



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

RAPHAEL LIMA PEREIRA DA SILVA

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO RIO FORMOSO, DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Recife

2018

RAPHAEL LIMA PEREIRA DA SILVA

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO RIO FORMOSO, DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Valderez Pinto Ferreira.

Coorientador: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial.

Recife

2018

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

S586p Silva, Raphael Lima Pereira da.
Petrologia e geoquímica do batólito Rio Formoso, domínio Pernambuco-Alagoas / Raphael Lima Pereira da Silva. – 2018.
113 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Valdevez Pinto Ferreira.
Coorientador: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2018.
Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Domínio Pernambuco-Alagoas. 3. Batólito Rio Formoso. 4. Granito tipo A. 5. Geoquímica. 6. Rocha fonte. 7. Shoshonito. I. Ferreira, Valdevez Pinto. (Orientador). II. Sial, Alcides Nóbrega. (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2019-222

RAPHAEL LIMA PEREIRA DA SILVA

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO RIO FORMOSO, DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 18/06/2018.

BANCA EXAMINADORA

Prof^ª. Dr^ª. Valderéz Pinto Ferreira (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^º. Dr. Aderjardo Francisco da Silva Filho (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^ª. Dr^ª. Anelise Losangela Bertotti (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus pela trajetória que tenho traçado em minha vida, pela força que me dá para continuar, pelos amigos que tem colocado em meus caminhos e, também, pela dificuldade que foi posta diante de mim para que eu pudesse vencer mesmo causas que pareciam impossíveis.

Ao projeto FACEPE IBPG-1917-1.07/15, ao Departamento de Geologia da UFPE. À minha professora e orientadora Valderéz Pinto Ferreira e ao meu co-orientador Alcides Nobrega Sial, pela dedicação e valiosas sugestões. Ao Laboratório Neg-Labise, pelas dependências, equipe e equipamentos para a produção deste trabalho. Aos professores Aderjardo da Silva Filho e Anelise Losangela Bertotti, pela participação enquanto banca examinadora.

Agradeço aos amigos, Rafaela Henrique, Valdiely Larisse, Lais Queiroga, Isabella Reis, João Pedro, Wilson Andrade, Paulo Castellan, Rescivaldo Barros Amorim, João Artur e, em especial e como muito amor, à minha namorada Nayara Mesquita, pela ajuda, incentivo e apoio para que eu seguisse e persistisse neste processo com os pés no chão e cabeça erguida, sabendo que nunca estaria sozinho. Novamente, aos meus amigos Wilson Andrade, Paulo Castellan e João Artur pelo apoio incansável dado durante os trabalhos de campo.

À minha mãe Lionete Lima da Silva e ao meu irmão André Henrique Lima Pereira da Silva, pelo grande amor e compreensão durante todas as etapas de minha vida. Aos que já se foram, mas que deixaram vivas para sempre em mim suas preciosas lições de educação, humildade, dignidade e força: meu pai Pedro Pereira da Silva, minha avó Gleides Gomes de Lima e meu grande amigo e quase pai Adimilson Antônio (o véi). Esses se foram, mas deixaram viva a coisa mais valiosa que ganhei durante toda a vida: educação, humildade, dignidade e força. Meus imensos e eternos agradecimentos.

Ser mestre em rochas é um sonho e devo esta realização a vocês.

.

RESUMO

O domínio Pernambuco-Alagoas é o domínio crustal onde se encontram os maiores batólitos graníticos da Província Borborema, nordeste do Brasil. A parte leste deste domínio é caracterizada pela intrusão do batólito composto Ipojuca-Atalaia, no qual está inserido o batólito Rio Formoso. Neste trabalho são apresentados os dados geoquímicos e isotópicos, além do mapeamento geológico na escala de 1:70.000. O batólito Rio Formoso consiste de quatro fácies: quartzo monzodiorito a granodiorito fino (QMGF), quartzo monzonito a monzogranito porfirítico (QMMP), monzogranito a sienogranito médio (MSM), monzogranito a sienogranito porfirítico (MSP). Enclaves máficos sigmoidais caracterizam a fácies QMMP. As quatro facies mostram grande variação química, com os valores de SiO₂ variando de 56 a 73%, alto teor de K₂O oscilando de 2,78 a 6,21%, CaO mostrando variação de 0,88 a 4,88%, e de Fe₂O_{3t} oscilando entre 1,33 a 9,04%, valores razoáveis de MgO entre 0,15 a 3,08%, e P₂O₅ de 0,03 a 0,91%, e baixo TiO₂ variando de 0,18 a 1,85%. As amostras da fácies MSP são as mais diferenciadas enquanto que a fácies QMGF são as menos diferenciadas. As tendências de correlações interelementares sugerem fracionamento das fases minerais apatita, titanita, óxido de ferro, plagioclásio e anfibólio com a diferenciação magmática. Para todas as fácies os padrões de ETR mostram um enriquecimento ETRL em relação ao ETRP, com anomalia de Eu ligeiramente negativa, sendo um pouco mais acentuada para a fácies MSM, possivelmente relacionada ao fracionamento de plagioclásio. São rochas metaluminosas a levemente peraluminosa, shoshoníticas e ferrosas. Em diagramas discriminantes de ambiente tectônico indicam intrusão em ambiente intra-placa; no conjunto são características de granitos do tipo A. Por outro lado, as razões Y/Nb variam entre 0,769 e 2,88; sendo a maioria classificadas como típicas de granitos tipo A originados de outros ambientes tectônicos que não anorogênico, com fontes crustais. Os dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr, ($\epsilon_{Nd(580Ma)}$ - 13,84 a -17,50) e razão inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr(i)=0,70939$), sugere que o granito Rio Formoso se originou de fusão parcial na crosta. Idade modelo TDM=1.9Ga e anomalias negativas de Nb-Ta sugerem fusão parcial de crosta paleoproterozóica subductada. Dados sugerem fusão parcial de rocha basáltica de médio a alto-K. Os dados U-Pb SHRIMP em zircão na fácies QMMP indicam uma idade de $580,7 \pm 4,2$

Ma, interpretada como idade de cristalização e alojamento do Batólito Rio Formoso durante os estágios finais da orogênese Brasileira.

Palavras-chave: Domínio Pernambuco-Alagoas. Batólito Rio Formoso. Granito tipo A. Geoquímica. Rocha fonte. Shoshonito.

