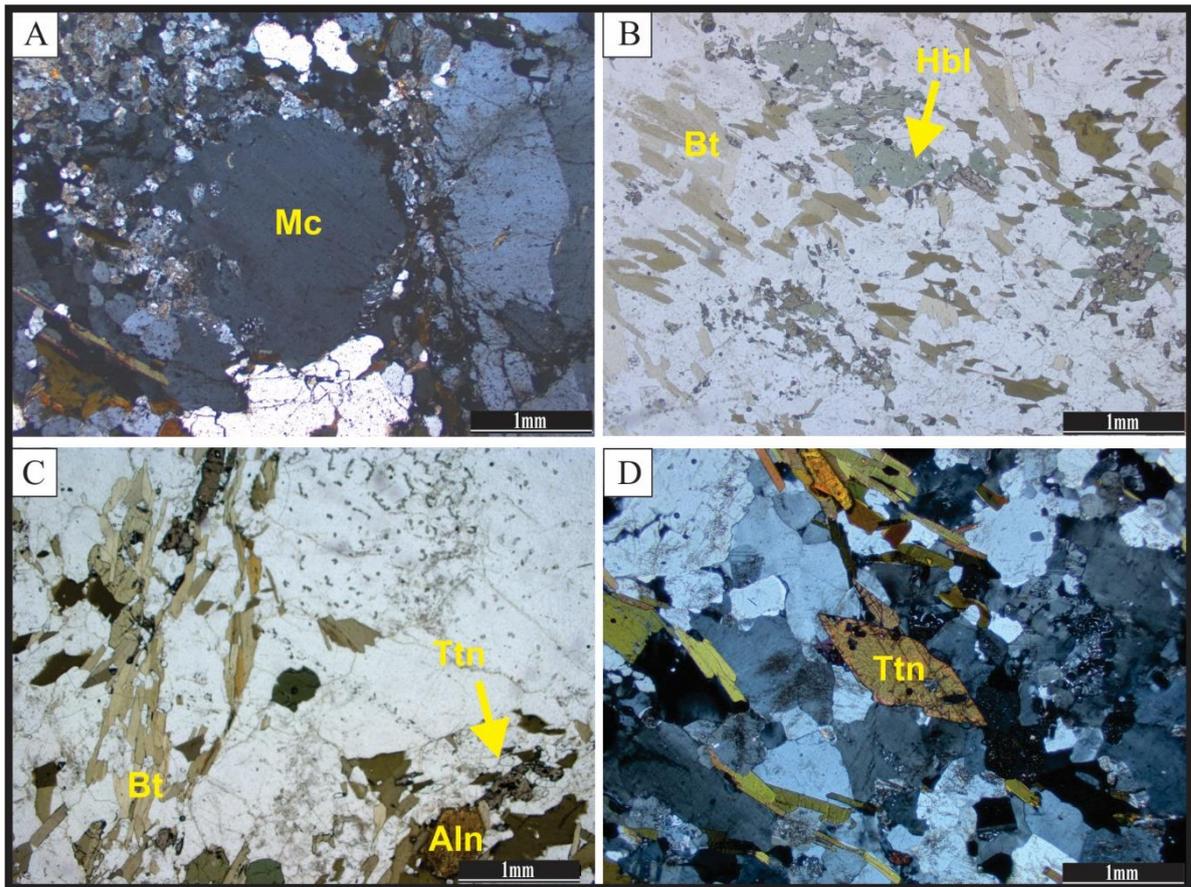


Figura 3.9 Aspectos petrográficos do Titanita-biotita-hornblenda granodioritos - A) Porfiroclasto subédrico de microclínio com borda recristalizada; B) Cristal de hornblenda e biotita subédricos concordantes com a foliação tectônica e contornando os fenocristais; C) Agregado de biotita com pleocróismo moderado (amarelo claro e marrom escuro) mostrando lamelas subédricas fortemente orientadas contornando cristal de feldspato; alanita e titanita associados à biotita; D) Cristal euédrico de titanita com hábito prismático, concordante com a foliação da rocha. Nicois cruzados em A e nicois paralelos em B,C e D.

3.1.3- Hornblenda-biotita quartzo diorito

Os enclaves e lentes de quartzo diorito associados ao Granito Rio Verde permitiu indicar que os mesmos possuem coloração cinza escura e granulação média (Figura 3.10-A). São compostos por cristais de plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, fortemente orientados definindo uma foliação de fluxo. Os minerais acessórios são titanita e opacos.

Microscopicamente, apresenta textura granular hipidiomórfica sendo sobreposta por uma textura caracterizada pela ocorrência de cristais de biotita e hornblenda orientados e amendoados segundo uma direção preferencial, o que indica uma leve modificação na trama originalmente ígnea. Megacristais de plagioclásio provenientes das fácies graníticas estão inseridos no quartzo diorito e mostram feições de amendoamento (Figura 3.10-B).

O plagioclásio (~ 55-57%) do tipo oligoclásio- andesina (An 30), com dimensões entre 0,9 – 0,12 mm apresenta-se na forma de cristais subédricos com maclamento albita e albita-carlsbad. Exibem moderada alteração para sericita e argilo-minerais (Figura 3.10-C).

O quartzo (0,3- 0,4 mm) constitui aproximadamente entre 6-8 % ocorre como cristais subédricos com extinção ondulante moderada a forte, por vezes formando subgrãos. Seus contatos são irregulares, retilíneos e com pontos tríplexes (Figura 3.10-D).

A biotita (~ 0,6 mm) constitui, aproximadamente, entre 19 e 23 % dos minerais e ocorre como lamelas subédricas bastante orientadas (Figura 3.10-E). Exibe pleocroísmo variando de verde amarronzado a amarelo pálido. Comumente os cristais estão associados com a hornblenda e contornam os fenocristais amendoados de plagioclásio.

A hornblenda (0,5 - 6,0 mm) perfaz, aproximadamente, entre 9-10 % dos minerais e ocorre em cristais subédricos concordantes à foliação da rocha. A luz natural exibe pleocroísmo moderado (verde claro e verde azulado). Seus cristais ocorrem associados à biotita (Figura 3.10-F). A titanita aproximadamente entre 3-5 % desenvolve cristais finos, hipidiomórficos, em agregados com os minerais máficos ou bordejando minerais opacos.

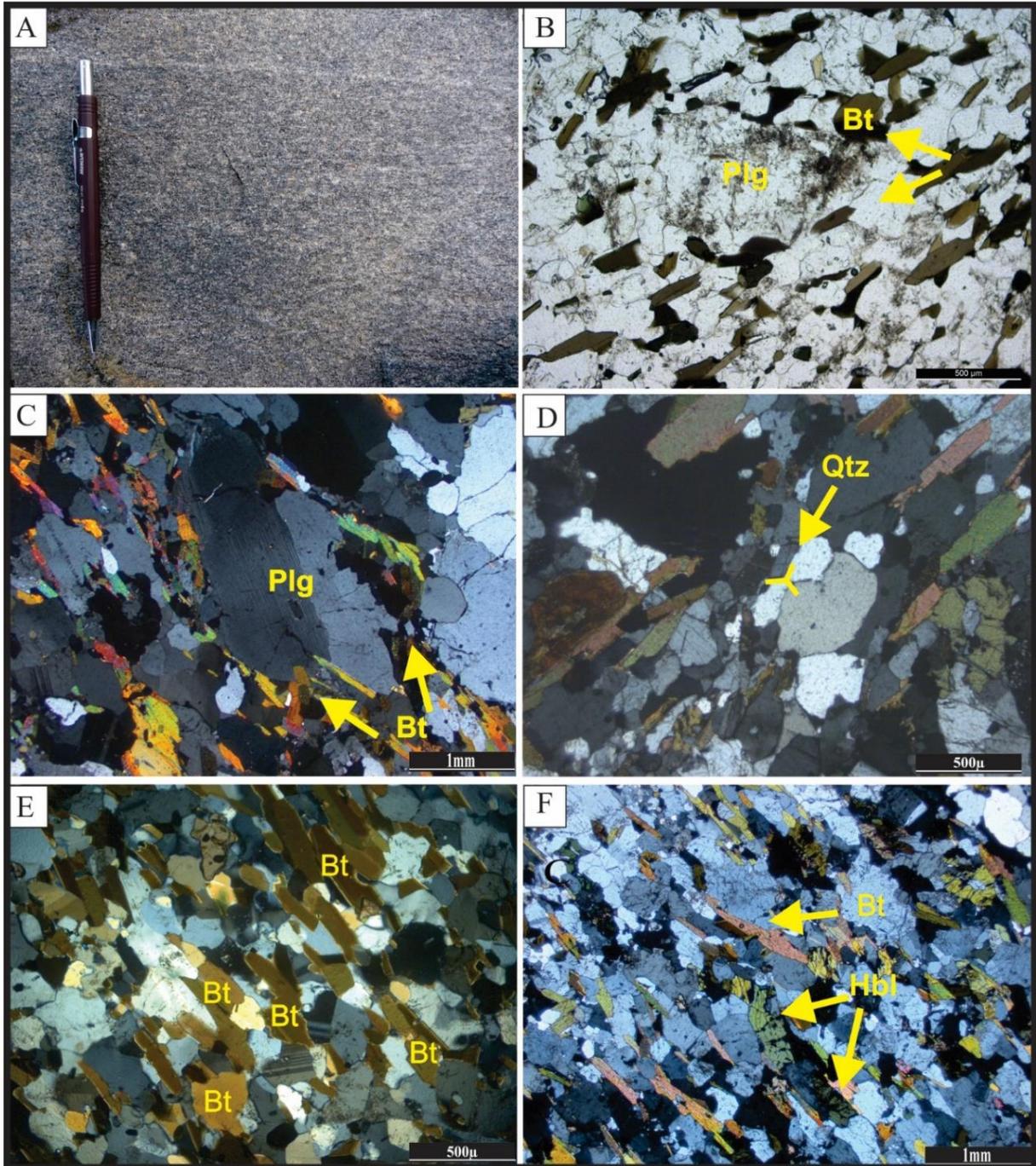


Figura 3.10- Aspectos do Hornblenda-biotita quartzo diorito: A) Rocha de granulação média com coloração cinza escura; B) Ocorrência de cristais de biotita e hornblenda orientados e contornando porfiroclastos de plagioclásio, possivelmente originais das fácies graníticas, mostrando feições de amendoamento; C) Porfiroclastos de plagioclásio contornado por lamelas de biotita; D) Agregados de cristais anédricos de quartzo com contato poligonal em ponto tríplice indicado pela seta em amarelo; E) Agregados de biotita orientados em lamelas subédricas de pleocroísmo moderado (amarelo claro e marrom escuro); F) Cristais subédricos de hornblenda associados com cristais de biotita e concordantes à foliação. Em C, D, E e F nicois cruzados. Em B nicois paralelos.

CAPÍTULO 4- GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

4.1 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

Os dados geocronológicos pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS foram obtidos em amostras do Granito Rio Verde, incluindo o enclave quartzo diorítico. As datações foram realizadas na amostra P2, que representa o Biotita monzogranito e nas amostras M1 e P3 do Hornblenda-biotita quartzo diorito. No caso do monzogranito foram separados cinquenta (50) cristais de zircão na fração granulométrica de 250-180 μm . Por sua vez, do quartzo diorito os cristais de zircão foram obtidos com grande dificuldade, embora tenha-se trabalhado com mais de 10kg de rocha para ambas amostras. Da amostra M1 foi possível extrair vinte e cinco (25) cristais da fração granulométrica 180-125 μm , enquanto que da amostra P3 foram coletados cinquenta (50) cristais, todos na fração granulométrica 250-180 μm .

4.1.1- Dados geocronológicos do Biotita monzogranito

As imagens de catodoluminescência obtidas para os cristais de zircão presentes no Biotita monzogranito, mostraram que estes são prismáticos e possuem uma relação comprimento:largura de 3x1 e, raras vezes 2x2. Em geral formam cristais euédricos, com terminação bipiramidal, e zoneamento oscilatório concêntrico típico de zircão magmático (Figura 4.1-A). Podem ainda apresentar textura irregular (Figura 4.1-C), além de núcleos escuros (Figura 4-D) e núcleos claros sem zoneamento (Figura 4.1-E). Alguns cristais apresentam bordas corroídas e textura irregular no interior do grão (Figura 4.1-F). Inclusões prováveis de apatita foram identificadas isoladamente (Figura 4.1-B).