ABSTRACT

The Pernambuco-Alagoas domain is the crustal domain where the largest granitic batholiths of the Borborema province are found, northeast of Brazil. The eastern part of this domain is characterized by the intrusion of the composite batholith Ipojuca-Atalaia, in which the Rio Formoso batholith is inserted. In that paper are presented the isotopic and geochemical data, besides of geological mapping at scale of 1:70.000. The Rio Formoso batholith is composed of four facies: quartz monzonite to fine-grained granodiorite (QMFG), quartz monzonite to porphyritic monzogranite (QMPP), monzogranite to medium-grained syenogranite (MMS), monzogranite to porphyritic syenogranite (MPS). Sigmoidal mafic enclaves characterize the QMPP facies. The four facies show a large chemical variation, with values of SiO₂ ranging from 56% to 73%, high content of K₂O ranging from 2.78 to 6.21%, CaO shows variation of 0,88 to 4.88%, and Fe₂O_{3t} varying from 1.33 to 9.04%, values of MgO between 0.15% to 3.08% and P₂O₅ between 0.03 to 0.91% and low TiO₂ ranging from 0.18 to 1.85%. The samples of MPS facies are more differentiated while the QMFG are the less differentiated. Inter-elemental correlation trends suggest fractionation of the mineral phases, apatite, titanite, iron oxide, plagioclase and amphibole, with the magmatic differentiation. For all facies the REE pattern shows a LREE enrichment with respect to the HREE, with Eu anomaly slightly negative, being a little more pronounced for the MMS facies, possibly related to the plagioclase fractionation. They are metaluminous to slightly peraluminous, shoshonitic and ferrous. A tectonic setting discriminant diagrams indicate intrusion in an intra-plate environment; as a whole, they are characteristic of type-A granite. On the other hand, the Y / Nb ratios vary between 0.769 and 2.88; being the most part classified as typical of type-A granite originated from other tectonic environment that are not anorogenic, with crustal sources. The Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data, ($\epsilon_{Nd(580Ma)}$ -13.84 to -17.50) and initial ratio $^{87}Sr / ^{86}Sr (i) = 0.70939$, suggest that Rio Formoso granite has originated from partial melting in the crust. The model age TDM=1.9Ga and Nb-Ta negative anomalies suggest partial melting of a subducted Paleoproterozoic crust. Data suggest partial melting of basaltic rocks of medium to high-K. SHRIMP U-Pb zircon data of the QMPP facies indicate an age of $580,7 \pm 4,2$ Ma, interpreted as crystallization age and emplacement age of the batholith Rio Formoso during the final stage of the Brazilian orogeny.

Keywords: Pernambuco-Alagoas domain. Rio Formoso batholith. Type-A granite.
Geochemistry. Source rock. Shoshonite.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	11
2	METODOLOGIA	14
2.1	TRABALHOS INICIAIS DE LABORATÓRIO.....	14
2.1.1	Mapa preliminar de localização.....	14
2.1.2	Mapa preliminar de composição ternária	14
2.2	TRABALHO DE CAMPO	15
2.3	TRABALHOS DE LABORATÓRIOS PÓS TRABALHOS DE CAMPO	15
2.3.1	Análises químicas de rocha total.....	16
2.3.2	Sm-Nd e Rb-Sr.....	16
2.3.3	U-Pb SHRIMP.....	17
2.3.3.1	<i>Separação de zircão</i>	17
2.3.3.2	<i>Processo de limpeza</i>	17
2.3.3.3	<i>Imagens eletrônicas</i>	18
2.3.3.4	<i>Configuração analítica do SHRIMP IIE</i>	18
2.3.3.5	<i>Aquisição de dados</i>	18
2.3.3.6	<i>Aquisição e processamento dos dados</i>	18
2.4	TRABALHO FINAL - INTEGRAÇÃO DE DADOS.....	19
3	GEOLOGIA REGIONAL: PROVÍNCIA BORBOREMA	20
3.1	PRINCIPAIS EVENTOS TECTÔNICOS DA PROVÍNCIA BORBOREMA ..	24
3.1.1	Evento Transamazônico – Eburmiano (2,2-2,0 Ga)	24
3.1.2	Evento Cariris Velhos (1,0 - 0,87Ga).....	24
3.1.3	Evento Brasileiro - Panafricano (650-500 Ma).....	25
3.2	GRANITOIDES BRASILIANOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	25
3.3	ZONAS DE CISALHAMENTO	26
3.4	EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA BORBOREMA	26
3.5	DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS.....	27
3.5.1	Zonas de cisalhamento do domínio.....	28
3.5.2	Complexos Metamórficos	28
3.5.2.1	<i>Complexo Belém do São Francisco</i>	28
3.5.2.2	<i>Ortognaisse Rio Formoso</i>	29
3.5.2.3	<i>Complexo Cabrobó</i>	29

3.5.3	Batólitos graníticos brasileiros no domínio Pernambuco Alagoas Leste.....	30
3.6	TRABALHOS ANTERIORES NO BATÓLITO RIO FORMOSO	34
4	GEOLOGIA LOCAL: BATÓLITO RIO FORMOSO	36
4.1	QUARTZO MONZODIORITO A GRANODIORITO FINO (QMGF).....	39
4.2	QUARTZO MONZONITO A MONZOGRANITO PORFIRÍTICO (QMMP)	44
4.3	MONZOGRANITO A SIENOGANITO MÉDIO (MSM).....	49
4.4	MONZOGRANITO A SIENOGANITO PORFIRÍTICO (MSP).....	53
4.5	ROCHAS ENCAIXANTES DO BATÓLITO RIO FORMOSO	57
4.5.1	Granada-biotita paragnaisses	57
4.5.2	Ortognaisse Rio Formoso	59
4.5.3	Tonalito Tamandaré	62
5	GEOQUÍMICA.....	65
5.1	CLASSIFICAÇÃO NORMATIVA	65
5.2	CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA E SÉRIES DE MAGMAS	68
5.3	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS	71
5.4	DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTE TECTÔNICO	80
6	ISOTÓPOS SM-ND E RB-SR.....	86
7	GEOCRONOLOGIA.....	89
8	DISCUSSÃO	94
8.1	SHOSHONITOS	95
8.2	AMBIENTE TECTÔNICO	97
8.3	ROCHA FONTE	98
9	CONCLUSÕES.....	101
	REFERÊNCIAS	103

1 INTRODUÇÃO

Esta dissertação é um dos requisitos a obtenção do título de Mestre em Geociências, na área de concentração Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal, pelo Programa de pós-graduação em Geociências da UFPE.

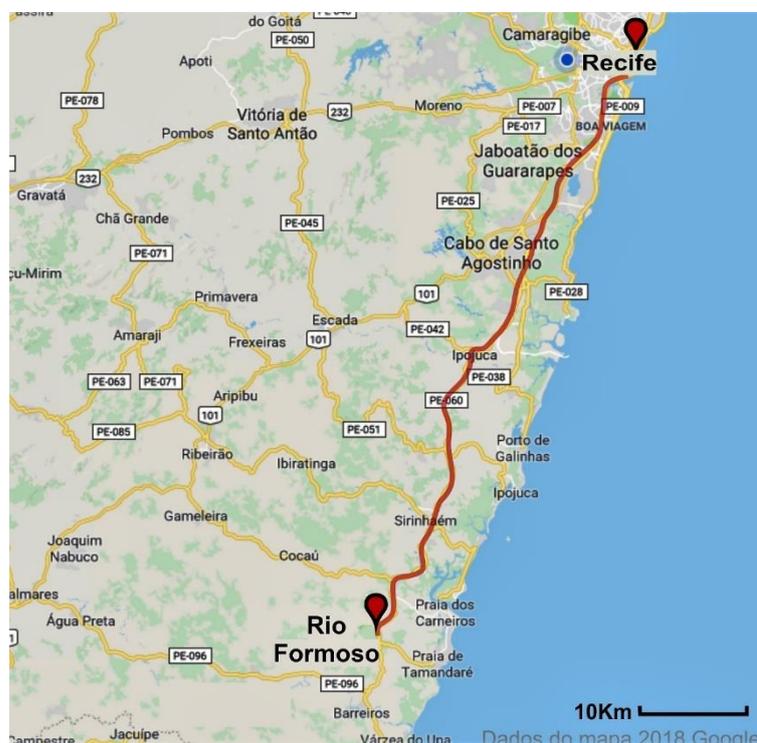
O uso de métodos geoquímicos, isotópicos e geocronológicos aplicados a rochas ígneas são fundamentais para melhorar o entendimento da Configuração tectônica no Domínio Sul da Província Borborema e correlacioná-la a outras províncias do Brasil e do Domínio Central-Oeste Africano. A ausência de estudos baseados nos itens supracitados, para os plútons, stocks e batólitos do domínio Pernambuco-Alagoas motiva o presente trabalho, o qual aborda o uso de análises de elementos maiores e traços, métodos isotópicos de Rb-Sr Sm-Nd e geocronologia U-Pb para caracterização química, petrológica do batólito Rio Formoso, inserido no Domínio Pernambuco Alagoas Leste, Província Borborema (PB).

Desse modo, as interpretações realizadas neste trabalho contribuem para o esclarecimento da evolução tectônica entre o Nordeste do Brasil e Centro-Noroeste da África. O entendimento da evolução geológica no contexto de formação e quebra dos supercontinentes é um acréscimo importante para a pesquisa geológica internacional.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de pesquisa possui aproximadamente 350 Km² e está localizada na região nordeste do Brasil, inserida no litoral sul do estado de Pernambuco, distante cerca de 10 km da costa do Atlântico sul. No caso da área de estudo, pode ocorrer contato com o mar na parte sul da praia de Tamandaré, onde abrange os municípios de Rio Formoso, Sirinhaém a norte e Tamandaré a sul. As coordenadas da área foram obtidas utilizando o Datum WGS-84, no sistema de coordenadas UTM (Universal Transversal Mercator), e correspondem às longitudes e latitudes, respectivamente 252500E e 9053400N; e 270100E e 9033550N; do quadrante 25S (Figura 1).

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada no estado de Pernambuco, Nordeste do Brasil.



Fonte: O Autor (2018).

Nota explicativa: o mapa mostra o percurso realizado até a área de estudo, na região de Rio Formoso, sul de Pernambuco.

O acesso à área de estudo dá-se a partir de Recife, percorrendo um trecho de aproximadamente 100 Km. Através da rodovia federal BR-101 no sentido sul, percorre-se aproximadamente 40 Km até o município de Cabo de Santo Agostinho, e depois pela rodovia estadual PE-60, 50 Km até a cidade de Rio Formoso. A maior parte da área estudada é cortada apenas por estradas secundárias de difícil acesso devido às fortes chuvas durante todo o ano de 2017.

Localizada na zona da Mata Sul do estado de Pernambuco, a região estudada possui algumas características que dificultam a localização de afloramentos para a realização do estudo. O intenso cultivo de plantação de cana de açúcar, devido aos diversos engenhos instalados (p. ex. Usina Trapiche e Usina Cucaú) faz com que porções da área estejam encobertas pelos canaviais. Com a ação das chuvas, as estradas de barro presentes nessa área são bastante castigadas devido aos veículos de grande porte que fazem buracos e resultam no acúmulo de barro, impossibilitando a passagem de carro de pequeno porte. Outros empecilhos são a presença de diversos rios que cortam a região (Rio Sirinhaém, Rio Passos, Rio

Trapiche e Rio Anquirar) e a presença de alguns pontos de mata atlântica virgem e manguezais, os quais são pontos de área de preservação ambiental e de acesso proibido.

2 METODOLOGIA

Com o intuito de atingir os objetivos previamente mencionados, o trabalho seguiu as seguintes etapas descritas abaixo.

2.1 TRABALHOS INICIAIS DE LABORATÓRIO

Foi realizada pesquisa bibliográfica para a área de estudos, com o objetivo de obter conhecimento prévio dos trabalhos já executados na mesma e compilação dos dados que auxiliam o estudo em questão. Foi adquirida, pela SUDENE, a folha cartográfica Sirinhaém, em escala 1:100.000; imagens de satélite, obtidas pelo programa Google Earth; e levantamentos aerogamaespectrométricos e mapas geofísicos cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM.

2.1.1 Mapa preliminar de localização

A folha cartográfica Sirinhaém, em escala de 1:100.000, junto a imagens de satélites do Google Earth, serviram como fonte de dados para elaboração do mapa preliminar, utilizado na etapa de campo. Elementos como drenagens, rodovias, estradas, cidades e localidades menores foram incorporados ao mapa preliminar, que pode ser utilizado em futuras visitas à área de estudo. As imagens aéreas e de satélite disponíveis no Google Earth são de boa resolução.