No procedimento analítico foram feitas quarenta (40) análises em trinta e seis (36) cristais de zircão do Biotita monzogranito cujos resultados encontram no Apêndice A. Dos cristais analisados oito (8) apresentaram valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500 e dezesseis (16) entre 2.500 e 1.000. Para os demais cristais, o valor dessa razão ficou abaixo de 1.000. Para valores abaixo de 1.000 da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, em princípio, não seria razoável realizar a correção de Pb comum, uma vez que o modelo adotado para essa correção pode resultar em erros significativos na medida em que aumenta a quantidade de ^{204}Pb . No entanto, com o objetivo de investigar se a correção aplicada utilizando o modelo de Stacey e Kramers (1975) influencia no cálculo da idade U-Pb no zircão, os dados geocronológicos para estes doze (12)

cristais foram igualmente tratados, mas não foram considerados para o cálculo final da idade do Granito Rio Verde.

Utilizando apenas os oito (8) cristais com valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500, foi obtida idade discordante definida por um intercepto superior de 586 ± 20 Ma (Figura 4.2-A). Dentre esses, cinco (5) cristais forneceram uma idade concordante de $592 \pm 3,2$ Ma (Figura 4.2- B). Por sua vez, os dezesseis (16) cristais cujo valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ficou entre 1.000 e 2.500 permitiram definir uma linha discordante cujo intercepto superior indica idade de 593 ± 17 Ma (Figura 4.2-C). Essa idade, embora com erro mais elevado, é similar àquela definida pelos cinco (5) cristais concordantes. Considerando que essas três idades definidas se superpõem no limite dos erros analíticos, o diagrama Concórdia foi construído para esses vinte e quatro (24) cristais de zircão e resultou na idade para o intercepto superior de 589 ± 13 Ma (Figura 4.2-D).

Uma vez que todas as idades calculadas nos diferentes grupamentos de cristais de zircão adotados variaram entre 586 ± 20 Ma e 593 ± 17 Ma pode-se estimar, com segurança, que o alojamento do Granito Rio Verde aconteceu em cerca de 590 Ma. Com isso, sugere-se que a idade concordante de $592 \pm 3,2$ Ma (Figura 4.2 B) seria representativa da cristalização do Biotita monzogranito.

Outro diagrama Concórdia foi construído para os doze (12) cristais de zircão que apresentaram valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 1.000. Eles se alinham ao longo de uma discórdia cujo intercepto superior define idade de 593 ± 9 Ma (Figura 4.2-E). Por fim, todos os trinta e seis (36) cristais foram agrupados em um digrama com idade de intercepto superior de $590 \pm 9,8$ Ma (Figura 4.2 F). Esta idade é similar às demais obtidas nos diferentes arranjos desenvolvidos neste trabalho. Assim fica evidente que o modelo adotado para a correção de chumbo comum é adequado para as rochas dessa idade.

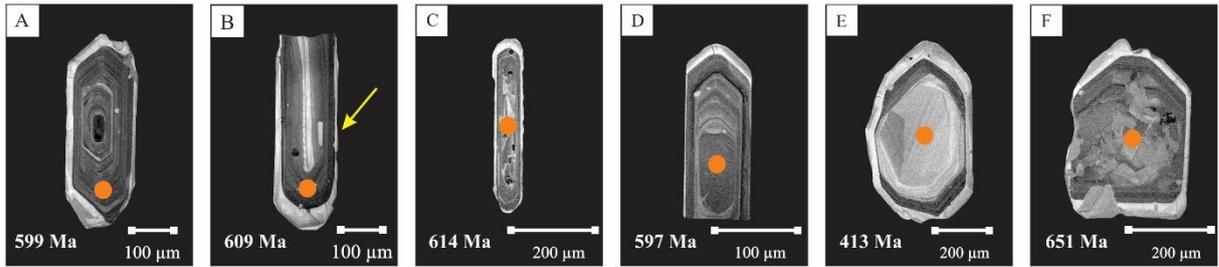


Figura 4.1- Aspectos gerais dos cristais de zircão em imagens de catodo luminescência da amostra P2 representada pelo Biotita monzogranito. A) Zircão prismático euédrico com zoneamento oscilatório concêntrico com terminação bipiramidal; B) Zircão prismático euédrico com inclusão de apatita (Ap) destacada em seta amarela e núcleo claro; C) Zircão prismático com textura irregular e bordas levemente corroídas; D) Zircão prismático com zoneamento oscilatório concêntrico e núcleo escuro sem zoneamento; E) Zircão subédrico, com núcleo claro; F) Zircão subédrico, com bordas corroídas, e com zoneamento oscilatório concêntrico, na parte mais externa, e textura irregular na porção interna.

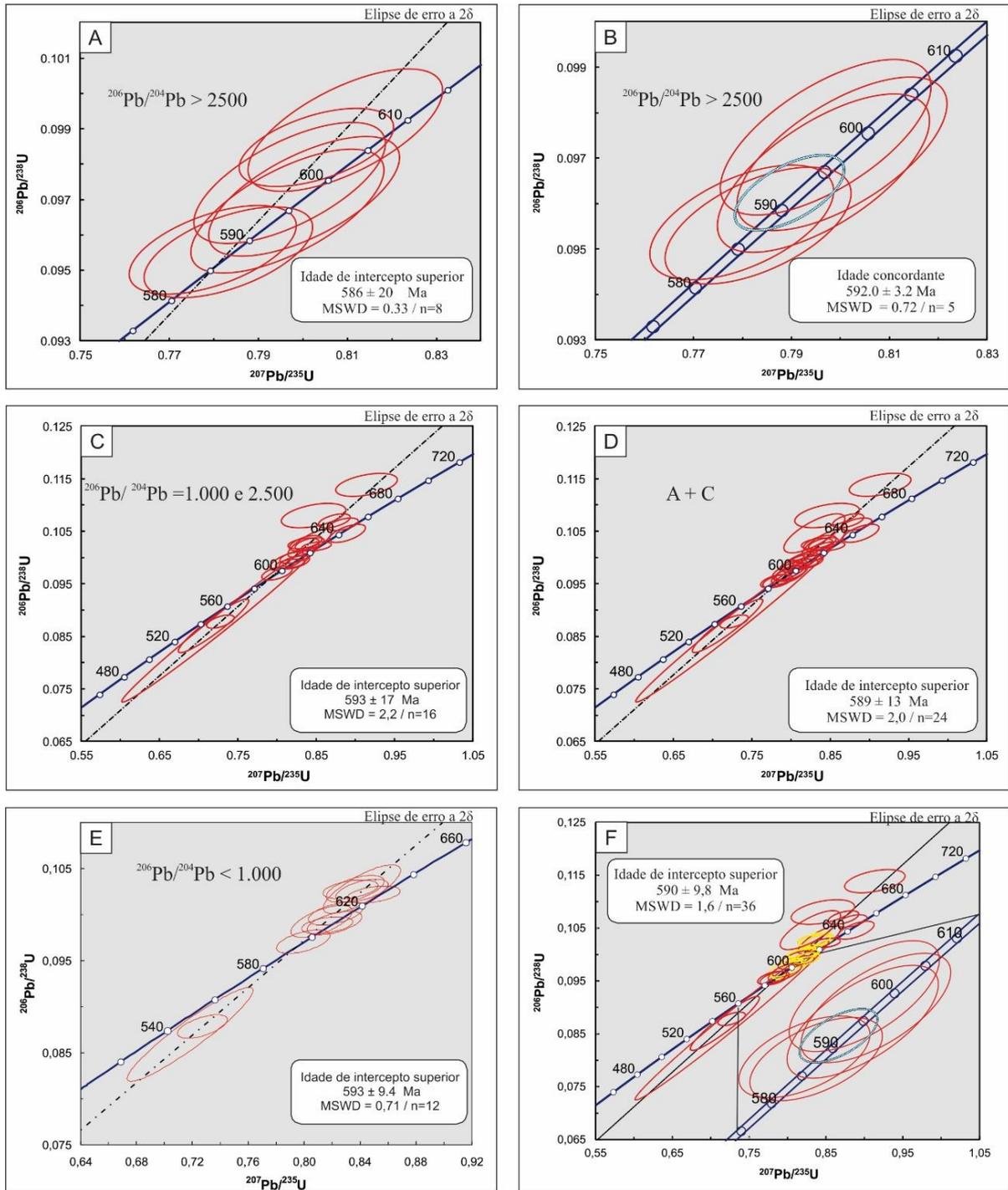


Figura 4.2- Diagramas Concórdia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) para o Biotita monzogranito: A) Idade de intercepto superior utilizando todos os cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2500$; B) Idade concordante fornecida por 5 cristais com com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2500$; C) Idade de intercepto superior para 16 cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500; D) Idade de intercepto superior para 24 cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2500$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500; E) Idade de intercepto superior para 12 cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 1.000$; F) Idade de intercepto superior para 36 cristais do Biotita monzogranito, os circulos em amarelo indicam os cristais descartados por alto chumbo comum ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), e inset de cinco (5) cristais concordantes.

4.1.2- Dados geocronológicos do Hornblenda-biotita quartzo diorito (Enclave)

Para o quartzo diorito, representativo dos enclaves do Granito Rio Verde, foram analisados cristais de zircão das amostras P3 e M1. Para a amostra M1 não foi possível obter imagens de catodoluminescência devido problemas analíticos no LABMEV. Portanto, qualquer discussão sobre a estrutura interna dos cristais de zircão dessa amostra será bastante limitada. Entretanto, imagens de elétrons retro espalhados (ERE) mostram cristais prismáticos, subédricos, com relação comprimento:largura 2x1 (Figura 4.3-A). Observam-se ainda cristais cuja porção central apresenta aspectos texturais diferentes da porção externa, além de bordas corroídas (Figura 4.3-B). Inclusões de apatita estão presentes nos cristais de zircão (Figura 4.3-C). Alguns cristais apresentam diferentes intensidades de faturamento (Figuras 4.3-D, E e F).

Dos vinte e cinco (25) cristais selecionados para análise geocronológica da amostra M1 somente quinze (15) forneceram dados analíticos, sendo que dois (2) cristais foram analisados no núcleo e na borda. Os cristais que forneceram resultados analíticos, em geral, foram aqueles da fração 180-125 μ m. A Tabela 4.2 em Apêndice mostra esses dados. Doze cristais apresentaram valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500, sendo que quatro (4) cristais são claramente herdados e forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2.067 e 2.506 Ma (Figura 4.4- A). O cristal herdado M1-3, devido ao seu maior tamanho teve o núcleo e a borda analisado fornecendo idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2506 e 2280, respectivamente (Tabela 4.2 em Apêndices). A Figura 4.5-A apresenta estes cristais herdados no diagrama Concórdia, incluindo os dois resultados para o cristal M1-3.

Dois (2) cristais apresentaram valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 2.500 e 1.000. Um com discordância de 2% (cristal M1-20) e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 594 Ma. Por sua vez, o segundo cristal forneceu a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 596,5 Ma, no entanto, ele apresenta uma discordância de 81% (Figura 4.4-A). Finalmente, um cristal concordante, mas com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 1.000, apresentou uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 592 Ma (Apêndice B).

Utilizando oito (8) cristais com valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500, e incluindo somente a análise de borda do zircão M1.4b (Figura 4.4-C), a idade obtida no intercepto superior da Concórdia é de 588 ± 100 Ma (Figura 4.5-B). Dentre esses cristais, quatro (4) com grau de concordância entre 90 a 110% forneceram a idade discordante com intercepto superior de 607 ± 19 Ma (Figura 4.5-C). Incluindo neste diagrama Concórdia o cristal M1-20, a idade obtida no intercepto superior é de 603 ± 17 Ma (Fig. 4.5-D).

Dos cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500, três (3) apresentaram um grau de concordância entre 95 e 105%. Estes forneceram idade concordante de $607,1 \pm 4,8$ Ma (Figura 4.5-E). Incluindo neste diagrama Concórdia o cristal M1-20, obtém-se a idade

concordante de $604,5 \pm 7,9$ Ma (Figura 4.5-F). Considerando as duas idades concordantes obtidas ($607,1 \pm 4,8$ Ma e $604,5 \pm 7,9$ Ma) e a idade de intercepto superior definida pelos 8 (oito) cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500, pode-se estimar uma faixa de idade entre 588 – 607 Ma para essa rocha.