2.1.2 Mapa preliminar de composição ternária

Através do levantamento aerogeofísico referente ao projeto Borda Leste do Planalto da Borborema, de código 1079, foram adquiridos e posteriormente interpretados dados gamaespectrométricos de contagem individual dos radioelementos K, eTh e eU, assim como a distribuição da contagem total dos radioelementos (CT – referente à soma dos três canais), composição ternária (RBG), parâmetro ou fator F, e razões U/Th, U/K e Th/K.

Os mapas de contagem individual dos radioelementos são capazes de ressaltar áreas com diferentes teores para cada canal, facilitando a interpretação. A diferença na concentração dos radioelementos também pode ser visualizada nos mapas de razão U/K e Th/K, enquanto o mapa de razão U/Th apresenta contraste menos significativo. O fator F é baseado no cálculo do parâmetro F (Gnojek &

Prichystal, 1985), que realça o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório. O mapa de composição ternária dos radioelementos (RGB) mostra as combinações de concentração de cada elemento, o que pode não estar evidente nos mapas anteriores.

2.2 TRABALHO DE CAMPO

Esta etapa foi realizada em dois períodos, e compreendeu um total de 60 afloramentos visitados. As coordenadas geográficas de cada afloramento foram obtidas em UTM, utilizando o GPS Etrex 30 Garmin. Em cada ponto, foram descritos aspectos geológicos, tais como texturas, granulação e composição inferida das rochas; coleta das amostras (de todos os afloramentos); e medidas estruturais com o uso da bússola.

2.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIOS PÓS TRABALHOS DE CAMPO

Algumas amostras coletadas durante os trabalhos de campo foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas e análises químicas. Foram preparadas, no Laboratório de Preparação de Amostras do NEG-LABISE (UFPE), amostras para análises de rocha total. Os procedimentos aplicados ocorreram em cinco etapas: Lavagem das amostras, retirada de superfícies alteradas com ajuda de martelo geológico, britagem (utilizando o britador de mandíbulas), quarteamento, e por fim, pulverização das amostras em moinho de disco, composto de liga Carbetó de Tungstênio.

As amostras de rochas mais representativas foram enviadas para a confecção de lâminas petrográficas, no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFPE, a serem estudadas em microscópio óptico de luz transmitida do Laboratório NEG-LABISE (UFPE). As amostras foram descritas utilizando o microscópio Leitz Wetzlar, com cinco lentes ópticas de aumentos entre 2,5 e 40 vezes. Foi também realizada a análise modal das rochas aplicando o método de contagem de pontos utilizando o Charriot Eletrônico. O método consiste em uma análise quantitativa e estatística, onde é estimada a concentração de cada fase mineral, dispostas em linhas. As porcentagens de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio foram recalculadas para 100%, e posteriormente plotadas no diagrama QAP de classificação de rochas de Streckeisen et al. (1976). No total, foram descritas 22 lâminas e contados 1000 pontos em cada uma.

2.3.1 Análises químicas de rocha total

As análises de elementos maiores e de alguns elementos traços foram feitas por espectrômetro de FRX, da marca Rigaku, modelo ZSX Primus II, do laboratório NEG-LABISE (UFPE) equipado com tubo de Rh e 7 cristais analisadores, pelo método de curvas de calibração, que foram construídas com materiais de referências internacionais. Uma porção de cada amostra foi colocada em estufa para secagem a 110°C, e então levada à mufla, a 1000°C, por 2 horas, para determinação de perda ao fogo. Foram feitas pérolas fundidas usando tetraborato de lítio como fundente. Os elementos maiores analisados são aqueles presentes em rocha em quantidades superiores a 0,1%, expressos em % peso de óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), e constituem as principais fases minerais das rochas.

Os elementos traços analisados foram Ni, Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y e os elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Todos esses tendem a se ajustar à estrutura cristalina dos minerais acessórios ou substituir os elementos maiores com raios semelhantes. Eles estão presentes nas rochas em quantidades inferiores a 0.1%, e sua concentração é expressa em partes por milhão (ppm). As análises dos elementos terras raras foram feitas por ICP-OES no laboratório da GEOSOL em Belo Horizonte. O tratamento dos dados foi feito utilizando planilhas Microsoft Excel 2016, e o programa Geochemical Data Toolkit (GCDkit, 4.1 2016). A partir desses, foram confeccionados diagramas binários, ternários, normativos e modais. Esses elementos foram analisados em 5 amostras do Batólito Rio Formoso, sendo três da fácies quartzo monzodiorito a granodiorito fino (QMGF); uma da fácies quartzo monzonito a monzogranito porfirítico (QMMP) e uma da fácies monzogranito a sienogranito médio (MSM).

2.3.2 Sm-Nd e Rb-Sr

Foram realizadas análises isotópicas de Rb-Sr e Sm-Nd para cinco amostras de rocha total realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB), através do espectrômetro de massa Multicoletor Finnigan MAT-262, em modo estático. As concentrações de Rb e Sr (ppm) foram obtidas previamente no Laboratório NEG-LABISE (UFPE). As correções para o fracionamento de massa foram feitas usando $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 8,3752. Os erros 2σ são menores que 0,01% para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e de aproximadamente 1% para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

As análises isotópicas Sm-Nd seguiram o método descrito por Gióia & Pimentel (2000). Em média, 50 mg de pó de amostra foi dissolvido em cápsulas de Savillex. A extração de Sm-Nd foi baseada na técnica convencional com colunas de Teflon contendo LN-Specresin (HDEHP - ácido dietil hexil fosfórico, embalado com PTFE politetrafluoretileno em pó). As amostras foram alojadas em filamentos de Re de dupla evaporação. As incertezas para as razões $^{149}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são menores que $\pm 0,4\%$ (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ), respectivamente, de acordo com análise do padrão BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 e a constante de decaimento usada foi de $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Os valores TDM foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

2.3.3 U-Pb SHRIMP

A análise isotópica U-Pb foi realizada em uma microsonda iônica SHRIMP IIE/MC, do GeoLab-IGc da Universidade de São Paulo (USP), na qual são determinadas as razões entre os isótopos U-Th-Pb. Todas as etapas realizadas para a obtenção desses dados serão descritas a seguir:

2.3.3.1 Separação de zircão

A separação de zircão foi feita usando técnicas tradicionais seguindo a sequência, que começa com britagem de amostras coletadas no campo, bateamento, peneiramento, separação de minerais por separador isodinâmico magnético de Frantz. Neste último, apenas a fração não magnética de minerais pesados foi coletada. A etapa final compreendeu a separação por gravidade, usando bromofórmio.

O concentrado obtido foi limpo de outros minerais usando HF, seguido de ácido nítrico para a dissolução de fluoretos que possam ter se formado, e ácido sulfúrico, para a dissolução de sulfetos, se existentes, resultando em um concentrado de cristais de zircão. Este procedimento foi realizado no laboratório de preparação do NEG-LABISE.

2.3.3.2 Processo de limpeza

Esta etapa e as seguintes foram realizadas no Instituto de Geociências da USP. O concentrado de zircão passou por quatro etapas de limpeza, onde é lavado com detergente, lavado por cinco minutos com HNO_3 (1%) diluído, lavado três vezes

com benzina de petróleo e três vezes com água ultrapura a uma temperatura entre 50-60°C, e depois é colocado para secar a uma temperatura entre 50 e 60°C por duas horas na sala limpa.

2.3.3.3 *Imagens eletrônicas*

Foram obtidas imagens através de uma catodoluminescência FEI Quanta 250 Scanning Electron Microscope (SEM) e XMAX CL detector (Oxford Instruments), da USP. Após isso, os grãos de zircão foram levados para serem analisados pelo SHRIMP IIE.

2.3.3.4 *Configuração analítica do SHRIMP IIE*

A análise é feita por bombardeamento de feixes de íons. O feixe de íons primário incide sobre a amostra com condições analíticas uma abertura do Hohler 120 µm, tamanho do diâmetro do ponto 30 µm e densidade do feixe 2,5 a 7 nA.

Para o feixe secundário, temos a fenda da fonte de 80 µm, resoluções de massa para $^{196}\text{(Zr}_2\text{O)}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , $^{248}\text{(ThO)}$ e $^{254}\text{(UO)}$ variando de 5.000 a 5.500 (1%), e resíduos <0,020. Os íons são extraídos eletrostaticamente e acelerados para dentro do espectrômetro de dupla focalização.

2.3.3.5 *Aquisição de dados*

Para pontos com 50 µm de diâmetro, o tempo de varredura é de 2 a 3 minutos, com mais 0,5 minutos de incidência em um centro. Os parâmetros de aquisição são $\text{Zr}_2\text{O} = 2\text{s}$; $^{204}\text{Pb} = 10\text{s}$; $^{204.1} = 10\text{s}$; $^{206}\text{Pb} = 10\text{s}$, $^{207}\text{Pb} = 20\text{-}30\text{s}$, $^{208}\text{Pb} = 10\text{s}$, $^{238}\text{U} = 10\text{s}$, $^{248}\text{(ThO)} = 5\text{s}$ e $^{254}\text{(UO)} = 5\text{s}$.

2.3.3.6 *Aquisição e processamento dos dados*

As equações de cálculo das idades radiométricas para o método U-Pb encontra-se em Faure (1988). As equações compõe o diagrama binário para o cálculo da idade da cristalização dos cristais de zircão, obtida pelo intercepto superior da reta da discórdia com a curva da concórdia no diagrama da concórdia.

Os softwares utilizados pelo SHRIMP são o LabVIEW 8.5 e o SHRIMP SW, versão 2.90. Os dados foram reduzidos usando o SQUID 2.5, e o diagrama de Concordia foi constituído usando o ISOPLOT 4 (Ludwig, 2009). Para as correções de chumbo, geralmente usa-se o ^{204}Pb medido, mas também foi utilizado o software

SQUID para as correções de ^{207}Pb e ^{208}Pb . Temora 2 é usado como referência de idade $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ (416,78 Ma, Black et al., 2004) e SL 13 (U=238 ppm, Williams, 1998) ou Z6266 (903 ppm, Stern e Amelin, 2003) é usado como referência de composição U. Incertezas analíticas estão no erro 1- σ para cada análise em cada grão.

2.4 INTEGRAÇÃO DE DADOS

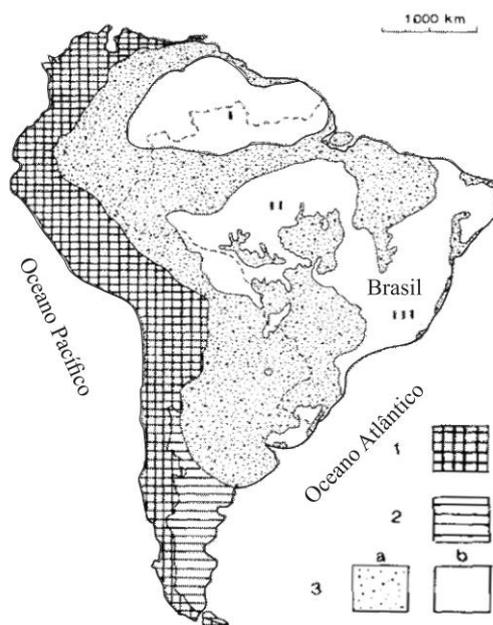
A compilação dos dados preliminares e resultados é uma etapa pós-laboratorial do trabalho. A partir das etapas de campo foram atualizadas as correções no mapa geológico preliminar, onde também foram integrados os dados estruturais dos afloramentos visitados. A partir dos estudos petrológicos, petrográficos e geoquímicos realizados, foi possível a caracterização geoquímica e petrológica da porção norte do batólito Rio Formoso para uma melhor interpretação do evento geológico Brasileiro que afetou o Domínio Pernambuco Alagoas Leste.

3 GEOLOGIA REGIONAL: PROVÍNCIA BORBOREMA

Inúmeros estudos geológicos têm sido realizados no nordeste do Brasil ao longo dos anos, a fim de contribuir para a compreensão acerca do contexto evolutivo da Província Borborema. A pesquisa sobre a evolução tectônica da província teve início nos anos 60, com os métodos isotópicos de K-Ar e Rb-Sr (e.g. Hurley et al., 1967; Brito Neves et al., 1974). A partir de então, foram publicados centenas de trabalhos geoquímicos e geocronológicos, em diversas revistas científicas de âmbito internacional. O presente trabalho é uma continuidade à pesquisa isotópica em rochas graníticas da Sub-Província Sul da Província Borborema, e objetiva, a partir dos seus resultados, adicionar dados importantes para o conhecimento acerca da mesma. O estudo de granitos brasileiros do Domínio Pernambuco-Alagoas, incluindo suas consequências geotectônicas, é um acréscimo importante à pesquisa por revistas internacionais (e.g. *Journal of South American Earth Science* 1995), o qual será abordado nesta dissertação.