Os cristais de zircão do quartzo-diorito extraídos da amostra P3 (Apêndice C) em geral são prismáticos mas, raramente, mostram terminação piramidal. As imagens de catodoluminescência revelaram a presença de cristais anédricos (Figura 4.6-A) e quebrados (Figura 4.6-D). Os raros cristais preservados mostram uma relação comprimento *versus* largura na proporção 2x1 (Figura 4.6-B) e 3x1 (Figuras 4.6-C e D). Cristais com zoneamento oscilatório concêntrico são igualmente raros (Figura 4.6-B), sendo mais comum cristais sem estrutura interna e bordas corroídas ou irregulares (Figuras 4.6-E e F). Um número significativo de cristais apresenta estrutura que lembra um maclamento irregular, subparalelo ao eixo cristalográfico C (Figura 4.6-C). Os cristais que mostraram essa estrutura interna foram submetidos a análise semiquantitativa por MEV-EDS visando confirmar se realmente eram cristais de zircão. As análises revelaram um conteúdo de SiO_2 na faixa de 18% e um teor de zircônio situado entre 54-56 %. Esses dados analíticos permitiram concluir que se tratavam efetivamente de zircão.

Na amostra P3 foi possível realizar análises isotópicas em vinte e nove (29) cristais de zircão, das quais dezoito (18) apresentaram valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500. Neste conjunto de zircão dois (2) cristais são claramente herdados (Figura 4.7 – A) e forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2.460 e 2.743 Ma (Figura 4.8-A). Dois (2) cristais com discordância de 76% e 37% foram descartados (Figura 4.7-B). Por sua vez, onze (11) cristais apresentaram valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 2.500 e 1.000.

Utilizando os quatorze (14) cristais com valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500 (Figura 4.7-C) a idade obtida no intercepto superior da Concórdia foi de 548 ± 31 Ma (Figura 4.8-B). Dentre esses cristais, utilizando os sete (7) que possuem grau de concordância entre 95 a 105% foi possível gerar uma idade de intercepto superior de 545 ± 74 Ma (Figura 4.8-C).

Os onze (11) cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500, forneceram idade no intercepto superior de 555 ± 28 Ma (Figura 4.8-D). Dentre esses cristais, cinco (5) possuem grau de concordância entre 97 e 103% (Figura 4.7 – D) que gerou uma discordância com intercepto superior de 615 ± 180 Ma (Figura 4.8-E). Considerando as diferentes abordagens empregadas para o cálculo da idade obteve-se uma faixa entre 545 e 615 Ma para essa amostra.

É interessante notar que dos cristais analisados quatro (4) apresentam concordância entre 99 e 101%, sendo três (3) com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2500 e um com valor dessa razão entre 1.000 e 2.500. No primeiro caso a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses cristais é 539 Ma, 550 Ma e 594 Ma. No segundo essa idade foi de 568 Ma (Figura 4.8-F).

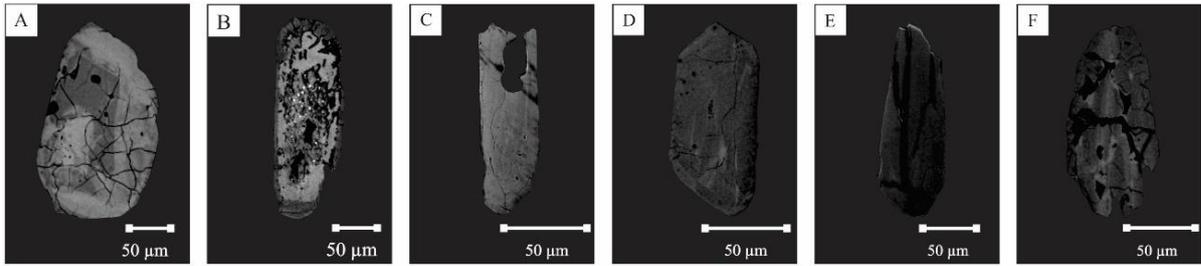


Figura 4.3- Imagens de elétrons retro espalhados (ERE) da amostra M1. A) Zircão subédrico com zoneamento oscilatório; B) Zircão prismático subédrico com borda corroída e textura interna irregular; C) Zircão prismático subédrico possível inclusão; D) Zircão prismático euédrico com pequenas fraturas; E) Zircão subédrico com muitas fraturas; F) Zircão subédrico com textura interna irregular, bordas corroídas e muitas fraturas.

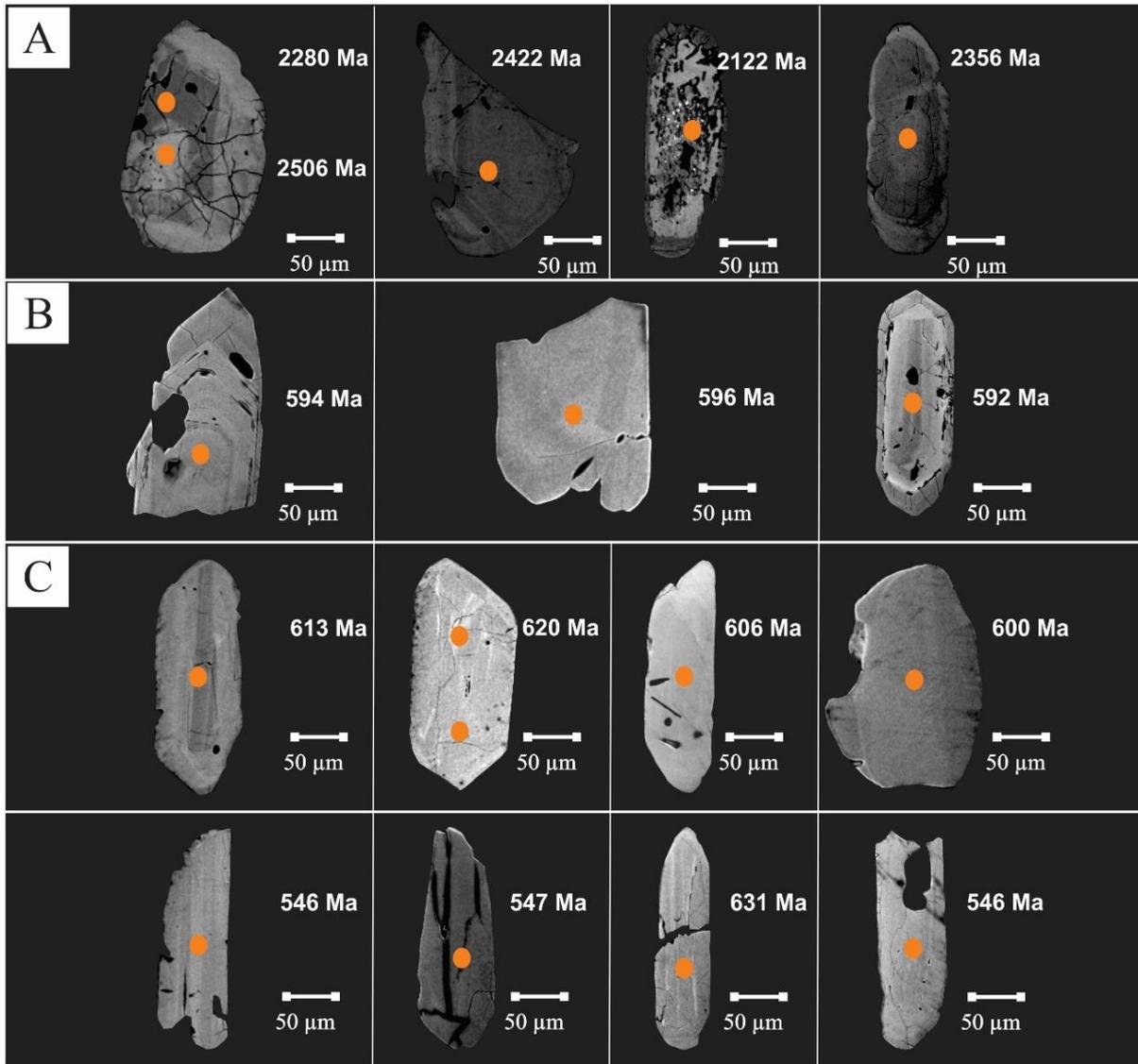


Figura 4.4- Imagens de cristais zircão do Hornblenda-biotita quartzo diorito obtidas por elétrons retro espalhados: A) Quatro (4) cristais de zircão herdados incluindo a análise de núcleo e borda do zircão M1-3 em decorrência do seu tamanho; B) Cristal M1-20 com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 594 Ma, com discordância de 2%, seguido de cristal com discordância de 81% e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 596 Ma, finalmente, um cristal concordante, mas com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 1.000, apresentando idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 592 Ma; C) Oito (8) cristais com valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500, incluindo somente a análise de borda do zircão M1.4b idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 620 Ma. As esferas laranjas marcam o local de incidência do feixe de laser.

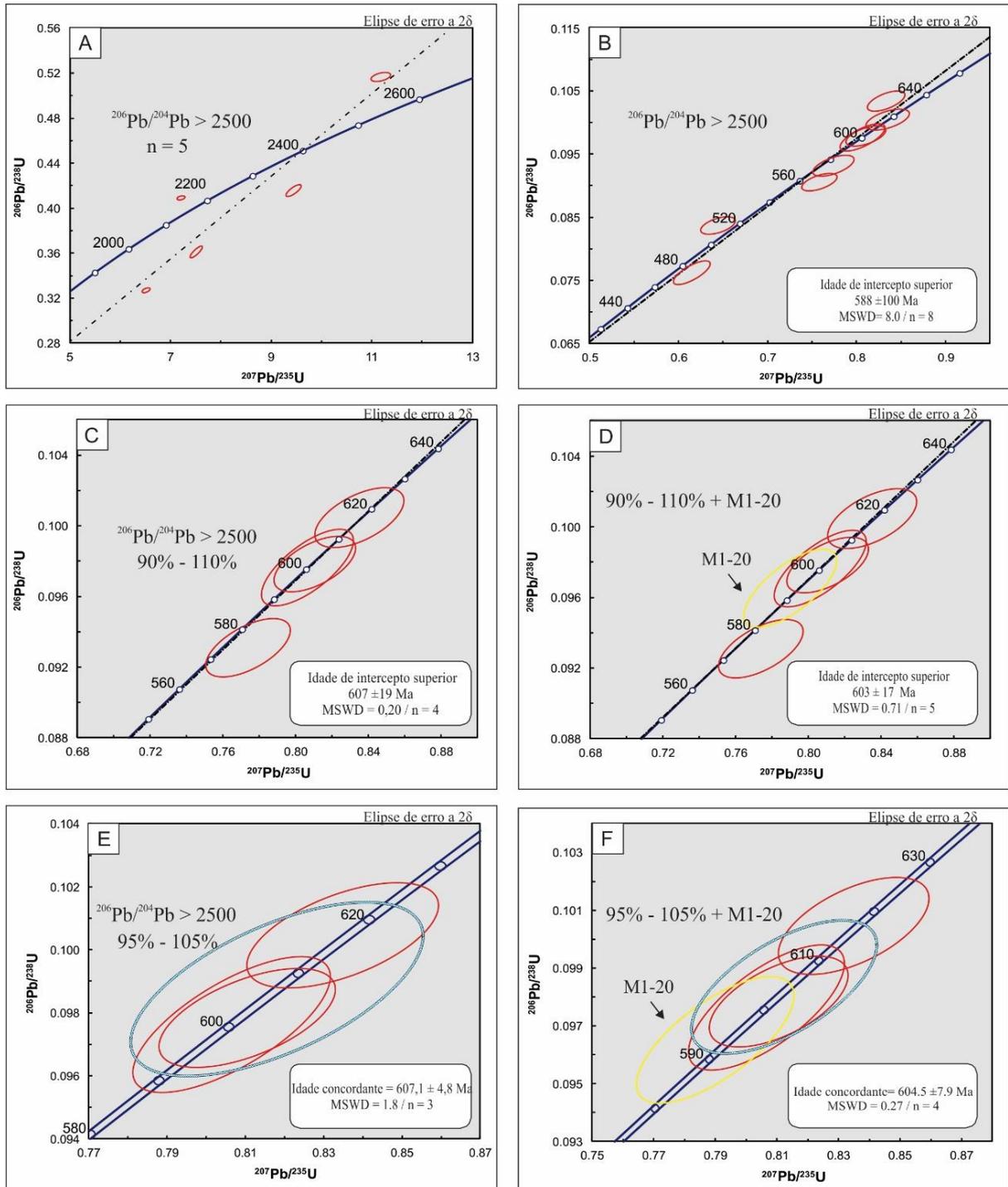


Figura 4.5- Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra M1: A) Diagrama com cristais herdados de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2.067 e 2.506 Ma, incluindo os dois resultados para o cristal M1-3; B) Idade de intercepto superior para 8 cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500; C) Idade de intercepto superior para quatro (4) cristais com grau de concordância entre 90 e 110%; D) Idade de intercepto superior para quatro (4) cristais com grau de concordância entre 90 e 110% incluindo o zircão concordante M1-20; E) Idade concordante para 3 cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500 e grau de concordância entre 95 e 105%; F) Idade concordante para 3 cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500 e grau de concordância entre 95 e 105% incluindo o cristal M1-20.

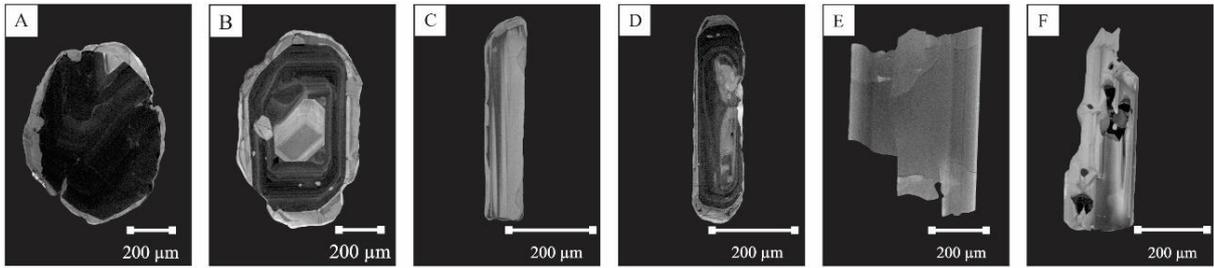


Figura 4.6- Imagens de catodo luminescência dos cristais de zircão do Hornblenda-biotita quartzo diorito: A) Zircão anédrico com núcleo escuro e borda corroída; B) Zircão subédrico com zoneamento oscilatório concêntrico, borda corroída e destaque para o núcleo herdado; C) Zircão subédrico com ausência de estrutura interna; D) Zircão euédrico com zoneamento na porção externa e textura irregular; E) Zircão anédrico com ausência estrutura interna e borda corroída; F) Zircão subédrico com textura irregular e bordas corroídas.

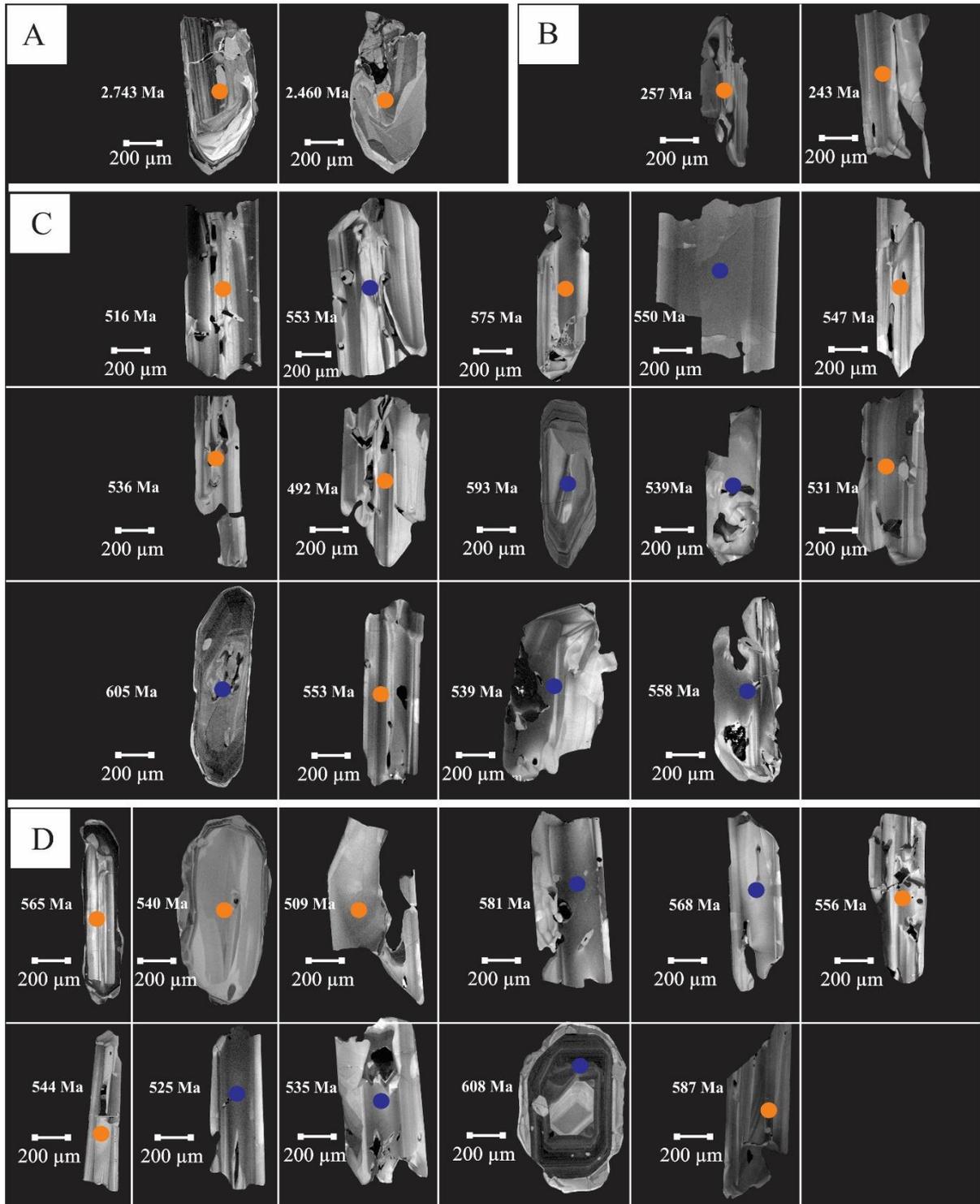


Figura 4.7- Imagens de catodoluminescência de zircões do Hornblenda-biotita quartz diorito. A) Dois (2) cristais herdados de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2.460 e 2.743 Ma; B) Dois (2) cristais com discordância de 76% e 37% descartados; C) Quatorze (14) cristais com valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500. Dentre esses cristais, sete (7) que possuem grau de concordância entre 95 a 105% destacado pelo círculo azul; D) Onze (11) cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500; Dentre esses cristais, cinco (5) possuem grau de concordância entre 97 a 103% destacados pelo círculo em azul.

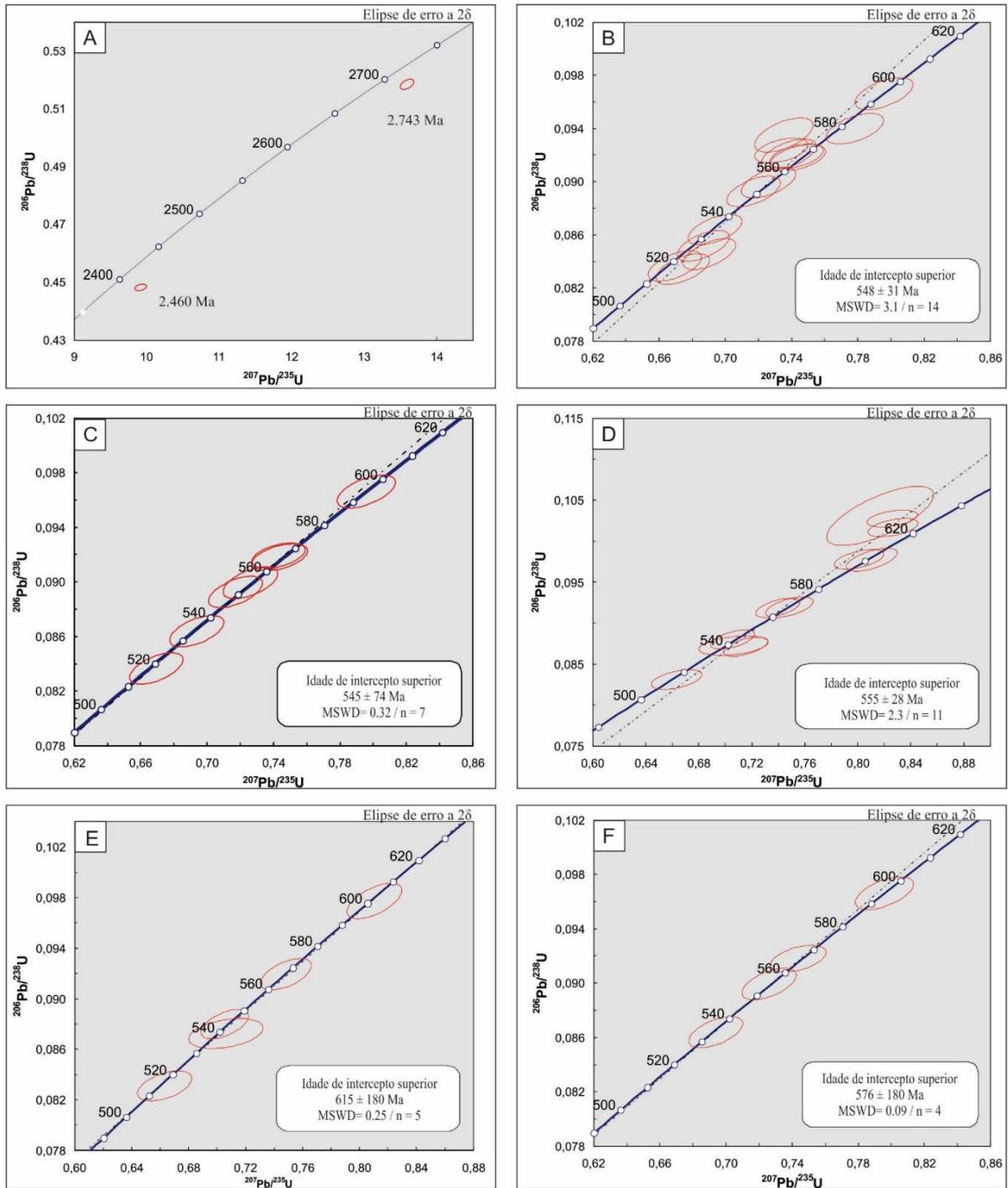


Figura 4.8- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra P3. A) 2 cristais herdados de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2.460,3 e 2.742,9 Ma; B) Idade de intercepto superior para 14 cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500; C) Idade de intercepto superior para 7 cristais com grau de concordância entre 95 a 105%; D) Idade de intercepto superior para 11 cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500; E) Idade de intercepto superior para 5 cristais com grau de concordância entre 97 a 103% e valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500; F) Idade de intercepto superior para 4 cristais com grau de concordância entre 99 e 101%, sendo três 3 com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500 e um com valor dessa razão entre 1.000 e 2.500.

4.2. GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd

Além da definição da idade de cristalização do Granito Rio Verde, com base na datação U-Pb em zircão, foi empregado sistema isotópico Sm-Nd afim de determinar a idade-modelo (T_{DM}) desse corpo granítico. Com isso buscou-se investigar se Granito Rio Verde está associado a formação de uma crosta juvenil ou se foi gerado a partir da fusão de rochas crustais mais antigas.

As análises Sm-Nd foram realizadas em duas amostras do Granito Rio Verde e os resultados obtidos são mostrados na Tabela 4.1. As duas análises forneceram valores para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,06528 e 0,06709. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ apresentou valores de 0,511136 e 0,511202. Os valores de $f(\text{Sm-Nd})$ foram de -0,659 e -0,668.

Valores calculados para $f(\text{Sm-Nd})$ inferior a -0,39 ou superior a 0,54 correspondem a razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ inferiores a 0,090 ou superiores a 0,125. Valores de $f(\text{Sm-Nd})$ situados no intervalo de -0,39 e 0,54 ($^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd} = 0,09-0,125$) são esperados para rochas graníticas que não apresentam fracionamento magmático. Por sua vez, valores situados fora do intervalo mencionado são característicos de rochas que sofreram algum fracionamento químico dos elementos terras raras (Sato e Siga Jr. 2000). Este fracionamento químico afetaria o sistema Sm-Nd e estaria possivelmente ligado a um processo de fusão parcial do protólito crustal pré-existente.