A Província Borborema, definida por Almeida et al. (1977; 1981), está localizada no Escudo Atlântico da Plataforma Sulamericana (Figura 2), ocupando uma área de aproximadamente 380.000 Km². Os limites atuais da província são marcados, a oeste, pela Bacia do Parnaíba; a noroeste, pelo cratón São Luiz; de norte a leste, pelas bacias marginais Ceará, Potiguar, Pernambuco, Paraíba e Sergipe-Alagoas; e a sul, pelo Cratón São Francisco.

Figura 2 - Mapa simplificado do Plataforma Sulamericana.

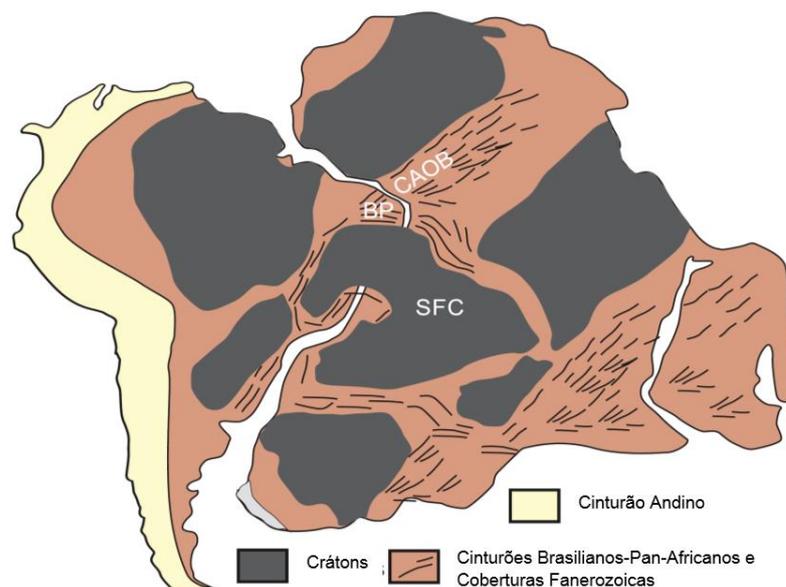


Fonte: Almeida et al. (1981). Traduzido pelo autor.

1-Cadeia Andina; 2-Plataforma Patagônica; 3-Plataforma Sulamericana; a) Coberturas sedimentares do Fanerozoico; b) Embasamento pré-cambriano exposto. I – Escudo das Guianas, II Escudo Brasil Central, III – Escudo Atlântico.

No contexto anterior à fase extensional Mesozoica, a Província Borborema estava ligada ao continente Africano, com o qual formava uma larga faixa orogenética, denominada Pan-africana/Brasiliana, constituindo assim o Gondwana Ocidental (Brito Neves et al., 2000; Caby 1989; Castaing et al., 1994; Neves et al., 2003; Trompette 1997; Van Schmus et al., 1995; 2008; 2011). Nesse contexto, a província era limitada a norte pelos crátons São Luiz, Amazônico e Oeste Africano, e a sul, pelos crátons São Francisco e Congo (Figura 3).

Figura 3 - Reconstrução pré-drifte da América do Sul e África, mostrando o cinturão Andino, crátons Arqueanos e Proterozoicos, e Províncias Brasilianas/Panafricanas do Gondwana Oeste.



Fonte: Neves et al. (2016).

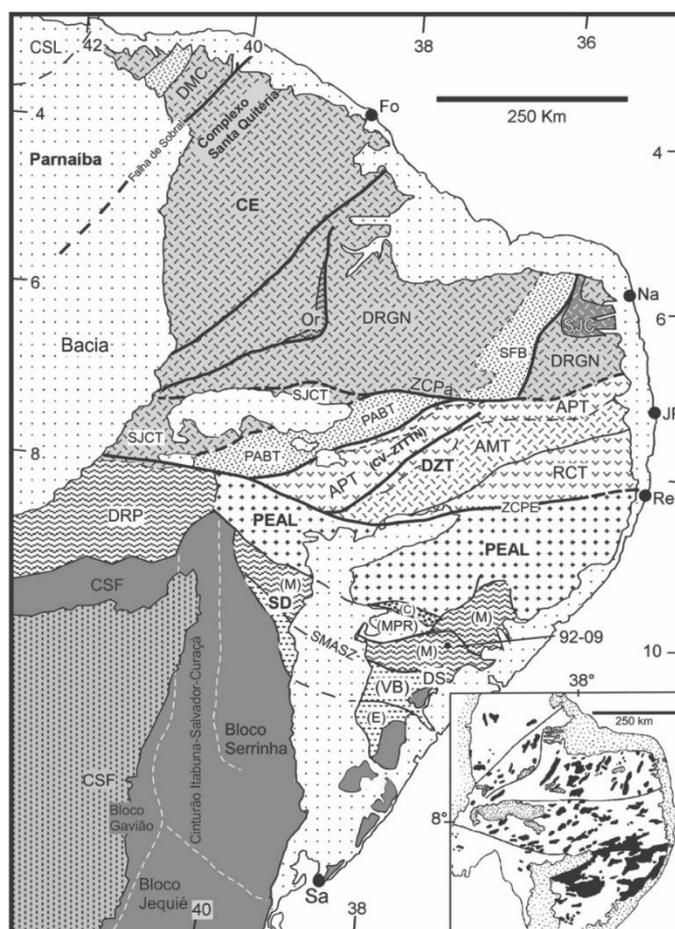
BP: Província Borborema; CAOB - Cinturão Orogênico Central Africano; SFC – Cráton São Francisco.

Em termos gerais, a Província Borborema consiste de um embasamento gnáissico-migmatítico de idade Paleoproterozoica (e.g. Cruz et al., 2014), rochas supracrustais neoproterozoicas (eg. Neves et al., 2009; Hollanda et al., 2015), volume considerável de intrusões graníticas ediacaranas (Ferreira et al., 1998), ortognaisses tonianos (eg. Guimarães et al., 2016), raros núcleos arqueanos (eg. Dantas, 2004; Souza et al. 2016), e ortognaisses estaterianos a calimínianos (eg. Amaral et al., 2015). Esse conjunto foi estabilizado no final do Neoproterozoico, com o fim da orogênese Brasiliana.