Os valores de $f(\text{Sm-Nd})$ e da razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ das rochas analisadas do Granito Rio Verde situam-se fora do intervalo mencionado (Tabela 4.1). Dessa forma, pode-se assumir que houve um fracionamento químico no sistema Sm-Nd. Segundo Sato e Tassinari (1997) rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios, tais como granada ou alanita, o samário fraciona muito fortemente em relação ao neodímio, o que inviabiliza o cálculo de idade T_{DM} segundo a evolução isotópica do neodímio em estágio único.

As quantidades significativas de alanita no Granito Rio Verde poderiam explicar, em parte, os valores de $f(\text{Sm-Nd})$ e da razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ indicativos de fracionamento isotópico do sistema Sm-Nd. Adicionalmente, a presença de granada na rocha fonte que fundiu para gerar o magma granítico poderia, por exemplo, também ter contribuído para este fracionamento intracrustal. Especulações a parte, o fato é que as idades-modelo T_{DM} calculadas em estágio único não podem ser interpretadas como indicativas da formação da crosta que originou o magma fonte do Granito Rio Verde. Assim, as idades modelo de 1,91 e 1,96 Ga calculadas em estágio único utilizando o modelo de manto empobrecido de DePaolo (1988) não teriam significado geológico (Tab. 4.1).

Sato e Tassinari (1997) propuseram para essas situações um modelo de evolução em estágio duplo da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade T_{DM} . Para isso é necessário conhecer a idade de cristalização da rocha. No caso de Granito Rio Verde a idade determinada pelo sistema U-Pb em zircão foi de ~590 Ma. Utilizando o modelo de Sato e Tassinari (1997) as idades T_{DM} recalculadas em estágio duplo foram de 2,48 e 2,56 Ga (Tab. 4.1). Assim fica evidenciada a contribuição de crosta neoarqueana para o magmatismo que originou o Granito Rio Verde, cujo registro na área está representado pelos ortognaisses do Complexo Granjeiro. Todavia, como essas idades estão no limite Nearqueano - Sideriano não se pode descartar a possibilidade das idades T_{DM} representarem a mistura de fontes crustais arqueanas com material crustal mais jovem.

Os valores de ϵ_{Nd} foram calculados levando em conta a idade de cristalização obtida neste trabalho de ~ 590 Ma. Assim, os valores altamente negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(590 \text{ Ma})}$ de (-18,26 e -19,42) indicam contribuição de crosta antiga pré-existente para a formação do magma fonte do Granito Rio Verde, corroborando as idades modelo T_{DM} (estágio duplo) obtidas para este plúton.

Tabela 4.1 - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS para as amostras representativas do Granito Rio Verde.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	f_{Sm}/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd} (0)	ϵ_{Nd} (t=590 Ma)	T_{DM} (Ga)	T_{DM} (Ga) estágio duplo
BtMzg	4,00	36,09	-0,659	0,067	0,511	-28,01	-18,26	1,91	2,48
TnBtHbGdr	5,12	47,41	-0,668	0,065	0,511	-29,30	-19,42	1,96	2,56

CAPÍTULO 5- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1 IDADE U-Pb EM ZIRCÃO DO GRANITO RIO VERDE E DOS ENCLAVES QUARTZO DIORÍTICOS.

Os dados geocronológicos U-Pb obtidos em cristais de zircão da fácies petrográfica Biotita monzogranito do Granito Rio Verde forneceram resultados satisfatórios. As idades obtidas, utilizando a sistemática de interpretar os resultados das diferentes populações de zircão, definidas com base no maior ou menor teor de chumbo comum, foram consistentes, e permitiram definir a idade de colocação desse plúton. Os valores do parâmetro MSWD não ultrapassaram 0,72 quando considerados os cinco (5) cristais com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2.500$, e que geraram uma idade concordante de $592 \pm 3,2$ Ma. Certamente, a qualidade dos cristais de zircão analisados, todos bem preservados, apresentando terminação bipiramidal e zonamento oscilatório, influenciou no cálculo da idade (Fig 5.1). Por sua vez, cristais com valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500, apesar do valor do parâmetro MSWD ter sido mais elevado (2,2), permitiram definir idade discordante no intercepto superior de 593 ± 17 Ma. Vale também destacar a idade de $593 \pm 9,4$ Ma (MSWD = 0,71) obtida com cristais de zircão cujo valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ficou abaixo de 1.000. Essas idades são virtualmente semelhantes entre si, porém com erros analíticos diferentes. Consequentemente, pode-se considerar que a idade concordante de $592 \pm 3,2$ Ma seria representativa desse magmatismo granítico.

A análise geocronológica dos enclaves quartzo dioríticos presentes no Granito Rio Verde foi realizada em duas amostras, entretanto os resultados não foram satisfatórios e dados geocronológicos adicionais são necessários para definir acuradamente a idade destes enclaves e do magmatismo máfico.

A amostra M1 (enclave) apresentou idade similar àquela do Biotita monzogranito. Utilizando os três cristais de zircão com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2.500$ foi definida idade concordante de $607 \pm 4,8$ Ma (MSWD = 1,8). Individualmente os cristais apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 613, 604 e 600 Ma. Todavia, a avaliação da qualidade dessas idades ficou prejudicada por não existirem imagens de CL-MEV para visualizar a preservação da estrutura interna desses cristais (Fig. 5.2). Por sua vez, a idade concordante de $604 \pm 7,9$ Ma (MSWD = 0,27) foi obtida por estes três cristais e incluindo outro zircão com concordância de 100%, mas com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000-2500. Essa idade de $604 \pm 7,9$ Ma Ma pode ser tomada como referência para estes enclaves.

A outra amostra do enclave (P3) apresentou um conjunto de dados complexos, cujo cálculo revelou ampla variação de idades concordantes de cristais individuais de zircão. A baixa precisão dos resultados obtidos pode, em parte, ser atribuída a complexidade textural dos cristais de zircão. Em geral anédricos e com presença de inclusões e estrutura interna complexa. Alguns desses cristais foram submetidos a análise por MEV-EDS para confirmar se, efetivamente, eram cristais de zircão, uma vez que o hábito e a estrutura interna deixavam dúvidas de que se tratava desse mineral. Os cristais de zircão com grau de concordância entre 95 e 105 % e com estrutura interna complexa forneceram idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 539 e 558 Ma. Por sua vez, os cristais mais perfeitos com terminação bipiramidal e evidências de zoneamento oscilatório apresentaram idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 593 e 605 Ma (Fig. 5.3), revelando dois grupos de valores de idade para os cristais de zircão dos enclaves.

Cristais com grau de concordância entre 95 e 105% e razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2500$ apresentaram idade discordante de 545 ± 74 Ma (MSWD = 0,32). Para cristais com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1.000 e 2.500 a idade obtida foi de 555 ± 28 Ma (MSWD = 2,3). Os erros analíticos dessas idades as colocam em um patamar superior entre 583 e 619 Ma. Utilizando apenas cristais com alto grau de concordância (99 e 101%) , sendo três com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2.500 e um com valor dessa razão entre 1.000 e 2.500, se define idade discordante de 576 Ma, mas com erro analítico extremamente alto (180 Ma). Conclusivamente, os diagramas concórdia construídos para esta rocha não permitiram definir com segurança a sua idade. A presença de cristais com 95 e 105% de concordância e idades entre 545 e 607 Ma sugere que pode ter havido rejuvenescimento do sistema U-Pb em alguns cristais por processos pós-magmáticos. O quartzo diorito mostra evidências claras de deformação ao cisalhamento em zonas transcorrentes indicada pela presença de foliação milonítica definida pela biotita e hornblenda, além de recristalização de quartzo. Essas feições, aliadas ao fato dos cristais de zircão serem anédricos e apresentarem estrutura interna complexa, sugerem que eventos deformacionais que afetaram a rocha podem ter causado o rejuvenescimento parcial do sistema isotópico U-Pb de alguns cristais de zircão.

Neste caso, devido a eventos deformacionais mais jovens que afetaram o Granito Rio Verde, gerando as feições de milonitização observadas em faixas no corpo granítico, e os enclaves de composição quartzo diorítica sugere-se que as idades mais antigas (590 a 605 Ma) indicariam a idade do magmatismo. Por sua vez, as idades mais jovens (540 a 560) resultariam do rejuvenescimento parcial do sistema U-Pb relacionado à tectônica transcorrente que afetou a região. Assumindo esta interpretação, pode-se inferir que as amostras dos enclaves datadas

neste trabalho indicariam que este evento magmático teria ocorrido na faixa de idade entre 590 e 605 Ma.

5.2. ORIGEM DO MAGMA PAI DO GRANITO RIO VERDE

As análises Sm-Nd realizadas em duas amostras do Granito Rio Verde apresentaram valores para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,06528 e 0,06709 e para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511136 e 0,511202. Esses resultados geraram valores de $f(\text{Sm-Nd})$ de -0,659 e -0,668. Esses valores são sugestivos de fracionamento intracrustal do sistema Sm-Nd e, portanto, as idades-modelo T_{DM} calculadas em estágio único (1,91 e 1,96 Ga) não teriam significado geológico (Sato e Siga Jr. 2000). Em função disso utilizou-se o modelo de Sato e Tassinari (1997) para o cálculo de idades T_{DM} em estágio duplo. As idades determinadas por esse modelo de 2,48 e 2,56 Ga, sugere contribuição de crosta arqueana para a formação do magma granítico que originou o Granito Rio Verde. Tal interpretação é corroborada pela ocorrência de gnaisses arqueanos na região de Várzea Alegre representados pelo Complexo Granjeiro. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ de -18,26 e -19,42 indicam também contribuição de crosta antiga pré-existente para a formação do magma pai do Granito Rio Verde. Todavia, não é possível descartar a contribuição de material crustal mais jovem uma vez que as idades T_{DM} obtidas situam-se no limite entre o Neoarqueano e o Sideriano.

Estudos pelo sistema Sm-Nd em granitos da Suíte Intrusiva Itaporanga realizados por Martins Sá *et al.* (2014), Van Schmus *et al.* (1995), Mariano & Mauricio (1999) e Macedo *et al.* (1995) apresentaram igualmente valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(600\text{Ma})}$ variando entre -9,0 e -17,9 (Tabela 5.1). Esses dados vêm corroborar a interpretação de que os magmas graníticos dessa Suíte, a exemplo do Granito Rio Verde, se formaram a partir de fusão da crosta mais antiga e, portanto, não são indicativos de geração de crosta juvenil. As idades modelo T_{DM} nesses granitos variando aproximadamente 1,7 e 2,5 Ga indicam que pode ter havido contribuição de crostas tanto arqueana como proterozoica, ou ainda a mistura de crostas antigas com mais jovem para a geração desses diferentes magmas.

Tabela 5.1- Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras de granitos representativas da Suíte Itaporanga. * Martins Sá *et al.*, (2014) ** Van Schmus *et al.*, (1995) *** Mariano & Mauricio (1999).

Unidade	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	ϵNd (t=0.6 Ga)	T_{DM} (Ga)
Granito Pereiro*	9.5	49.6	0.1154	0.5114	- 23.09	- 17.2	2.52
Granito Itaporanga **	-	-	0.0975	-	- 16.06	- 9	1.65
Serra da Lagoinha ***	-	-	-	-	- 17.9	-	2.07

5.3. A MISTURA DE MAGMAS A LUZ DOS DADOS DE CAMPO E GEOCRONOLÓGICOS

As feições de campo do Granito Rio Verde, descritas com maior detalhe no Capítulo 3 deste documento, revela que se trata de um corpo alongado constituído por monzogranito e granodiorito com textura porfíricas (fenocristais de álcali-feldspato) associados a enclaves de composição quartzo diorítica, com feições sugestivas de processos de mistura mecânica de magmas. Evidências dessa mistura são sugeridas pela presença de contatos geralmente irregulares (Fig. 3.4–D), além de enclaves com formas irregulares (Fig 3.4–F), frequentemente englobando megacristais de feldspato provindos da porção porfírica do granito. Essas feições indicam diferenças de temperatura entre os dois magmas, pois no momento em que o granito estava com grande percentagem de fenocristais o magma, ainda estava líquido e quente para incorporar esses megacristais. Os aspectos de campo indicativos de processos de mistura de magma observados no Granito Rio Verde também foram reconhecidos no Granito Itaporanga bem como em diversos plutons incluídos nesta Suíte como os corpos graníticos Serra da Lagoinha (Van Schmus *et al.* 1995.), Serrinha (Mariano & Mauricio 1999), Pereiro (Jaziel Martins Sá *et al.* 2014), Tourão e Carubas (Trinidade *et al.* 1999). Tais plútons são enquadrados no magmatismo sin-transcorrente da Província Borborema segundo a classificação de Araujo *et al.* (2014).

Nestes casos de mistura de magmas, os dados geocronológicos para as rochas graníticas e para os enclaves máficos deveriam indicar a contemporaneidade desses eventos magmáticos. Especificamente para o Granito Rio Verde, a idade U-Pb em zircão determinada

de ~ 590 Ma está bem definida. No entanto, a idade da rocha quartzo diorítica não ficou bem estabelecidas, uma vez que as amostras datadas desses enclaves não permitiram definir com exatidão a idade. Os cristais de zircão apresentaram texturas bastante complexas que podem ter se formado devido a deformação milonítica que atingiu este plúton durante e após o seu alojamento nas rochas do Complexo Granjeiro. Essas modificações texturais, possivelmente associadas a diferentes etapas de deformação, podem ter causado o rejuvenescimento do sistema U-Pb, gerando cristais de zircão concordantes de diferentes idades. De qualquer forma, idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ na faixa de 590 a 605 Ma, fornecidas por cristais de zircão concordantes apresentando zoneamento oscilatório e terminação bipiramidal (feições típicas de cristais magmáticos), apontam para a contemporaneidade entre o magmatismo granítico e o de composição máfica.

5.4. O GRANITO RIO VERDE NO CONTEXTO DA GRANITOGENESE BRASILIANA NA PROVÍNCIA BORBOREMA

Diversos granitoides do Neoproterozoico formados por diferentes processos tectônicos são relatados na Província Borborema. Estes diferentes eventos de magmatismo foram tentativamente organizados por Ganade de Araujo *et al.* (2014), e cuja proposta é aqui utilizada como referência para entender o evento magmático que gerou o Granito Rio Verde e demais corpos similares da região de Várzea Alegre. A idade ~590 Ma obtida para o Granito Rio Verde e a sua associação a zonas de cisalhamento permite enquadrá-lo como pertencente ao grupo de eventos graníticos sin-transcorrente na classificação proposta por Ganada de Araujo *et al.* (2014). No entanto, a faixa de idade entre 570 e 580 Ma sugerida para esse magmatismo granítico parece, a princípio, incompatível visto que a idade concordante do Granito Rio Verde é de $592 \pm 3,2$ Ma (2σ , $n=5$). Todavia, a faixa de idade sugerida por Araújo *et al.* (2014), embora incorpore a grande maioria dos plutons, deve ser considerada como uma aproximação da idade desse evento, uma vez que vários plútons enquadrados no magmatismo graníticos sin-transcorrente apresentam idades acima do limite de 580 Ma. O Granito Itaporanga, por exemplo, incluído por estes autores neste evento de magmatismo, possui idade U-Pb em zircão de $584,5 \pm 2$ Ma (Brito Neves *et al.* 2003). Outro corpo enquadrado neste grupo foi o Granito Chaval cuja idade U-Pb é de $591 \pm 8,1$ Ma (Fetter, 1999). Consequentemente, seria coerente ampliar essa faixa de idade para 570 - 590 Ma.

Assim, o fato dessas rochas graníticas possuírem idades entre 570 e 590 Ma (incluindo esta obtida neste trabalho) seria indicativo de que houve um intervalo de tempo de cerca de 20 Ma para a geração destes diferentes magmas graníticos, a partir da fusão de material crustal

mais antigo. Esse intervalo de tempo é compatível com a instalação de zonas de cisalhamento transcorrente, intracrustais, em resposta aos ajustes resultantes da colisão de diferentes blocos ligados a amalgamação do Gondwana Ocidental ao final do Neoproterozoico. As idades modelo Sm-Nd e os valores de $\epsilon_{Nd(590Ma)}$ corroboram a fusão intracrustal para a geração destes magmas graníticos associados às zonas de cisalhamento.

Dessa forma, considera-se que o magmatismo granítico associado a zonas cisalhamento transcorrente na região de Várzea Alegre faz parte da granitogênese sin-transcorrente da Província Borborema sugerida por Ganade de Araujo *et al.* (2014). No entanto, com base nos dados geocronológicos do Granito Rio Verde e de outros plutons incluídos nesta granitogênese por aqueles autores, sugere-se ampliar o intervalo desse evento para 570 – 590 Ma. Considerando que as feições petrográficas descritas para o Granito Rio Verde são, de certa forma, similares aos granitoides da Suíte Intrusiva Itaporanga, a inclusão deste plúton granítico nesta Suíte não pode ser descartada. Todavia há a necessidade de estudos geoquímicos no Granito Rio Verde para definir esta sugerida correlação. Deve-se ressaltar, no entanto, que a presença de rochas graníticas cartografadas no recente mapeamento da Folha Cedro foram incluídas na Suíte Itaporanga (Gomes *et al.* 2018)

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES

Os dados de campo, petrográficos, geocronológicos e isotópicos do Granito Rio Verde produzidos neste trabalho, adicionados à informações da literatura geológica permitiram avançar no entendimento do magmatismo granítico do Neoproterozoico que gerou os plutons alojados nas rochas gnáissicas arqueanas do Terreno Granjeiro. A partir de informações da literatura sabe-se que Ganade de Araújo *et al.* (2014) englobou plútons na faixa de idade 570 e 580 Ma como granitoides sin-transcorrentes aos quais o Granito Rio Verde pode ser um bom exemplo dada as características típicas de um sistema transcorrente da região de Várzea Alegre (CE).

O Granito Rio Verde possui características de natureza plutônica com texturas porfiríticas, bem com tramas deformacionais impressas em faixas miloníticas impostas por zonas de cisalhamento transcorrente. Associado a este corpo ocorrem enclaves de composição de quartzo diorítica, com evidentes feições de processos de mistura de magmas granítico com magma máfico. Os dados petrográficos permitiram o reconhecimento de três petrofácies: Titanita-biotita-hornblenda granodiorito (TnBtHbGdr), Biotita monzogranito (BtMzg) e Hornblenda biotita quartzo diorito. Foram reconhecidas feições de deformação e recristalização nestas rochas como cristais de quartzo com contato em ponto tríplice e quartzo em fita, típicas de rochas que sofreram processos deformacionais. Entretanto, há porções onde a textura granular hipidiomórfica está presente, indicando ausência de deformação.

A datação geocronológica realizada pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS no Biotita monzogranito indicou a idade de ~ 590 Ma para esse magmatismo granítico. O tratamento dos dados isotópicos U-Pb utilizando a metodologia de agrupamentos de cristais com diferentes valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrou que a correção de chumbo comum utilizando o modelo de Stacey e Kramers (1975) não influenciou no cálculo das idades. O diagrama Concórdia construído somente com cristais de zircão com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2.500$ apresentou idade de $592 \pm 3,2$ Ma. Por sua vez, o diagrama contruído com cristais cujo valor dessa razão ficou no intervalo entre 1.000 e 2.500 apresentou idade de 593 ± 17 Ma. Finalmente, a idade de 593 ± 9 Ma foi obtida para os cristais que apresentaram valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 1.000$. Essas idades são virtualmente semelhantes entre si, porém com erros analíticos diferentes. Conseqüentemente, pode-se considerar que a idade concordante de $592 \pm 3,2$ Ma (MSWD = 0,72) é representativa desse magmatismo granítico.

A análise geocronológica U-Pb em zircão de enclaves quartzo dioríticos foi realizada em duas amostras. A amostra M1 definiu idade concordante de $607 \pm 4,8$ Ma (MSWD 1,8) em 3 cristais de zircão com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2.500$. Por sua vez, na amostra P3, os cristais de zircão que apresentaram textura interna complexa, e aqueles com valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 2.500$, forneceram idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, com alto grau de concordância (95 e 105 %), entre 539 e 558 Ma. Contrariamente, os cristais com terminação bipiramidal e evidências de zoneamento oscilatório apresentaram idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 605 e 593 Ma. As idades mais jovens são interpretadas como resultado do rejuvenescimento parcial do sistema U-Pb possivelmente relacionado à deformação associada a reativações das zonas de cisalhamento transcorrentes. Considerando a idade concordante de $607 \pm 4,8$ Ma obtida para a amostra M1, e a faixa entre de idade 593 a 605 Ma fornecida pelos cristais com melhor preservação das feições primárias da amostra P3, é sugestiva da contemporaneidade entre os magmatismos granítico e máfico que interagiram durante a intrusão com registros nos enclaves do presentes no Granito Rio Verde. No entanto, os dados geocronológicos U-Pb em zircão ainda são insuficientes para definir com exatidão a idade deste magmatismo mais máfico.

As análises isotópicas Sm-Nd realizadas em duas amostras do Granito Rio Verde apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ negativos (-18,26 e -19,42) indicando a contribuição de crosta antiga pré-existente para a formação do magma pai do Granito Rio Verde. As idades-modelo calculadas em estágio duplo (2,48 e 2,56 Ga) indicam contribuição de crosta arqueana para este magmatismo. Todavia, a contribuição de material crustal mais jovem não pode ser descartada. Esses dados isotópicos são compatíveis com o contexto geológico da região de Várzea Alegre em que o Granito Rio Verde e outros corpos similares são intrusivos em gnaisses arqueanos e paleoproterozoicos do Terreno Granjeiro.

REFERÊNCIAS

- Alcântara V. C. 2008. *Tectônica e litogeoquímica de rochas supracrustais e ortognaisses a norte e a sul da Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (Paraíba): um teste da hipótese de terrenos no Domínio Central da Província Borborema*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFPE, Recife, 130p.
- Almeida F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, do *Boletim do DNPM-DGM*, **241**: 1- 36.
- Almeida F. F. M; Hasui, Y; Brito Neves, B. B; Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17 (1-2): 1–19.
- Almeida F.F.M., Hasui, Y, Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais Brasileiras. In: SBG, 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, *Atas...* p. 363-391.
- Angelim L. A. A, Medeiros V. C, Nesi J. R. 2006. *Projeto geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Norte*. Mapa geológico do estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. CPRM/FAPERN, Recife. (Programa Geologia do Brasil).
- Angelim L. A. 2004. Folha SB.24 Jaguaribe. In: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas- SIG: folha SB.24 Jaguaribe*. Geological map of Brasil 1:1.000.000 scale: geographic information system - GIS. *Brasília* Programa Geologia do Brasil. CPRM, 41 1 CD-ROM.
- Antunes A. F., Galindo A.C., Alves da Silva F. C., Sá, E. J.de. 2000. Magmatismo granítico de afinidade subcalina/monzonítica no Maciço São José do Campestre, Província Borborema (NE do Brasil): o exemplo do plúton Monte das Gameleiras. *Geochemical Brasiliensis*, **14**(1): 51-69.
- Archanjo C.J. 1993. *Fabrics de plúton granitiques et deformation crustale du NortEst du Brésil*. Tese de Doutorado, Universidade de Toulouse III. 167p.
- Bard J. P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing Company. Tokyo. 246p.
- Almeida F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, **50**:77-111.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Bears, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M. & Santos, J.O.S. 2001. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de informações geográficas. Escala 1: 2.500.000*. CPRM, Brasília, 4 CD-ROM.
- Bizzi L.A, Schobbenhaus, C, Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília: CPRM, 692p.
- Brito Neves B. B., Van Schmus W. R., Santos E.J., Neto M. C., Campos, Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* (4): 279-296.