Os elementos crustais que compõem a Província Borborema já receberam várias denominações (e.g. cinturões de dobramentos, faixas, maciços, terrenos, altos). Atualmente, é amplamente aceito que a província consiste de um mosaico de faixas de dobramentos e domínios separados por grandes zonas de cisalhamentos brasilianas. Trabalhos sucessivos de Van Schmus et al. (1997; 2008; 2011) propuseram alguns modelos de compartimentação tectônica para a província. O modelo mais recente (Van Schmus et al., 2011), divide a província em sete domínios tectônicos, que podem ser agrupados em três subprovíncias, de sul para norte: a Subprovíncia Sul, contendo o Domínio Sergipano (1), situado a norte do cráton São Francisco; o Domínio Pernambuco-Alagoas (2), a norte do Domínio Sergipano e a sul do Lineamento Pernambuco; e o Domínio Riacho do Pontal (3), situado também

a sul do Lineamento Pernambuco e a oeste do Domínio Pernambuco-Alagoas; a Subprovíncia Central ou Domínio da Zona Transversal (4), limitada pelo Lineamento Pernambuco a sul, e pelo Lineamento Patos a norte; e, por fim, a Subprovíncia Norte, incluindo o Domínio Rio Grande do Norte (5), situado a norte do Lineamento Patos; o Domínio Ceará (6), situado a oeste do Domínio Rio Grande do Norte; e (7) o Domínio Coreaú, a oeste desse último (Figura 4).

Figura 4 - Província Borborema: principais domínios e lineamentos.



Fonte: Van Schmus et al. (2011)

CE - Domínio Ceará, (Or = Cinturão Orós 1.8 Ga); DZT - Domínio da Zona Transversal (AMT-Terreno Alto Moxotó, APT-Terreno Alto Pajeú, CV- Cinturão Orogênico Cariris Velhos, PABT- Terreno Piocó Alto Brígida, RCT- Terreno Rio Capibaribe, SJCT- Terreno São Jose do Caiano, ZTTN- Zona Tectônica Teixeira Terra Nova; DMC- Domínio Médio Coreaú; PEAL - Domínio Pernambuco-Alagoas; DRGN - Domínio Rio Grande do Norte (SJC - Núcleo Arqueano São José do Campestre; SFB - Cinturão Seridó); DRP - Domínio Riacho do Pontal; CSF - Cráton São Francisco; CSL - Cráton São Luís; DS - Domínio Sergipano (C- Complexo Canindé; E- Subdomínio Estância; M- Subdomínio Macururé; MPR- Subdomínio Marancó Poço Redondo; Vb- subdomínio Vaza Barris). Falhas e zonas de cisalhamento: ZCP - Zona de Cisalhamento Patos; ZCPE - Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCSMA- Zona de cisalhamento São Miguel do Aleixo; TBL - Lineamento Transbrasiliano. Cidades: Fo, Fortaleza; Jp- João Pessoa, Na, Natal; Re, Recife; Sa, Salvador.

Alguns pesquisadores denominaram a parte Central da Província Borborema de “Domínio do Super Terreno Rio Pajeú ou Transversal” (Santos et al., 1995; 1996; e 1998), o qual abrangeria os terrenos, de oeste para leste, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe. A Subprovíncia Sul de Van Schmus (1997), nessa ocasião, compreenderia os terrenos Monte Orebe, Brejo Seco, Riacho do Pontal, Sergipano, Canindé-Marancó e Pernambuco-Alagoas. O presente trabalho, porém, utiliza o termo “domínio”, introduzido por Van Schmus et al. (2008), o qual não possui conotação genética e é aceito pela maioria dos pesquisadores (eg. Silva Filho et al., 2016).

3.1 PRINCIPAIS EVENTOS TECTÔNICOS DA PROVÍNCIA BORBOREMA

À evolução da Província Borborema, são atribuídos três eventos tectono-magmáticos. São eles: o evento Transamazônico (2,2-2,0 Ga), o evento Cariris Velhos (1,1-0,94 Ga) e o evento Brasileiro-Pan-africano (0,65-0,57 Ga).

3.1.1 Evento Transamazônico – Eburmiano (2,2-2,0 Ga)

O ciclo Transamazônico (e.g. Santos, 1995; Van Schmus et al., 1995; Leite et al., 2000; Brito Neves et al., 2001b; Melo et al., 2002; Kozuch, 2003; Neves et al., 2004, Santos et al., 2004; Neves et al., 2008; Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2001b; Melo et al., 2002) compreende um evento orogênico correspondente à formação do embasamento Paleoproterozoico da província, sendo um período de intenso crescimento crustal seguido de acreção. Para Rogers, 1996, esse período corresponde à amalgamação de vários blocos crustais, consolidando o continente Atlântica.

3.1.2 Evento Cariris Velhos (1,0 - 0,87Ga)

Nas subprovíncias Central e Sul da Província Borborema, são encontrados ortognaisses e rochas metassedimentares fortemente retrabalhados, com idades entre 1,0 e 0,87 Ga. Essas rochas são atribuídas ao evento toniano Cariris Velhos (e.g. Brito Neves et al., 1995; Van Schmus et al., 1995; Kozuch, 2003; Leite et al., 2000; Brito Neves et al., 2001a; Carvalho et al., 2005; Santos et al., 2008, 2010; Oliveira et al., 2010; Caxito et al., 2014), o qual ainda é bastante debatido em relação à sua gênese. Para rochas dessa idade com assinaturas geoquímicas de ambiente colisional ou arco magmático, são utilizadas as definições de Santos

(1996, 1995, 2010, 2015), que sugerem, para esse período, acresção de corpos exóticos denominados terrenos, antes separados por oceanos. Para granitoides tonianos com assinaturas geoquímicas indicativas de contexto anorogênico/rifte, esse período é considerado um evento tafrogenético, sem produção expressiva de crosta oceânica (Neves et al., 2003; Guimarães et al., 2016). Para esses autores, a deformação dessas rochas está associada ao Ciclo Brasileiro, mais tardio.

3.1.3 Evento Brasileiro - Panafricano (650-500 Ma)

O evento orogênico Brasileiro-Panafricano é aceito pelos pesquisadores como o principal evento tectonotermal da Província Borborema, sendo responsável por metamorfismo de alta temperatura e adição de volume magmático considerável à crosta. A esse período, é atribuído também o desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento de escala continental, representado pelas zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos, com tendência E-W dextrais, e suas ramificações, com tendência NE-SW sinistrais (e.g. Santos e Brito Neves, 1993; Ferreira et al., 1998; Brito Neves et al., 2000; 2005; Van Schmus et al., 1995, 2008; Neves et al., 2009).