- Brito Neves, B.B., Dos Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil, *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds). Tectonic Evolution of South America - 31st international geological congress*, Rio de Janeiro, 151-182 p.
- Brito Neves B. B., Santos E. J. 1984. Província Borborema - In HASUI, Y e Almeida, F.F.M (Eds) - *O Pré-Cambriano do Brasil, Edgard Blücher*, São Paulo, p.123-186.
- Brito Neves, B.B.; Santos, E.J, Van Schmus. 2001. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil, *In: Cordani, U. G., Milani e Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds) Tectonic Evolution of South America - 31st international geological congress*, Rio de Janeiro, p.151-182.
- Brito Neves B. B., Passarelli C. R., Basei M. A. S., Santos E. J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, 3 :25-38.
- Caby R. 1991. Progressive shear during cooling and uplift of granulites: exemple of the Médio Coreaú domain, northeast Brazil. *E. U. G., Strasburg, Terra. Abstracts* 3, p.124.
- Cavalcante J. C., Vasconcelos A. M., Medeiros M. F., Paiva I. P., Gomes, F. E. M., Cavalcante S. N., Cavalcante J. E., Melo A. R. C., Duarte Neto V. C) Benevides H. C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1: 500.000*. Fortaleza, MME / CPRM.
- Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I. V., Ávila J. N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**: 275-295.
- Dallmeyer D. R., Sial A. N., Long, L. E., McMurry, J., 1987. New evidence for the polyphase tectonothermal evolution of the Brasiliano orogen, Northeast Brazil. *Geological Society of America, Annual Meeting*. Phoenix, Arizona, Abstracts, p. 634.
- Dantas E. L., Silva A. M., Almeida T., Moraes R. A. V. 2003. Geophysical data applied to modern geological mapping problems: A case-study in the Seridó Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências (2-Suplemento)*: 65-72.
- De Paolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 187p.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, Longmans. 696 p.
- Dickson B. L., Scott, K. M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17: 187-200.
- DePaolo D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86:10470-10488.
- Ferreira V. P., Sial A. N., Sá E.F.J. de. 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic Granitoids in Terranes of the Borborema Structural Province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 11. No. 5. pag. 439-455.
- Ferreira V. P., Sial A. N., Sá, E. F.J.de, 1998. Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Structural Province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 439–455.

Fetter A. H., Van Schmus W. R., Santos, T. J. S.dos, Nogueira Neto J. A., Arthaud M. H. 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 “Atlântica”. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1), p. 102-106.

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, Geologia, University of Kansas, Kansas, EUA, 1999.

Ganade de Araújo C.E, Weinberg R.F., Cordani U.G. 2014. Extruding the Borborema Province (NEBrazil): a two-stage neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, **26**(2): 157–168.

Gioia, S. M. C. L., Pimentel, M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**, 219-245.

Galindo A.C. 1993. *Petrologia dos granitoides brasileiros da região de Carauabas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte*. PhD Thesis, Centro de Geociências-UFGPA, Belém, Pará, Brasil, 370p.

Galindo A.C. 1982. *Estudo petrológico do corpo granítico de Monte das Gameleiras (RN-PB)*. MS Dissertation, Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Pernambuco, Recife, Recife.

Galindo A. C., Souza Z, S, Dantas E. L. 2005. Geocronologia U-Pb de granitoides tipo Itaporanga (Monte das Gameleiras e Serrinha) Maciço São José do Campestre, NE do Brasil. In: SBG/Núcleo NE, 21º Simpósio de Geologia do NE , 21, Recife, *Resumos expandidos*, p. 150-152.

Gioia S. M. C. L. & Pimentel M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 220-245.

Gomes I.P., Braga I.F., Rocha J.M.A.C., Palheta E.S.M, Filho D.V., Freire D.P.C., Holanda J.L.R. 2018. *Carta geológica-geofísica da Folha SB.24-Y-B-VI Cedro*, escala 1:100.000. Estado do Ceará. Fortaleza, CPRM.

Gorayeb P. S. S. & Lima A. M. M. 2014. Aspectos texturais do magmatismo e tramas da tectônica impostas ao Granito Chaval na Zona de Cisalhamento Santa Rosa, extremo noroeste da Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology*, **44** (4): 653-668.

Hackspacher P. C, Van Schmus, W. R, Dantas, E. L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG, 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, *Anais...* v. 6 p. 2.683 - 2.696.

Hasui Y. 2012. Sistema Orogênico Borborema in: Hasui, Y., Carneiro, C. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli A. (Eds.) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 900p.

Hibbard M. J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey: 587p.

Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U– Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47–69.

- Kosin M.D., Angelim L.A.A., Souza J.D., Guimarães J.T., Teixeira L.R., Martins A.A.M., Bento R.V., Santos R.A., Vasconcelos A.M., Neves J.P., Wanderley A.A., Carvalho L.M., Pereira L.H.M. & Gomes I.P. 2004. *Folha SC.24-Aracaju*. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (eds.). *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- Košler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICMPS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, **182**:605-618.
- Legrand J. M, Liegerios J. P. Deutsch, S. 1991. Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas pré-cambrianas de regiões de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In : 14° Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, [Anais...] Boletim 12, p. 276-279.
- Leterrier J., Sá E. F.J.de, Bertrand J. M., Pin C. 1994. Ages U-Pb sur zircon de granitoids "Brasiliano" de la ceinture du Seridó (Province Borborema). *Comptes Rendus de l'Academia de Sciences* **318**: 1505-1511.
- Ludwig K. R. 2003. *User's manual for isoplot/Ex version 3.00 – A geochronology toolkit for microsoft excel, No. 4*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.
- Lugmair G. W, Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**:349-357.
- Mariano G. 1989. *Magma mixing origin of a potassic calc-alkaline pluton: the Itaporanga batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil*. Universidade da Georgia. Tese de Doutorado. Georgia, 180p.
- Mariano G. 1994. Petrographic evidence for coexistence and interaction between magmas of contrasting composition: o Serra da Lagoinha Batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil. In: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 38 Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos 1p. 173-174.
- Mariano G. & Sial A. N. 1990. Coexistence and mixing of magmas in the Late Precambrian Itaporanga batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**: 101–110.
- Mariano G. Silva J. M.R, Neves S. P, 1996. The high-K calc-alkalic Caruaru batholith, State of Pernambuco, northeastern Brazil: geochemistry, geochronology and relationships with trans current shear zones. In: 2° International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, *Extended Abstracts*, p. 220-221.
- McMurry J. 1991. *Petrology and geochemistry of a megacrystic quartz monzonite pluton*. PhD Thesis, Universidade do Texas, Texas, 456p.
- Medeiros V. C. Galindo A. C., Nascimento M. A. L. 2007. Litogeoquímica do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 22, Natal, Boletim 20, p.179.
- McMurry J., Loong Le, Sial A.N 1987. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 11(7):473-480.

Mackenzie W.S, Donaldson, C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rock and their texture*. 1ed. London, Logman Group. Limited, 148p.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2017. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. In: Lima A.M.M. de & Gorayeb P.S.de S. (org.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG-Núcleo Norte, 2017. v.10, p.195-208.

Nascimento M. A. L., Medeiros V. C., Galindo A. C. 2008. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, **18**:4-29.

Nascimento M. A. L., Souza Z., Galindo A. C. 2000. Magmatismo granítico de série alcalina na extremidade oriental da Província Borborema - o plúton Caxexa: geologia e geoquímica. *Geochimica Brasiliensis*, **14** (1): 23-40.

Neves S. P. Vauchez, A., 1995, Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil. *Lithos*, **34**: 275–299.

Oliveira R. G. 2008. *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)*. PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Natal- UFRN.

Russell W. A., Papanastassiou D. A., Tombrello T. A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8):1075-1090.

Sá, E. F. J.de 1987. Evolução orogênica monocíclica vs policíclica: (1) argumentos estratigráficos e geocronológicos no Proterozóico da Província Borborema. In: Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos, 1. *Boletim de Resumos*. Salvador, UFBA, 1987, p. 9-11.

Sá, E. F. J.de 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira / Pan - Africana*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.

Sá E. F. J de, Legrand J. M., McReath I. 1981. Estratigrafia de rochas granitóides na região Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 50-57p.

Sá E. F. J. de, Legrand J. M., Galindo A. C., Sá J. M., Hackspacher P. C. 1986. Granitogênese brasileira no Seridó: o maciço de Acari (RN). *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 95-105.

Santos J. O. S., Breemen O. B. V., Groves D. I., Hartmann L. A., Almeida M. E., McNaughton N. J., Fletcher I. R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: Constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**:73-109.

Santos E. J. dos & Ferreira C. A. 2000. Geologia/Estratigrafia. In: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. (Jaguaribe) Folha SB.24-Z. Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. CPRM. Brasília.

- Santos E. J. & Melo C. B. M. 1978. Diversidade do plutonismo granítico brasileiro do nordeste. In: SBG/Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 6: p. 2524-2634.
- Sato K. & Tassinari C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.C., Angélica R.S. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG-NO, Belém, p. 91-142.
- Sato K., Tassinari C. C. G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(3):315-336.
- Sato K. Basei M. A. S., Siga Jr. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geol. USP*, Sér. cient. 2008, vol.8.
- Sá, J.M. Sousa, L.C., Legrand, J.M., Galindo, A.C., Maia, H.N., Fillippi, R.R., 2014. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, **14**:97–110.
- Sial A. N. 1987. Granitic rocks in northeast Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. *Excursion guides* Salvador, Superintendência de geologia e Recursos Naturais, p. 61-69.
- Sial A. N. 1986. Granite –Type in northeast Brazil: crustal Knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:54-72.
- Sial A. N. 1989. Petrologia, Geoquímica de elementos maiores, traços, Terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco. Tese (Professor-titular) – Departamento de Geologia, Recife, 284 p.
- Silva L. C. 2006. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília,DF, CPRM,150 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil).
- Schobbenhaus C. & Brito Neves B. B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. *Geologia, Tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília,DF, CPRM, Capítulo 1.
- Sobreira M. N. M., Mariano G., Sial A. N. 1993. O batólito cálcio-alcálico de Serra da Lagoinha, estado do Paraíba. In: SBG. Núcleo Nordeste. 14º Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, 13:97-100.
- Sobreira M. N. M. 1995. *O batólito potássico cálcico-alcálico de Serra da Lagoinha, estado da Paraíba, nordeste do Brasil*. MS Dissertation, Pós-Graduação em Geociências, UFPE, 95p.
- Stacey J. S. & Kramers J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2):207-221.
- Streckeisen, A. L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**:

Trindade R. I., Dantas E. L., Babinski M., Van Schumus W. R. 1999. Short-lived granitic magmatism along shear zone : evidence form U-Pb zircon and shene age of Caraúbas and Tourão granite. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Argentina, p. 143-144.

Trindade R.I. 1999. *Magnetismo de corpos graníticos e a evolução tectônica brasiliana da porção ocidental da Faixa Seridó (NE do Brasil)*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 184p.

Van Schmus W. R. Brito Neves B. B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 8. Nov. 3/4. pag. 267-288, 1995.

Vasconcelos A. M. 1998 Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Iguatu. Folha SB.24-Y-B. Estado do Ceará. Organizado por Antônio Maurílio Vasconcelos e Francisco Edson Mendonça Gomes. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.

Vasconcelos A. M. 2000. Metalogenia Previsional. In: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SW, Folha SB.24-Y. Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. CPRM. Brasília.

Vasconcelos A. M. Gomes I. P., Moura C. A. V. 1997. Caracterização dos ortognaisses calcialcalinos da região de Granjeiro-sul do Estado do Ceará-Brasil. In: SBG-Ne XVII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE. Resumos Expandidos, bol. nº 15, Fortaleza-CE, p. 137-138.

Vauchez A., Neves S. P. Caby R., Corsini, M., Egydio-Silva M., Arthaud, M., Amaro V. 1995. The Borborema Shear Zone System. *Journal of South América Earth Sciences*, v. 8 (314), pp. 247-266.

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. *Geostandards Newsletter*, **19**(1):1-23.

Apêndice

APÊNDICE A- Dados U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS para o Biotita monzogranito (P2).

Spot	Pb	Th	U	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	^f Conc %
Number	<i>f</i> ₂₀₆ ^a	ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	6/8-7/6	
P2 H2	0.0018	3.53	21.89	40.08	0.55	0.85	3.84	0.11	2.84	0.74	0.06	2.58	659.22	18.72	626.79	24.05	511.42	13.20	128.90	
P2 D1	0.0032	67.90	268.64	588.10	0.46	0.80	2.19	0.10	1.42	0.65	0.06	1.66	597.36	8.51	596.99	13.06	595.57	9.89	100.30	
P2 C1	0.0022	72.05	277.67	651.97	0.43	0.80	2.20	0.10	1.44	0.65	0.06	1.67	599.53	8.61	595.15	13.11	578.45	9.67	100.33	
P2 C2	0.0016	54.01	349.05	403.33	0.87	0.81	2.21	0.10	1.43	0.65	0.06	1.68	608.33	8.72	602.19	13.29	579.14	9.72	105.04	
P2 C3	0.0022	33.46	107.15	261.18	0.41	0.80	2.22	0.10	1.48	0.66	0.06	1.66	594.87	8.78	594.87	13.22	594.87	9.89	100.00	
P2 E3	0.0053	79.82	299.83	671.32	0.45	0.78	1.98	0.10	1.10	0.56	0.06	1.64	588.07	6.46	587.28	11.61	584.23	9.59	100.66	
P2 J2	0.0027	105.52	777.43	736.04	1.06	0.80	1.77	0.10	0.92	0.52	0.06	1.51	605.45	5.58	598.52	10.58	572.36	8.64	105.78	
P2 D3	0.0009	73.83	168.99	728.04	0.23	0.78	1.97	0.10	1.08	0.55	0.06	1.65	588.47	6.33	585.49	11.51	573.95	9.45	100.01	
P2 H4	0.0159	39.91	85.69	161.81	0.53	0.89	3.53	0.11	1.61	0.46	0.06	3.14	680.47	10.97	648.04	22.87	536.63	16.85	126.80	
P2 J1	0.0142	36.58	206.53	337.84	0.62	0.87	1.87	0.11	0.98	0.52	0.06	1.60	655.28	6.42	637.06	11.94	572.93	9.16	114.37	
P2 J1	0.0095	55.09	193.12	432.59	0.45	0.84	1.82	0.10	0.98	0.54	0.06	1.53	629.66	6.16	619.90	11.26	584.44	8.95	107.74	
P2 I1	0.0094	22.02	102.93	134.49	0.77	0.88	1.77	0.11	0.90	0.51	0.06	1.52	651.54	5.84	643.29	11.37	614.43	9.36	106.04	
P2 I4	0.0137	61.15	226.50	510.47	0.45	0.82	1.84	0.10	0.76	0.41	0.06	1.68	607.61	4.59	606.03	11.14	600.13	10.05	101.25	
P2 H2	0.0062	14.22	99.85	115.36	0.87	0.83	1.94	0.10	0.81	0.42	0.06	1.76	630.46	5.09	615.36	11.92	560.18	9.86	112.54	
P2 H5	0.0084	28.35	181.32	223.34	0.82	0.85	1.82	0.10	0.73	0.40	0.06	1.67	627.20	4.55	624.50	11.38	614.75	10.28	102.03	
P2 F5	0.0105	14.79	89.56	111.63	0.81	0.82	1.96	0.10	1.01	0.52	0.06	1.67	614.99	6.23	609.47	11.92	589.01	9.86	104.41	
P2 E1	0.0138	128.61	402.89	1142.72	0.36	0.80	1.96	0.10	1.07	0.54	0.06	1.65	597.12	6.39	596.48	11.71	594.03	9.78	100.52	
P2 E2	0.0077	31.04	176.21	267.49	0.66	0.89	2.15	0.10	1.33	0.62	0.06	1.70	641.35	8.52	645.97	13.91	662.14	11.23	96.86	
P2 E4	0.0129	93.71	253.56	994.91	0.26	0.73	2.01	0.09	1.18	0.59	0.06	1.63	542.74	6.41	554.92	11.16	605.24	9.85	89.67	
P2 E5	0.0084	68.60	232.04	479.49	0.49	0.84	2.03	0.10	1.16	0.57	0.06	1.66	630.78	7.32	617.14	12.52	567.43	9.44	111.16	
P2 D5	0.0125	27.12	115.59	212.52	0.55	0.72	5.12	0.09	4.79	0.94	0.06	1.78	537.65	25.78	549.73	28.12	600.09	10.70	89.60	
P2 D4	0.0102	75.39	378.96	517.85	0.74	0.82	1.94	0.10	1.05	0.54	0.06	1.64	609.09	6.40	609.01	11.84	608.71	9.95	100.06	
P2 C4	0.0107	63.59	238.24	531.44	0.45	0.81	2.21	0.10	1.43	0.65	0.06	1.69	610.08	8.72	603.82	13.34	580.39	9.78	105.12	
P2 B11	0.0082	163.11	362.34	1631.08	0.22	0.84	2.68	0.10	2.10	0.78	0.06	1.67	630.59	13.23	619.86	16.62	580.86	9.69	108.56	
P2 H3	0.3293	44.87	56.80	128.60	0.44	0.71	3.53	0.09	1.86	0.53	0.06	3.01	557.04	10.36	543.47	19.21	486.94	14.63	114.40	
P2 J4	0.1657	27.75	103.02	126.67	0.82	0.71	3.25	0.09	1.83	0.56	0.06	2.68	540.10	9.88	542.86	17.62	554.45	14.87	97.41	
P2 J5	0.0120	39.45	76.80	61.83	1.25	8.52	0.76	0.45	0.36	0.48	0.14	0.66	2394.15	8.69	2287.88	17.32	2194.25	14.57	109.11	
P2 I2	0.0685	45.15	268.30	274.33	0.99	0.80	1.86	0.10	0.86	0.46	0.06	1.65	597.46	5.15	597.00	11.12	595.22	9.83	100.38	
P2 I4	0.0137	61.15	226.50	510.47	0.45	0.82	1.84	0.10	0.76	0.41	0.06	1.68	607.61	4.59	606.03	11.14	600.13	10.05	101.25	
P2 I5	0.0321	28.68	57.52	243.98	0.24	0.71	2.46	0.09	1.51	0.61	0.06	1.95	543.42	8.19	544.22	13.40	547.55	10.66	99.25	
P2 F3	0.0327	56.58	148.68	464.60	0.32	0.70	2.78	0.09	2.19	0.79	0.06	1.71	530.76	11.61	539.66	14.98	577.44	9.88	91.92	

P2 C4	0.0710	17.53	58.34	80.43	0.73	0.71	10.38	0.09	4.00	0.39	0.06	9.58	538.93	21.56	542.67	56.34	558.39	53.49	96.52
P2 B1	0.2028	65.89	88.64	274.83	0.32	0.74	2.79	0.09	2.04	0.73	0.06	1.91	554.60	11.32	565.28	15.79	608.50	11.61	91.14
P2 J6	0.0138	128.61	402.89	1142.72	0.36	0.80	1.96	0.10	1.07	0.54	0.06	1.65	597.12	6.39	596.48	11.71	594.03	9.78	100.52
P2 G5	0.0077	31.04	176.21	267.49	0.66	0.89	2.15	0.10	1.33	0.62	0.06	1.70	641.35	8.52	645.97	13.91	662.14	11.23	96.86
P2 J5	0.0129	93.71	253.56	994.91	0.26	0.73	2.01	0.09	1.18	0.59	0.06	1.63	542.74	6.41	554.92	11.16	605.24	9.85	89.67

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t \text{ comum} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1;

^c Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização ao zircão GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.*, 2016.

APÊNDICE C- Dados U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS para o Hornblenda-biotita quartzo diorito (P3).

Spot	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s	^f Conc %
Number	<i>f</i> ₂₀₆ ^a	ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U [%]	²³⁸ U [%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e [%]		²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	6/8-7/6		
P3 J5	0.003	26	158	222	0.72	0.73	1.80	0.09	0.82	0.46	0.06	1.60	569.4	4.7	558.9	10.0	516.2	8.3	110.3
P3 J4	0.004	36	143	338	0.42	0.74	1.76	0.09	0.82	0.46	0.06	1.56	566.9	4.6	564.2	9.9	553.1	8.6	102.5
P3 H3	0.010	43	158	435	0.37	0.69	1.88	0.08	1.13	0.60	0.06	1.50	523.2	5.9	533.1	10.0	575.3	8.7	91.0
P3 H2	0.001	50	316	432	0.74	0.73	1.85	0.09	1.05	0.57	0.06	1.52	555.2	5.8	554.3	10.3	550.5	8.4	100.8
P3 G3	0.003	51	327	453	0.73	0.69	1.88	0.09	1.11	0.59	0.06	1.52	526.9	5.8	530.8	10.0	547.5	8.3	96.2
P3 G5	0.002	41	214	382	0.57	0.74	1.84	0.09	1.03	0.56	0.06	1.52	567.6	5.8	561.4	10.3	536.2	8.2	105.9
P3 F4	0.005	33	171	352	0.49	0.74	1.96	0.09	1.13	0.58	0.06	1.60	576.3	6.5	559.7	11.0	492.9	7.9	116.9
P3 F3	0.002	80	591	607	0.98	0.80	1.80	0.10	1.02	0.57	0.06	1.49	594.6	6.1	594.5	10.7	593.9	8.8	100.1
P3 E1	0.003	74	455	662	0.69	0.72	1.85	0.09	1.06	0.57	0.06	1.51	551.2	5.8	549.0	10.1	539.9	8.2	102.1
P3 E2	0.005	44	240	422	0.57	0.67	1.96	0.08	1.12	0.57	0.06	1.61	517.9	5.8	520.4	10.2	531.3	8.6	97.5
P3 E5	0.003	91	193	858	0.23	0.78	1.83	0.09	1.00	0.54	0.06	1.54	579.1	5.8	584.5	10.7	605.6	9.3	95.6
P3 D2	0.005	49	266	489	0.55	0.67	1.95	0.08	1.13	0.58	0.06	1.59	516.6	5.8	523.4	10.2	553.1	8.8	93.4
P3 D1	0.001	76	594	657	0.91	0.69	1.92	0.09	1.08	0.56	0.06	1.58	534.1	5.8	535.1	10.3	539.2	8.5	99.1
P3 I3	0.005	34	223	327	0.69	0.74	1.85	0.09	0.87	0.47	0.06	1.63	566.2	5.0	564.6	10.4	558.2	9.1	101.4
P3 J1	0.002	117	120	170	0.71	13.6	0.6	0.5	0.3	0.5	0.2	0.5	2693.0	7.5	2721.6	15.3	2742.9	13.4	98.2
P3 I4	0.001	65	75	113	0.67	9.9	0.7	0.4	0.2	0.3	0.2	0.6	2387.9	4.9	2427.2	15.8	2460.3	15.2	97.1
P3 D5	0.003	48	151	435	0.4	1.0	2.1	0.1	1.3	0.6	0.1	1.6	748.4	9.9	698.9	14.4	543.0	8.6	137.8
P3 D4	0.004	18	33	116	0.3	1.3	1.9	0.1	1.0	0.5	0.1	1.6	981.1	10.0	859.4	16.6	557.1	9.2	176.1
P3 I5	0.006	23.5	265	135	2.0	0.8	1.9	0.1	0.9	0.5	0.1	1.6	624.1	5.6	611.7	11.4	565.9	9.3	110.3
P3 J2	0.015	25.3	166	154	1.1	0.8	1.9	0.1	0.8	0.4	0.1	1.7	630.6	5.1	611.4	11.5	540.8	9.2	116.6
P3 I1	0.004	13	37.9	324	0.1	0.8	4.0	0.1	2.9	0.7	0.1	2.8	632.5	18.1	606.3	24.5	509.4	14.5	124.2
P3 I2	0.003	14.1	74.3	117	0.6	0.8	1.9	0.1	1.0	0.5	0.1	1.6	601.4	6.0	597.3	11.4	582.0	9.4	103.3
P3 G2	0.009	70.9	320	474	0.7	0.7	2.0	0.1	1.1	0.6	0.1	1.6	567.0	6.3	567.3	11.1	568.5	9.2	99.7
P3 G4	0.015	30.9	144	301	0.5	0.7	3.0	0.1	1.1	0.4	0.1	2.8	539.3	6.0	542.5	16.4	556.1	15.7	97.0
P3 F2	0.008	43.4	239	379	0.6	0.7	1.8	0.1	1.0	0.6	0.1	1.5	566.5	5.8	562.1	10.3	544.4	8.3	104.1
P3 E3	0.007	47.8	179	385	0.5	0.7	2.3	0.1	1.2	0.5	0.1	2.0	514.6	6.0	516.6	12.1	525.0	10.7	98.0
P3 E4	0.010	50.1	212	463	0.5	0.7	1.9	0.1	1.1	0.6	0.1	1.6	543.7	5.9	542.0	10.5	535.2	8.6	101.6
P3 C2	0.038	84.9	328	521	0.6	0.8	1.9	0.1	1.2	0.6	0.1	1.5	601.1	7.1	602.7	11.7	608.7	9.4	98.8
P3 C3	0.005	31	162	277	0.6	0.7	1.9	0.1	1.1	0.6	0.1	1.6	538.4	5.9	547.8	10.5	587.3	9.3	91.7

- ^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{t comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;
- ^b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1;
- ^c Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;
- ^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização ao zircão GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.*, 2016