3.2 GRANITOIDES BRASILIANOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA

O magmatismo brasileiro foi responsável por adicionar grandes plútons e batólitos à crosta durante os períodos Criogeniano e Ediacarano da Província Borborema. Ferreira et al., (1998); (2004) e Sial et al., (1999) revisaram a distribuição desses granitoides e Brito Neves et al. (2014), Neves et al. (2006) e Guimarães et al. (1998; 2004) identificaram diferentes pulsos magmáticos ocorridos em diferentes intervalos durante o evento.

Guimarães et al. (1998), utilizando dados petrográficos, de geoquímica de rocha total e isotópicos (Sm-Nd e U-Pb), dividiram os granitoides do domínio Central da Província Borborema em cinco grupos principais, os quais foram reagrupados por Guimarães et al. (2004) em quatro grupos: 1) Granitoides cálcio-alcálicos com idade 610-644 Ma; 2) Granitoides cálcio-alcálicos de alto-K e shoshoníticos, com idades 590-581 Ma; 3) Granitoides alcálicos pós-colisionais, com idades ~570 Ma; e 4) Granitoides alcálicos tipo-A, pós-orogênicos, associados a magmatismo bimodal subvulcânico, e com idades entre 540 e 512 Ma.

3.3 ZONAS DE CISALHAMENTO

A Província Borborema possui um complexo sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes (z.c.), algumas das quais são consideradas megaestruturas com continuidade no continente africano. Vauchez et al. (1995) dividiu esse sistema em dois domínios: 1) Domínio ocidental, que abrange o estado do Ceará, onde estão localizadas zonas de cisalhamento destrais com direções NE; e 2) Domínio Oriental, abrangendo os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, onde há dois sistemas de zonas de cisalhamento descontínuos (Patos-Campina Grande e Pernambuco), com orientação preferencial E-W e cinemática dextral. Esses sistemas são os mais expressivos da Província Borborema e compreendem as zonas de cisalhamento Pernambuco Leste, Pernambuco Oeste, Campina Grande e Patos. Junto a essas, zonas de cisalhamento secundárias, com caráter sinistral e direção NE-SW, formam o arcabouço estrutural da Província Borborema.

Datações U-Pb e Pb-Pb de plutons associados às zonas de cisalhamento restringem o período de nucleação dessas zonas no intervalo de 590-570 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2004). Essas zonas de cisalhamento retrabalham uma foliação de baixo ângulo preservada nos ortognaisses do embasamento Transamazônico e nas rochas supracrustais. Segundo Guimarães & Silva Filho (1994; 1995), Ferreira et al. (1998; 2004) e Guimarães et al. (2004), a distribuição espacial desse magmatismo ocorre principalmente próximo aos limites dos domínios e/ou ao longo de zonas de cisalhamento as quais marcam a transição entre compressão e distensão durante a orogênese Brasileira na Província Borborema.

3.4 EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Apesar do número crescente de estudos geológicos realizados na Província da Borborema, ainda não há um consenso na literatura quanto à sua evolução tectônica. O tema é bastante debatido em simpósios e congressos e conta com três modelos evolutivos principais. São eles: alóctone, intracontinental e subducção.

O modelo alóctone, proposto por Santos (1995), Santos e Medeiros (1999), Ferreira et al. (2008); Oliveira et al. (2004), Santos et al. (2008) e Brito Neves et al. (2014; 2000), apresenta a província como o resultado de uma colagem de terrenos tectonoestatigráficos exóticos. Nesse modelo, as rochas e as estruturas da província

teriam se desenvolvido principalmente durante a orogênese Cariris Velhos (~1.0 Ga) e a orogênese Brasileira (650- 580 Ma), evento que teria retrabalhado as estruturas e a crosta herdadas da orogênese anterior.

O modelo intracontinental, desenvolvido por Neves (2003), contrariamente aos outros dois, propõe que a Província Borborema, as faixas Camarões e Nigéria e os crátons Amazônico, São Francisco/Congo e Oeste Africano formavam um único continente entre 2,2 - 2,0 Ga (Atlântica, Rogers, 1996), o qual teria sofrido rifteamento e depois convergência dos blocos continentais. As intrusões neoproterozoicas teriam assinatura geoquímica de granitos do tipo intraplaca e os eventos extensionais não teriam desenvolvido grandes oceanos.

O modelo da subducção, de Oliveira et al. (2010), propõe que grandes oceanos separavam a Província Borborema dos crátons Amazônicos e São Francisco. Nesse modelo, o Cinturão Sergipano teria se formado pela colisão do domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton São Francisco, desencadeando deformação na margem passiva (domínio Pernambuco-Alagoas) e intrusões graníticas no cinturão (628-627 Ma e 590-570 Ma).

3.5 DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS

O domínio Pernambuco Alagoas já recebeu várias denominações nas últimas décadas, entre as principais: batólito (Dantas et al., 1970), área cratogênica (Melo et al., 1977), maciço (Brito Neves, 1975), terreno/maciço (Santos, 1995), terreno (Santos, 1996), complexo (Silva Filho et al., 2002), superterreno (Brito Neves, 2017), e o termo aqui utilizado, domínio (Van Schmus et al., 2008).

Esse domínio está localizado na Subprovíncia Sul de Van Schmus et al. (1997; 2011), e é limitado a norte pelo domínio da Zona Transversal, e a sul e oeste pelos domínios Sergipano e Riacho do Pontal. Esta área é dividida em domínio Pernambuco-Alagoas Leste e domínio Pernambuco-Alagoas Oeste pelo sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. O domínio Pernambuco Alagoas Leste é responsável por 75% da área total do domínio.

Trabalhos mostram que o domínio Pernambuco-Alagoas Leste possui um contexto litológico abrangente, constituído por diversos litotipos. Tratam-se de complexos metamórficos definidos primeiramente por Medeiros & Santos (1998), incluindo ortognaisses migmatizados referentes ao complexo Belém do São Francisco, rochas supracrustais localmente migmatizadas denominadas complexo

Cabrobó, granitoides tonianos com idade 947 Ma (Brito et al., 2008) e granitoides neoproterozoicos sin-, pós- a tardi-tectônicos com características químicas distintas geradas por diferentes protólitos, formando a região onde se encontram os maiores batólitos graníticos da Província Borborema (Silva Filho et al., 2002).

3.5.1 Zonas de cisalhamento do domínio

O arcabouço estrutural do domínio Pernambuco Alagoas Leste ainda é bastante discutido nos limites sul e central. Seus limites são formados, a norte, pela zona de cisalhamento Pernambuco, de caráter dextral, a sudoeste pela zona de cisalhamento Macururé (Van Schmus et al., 2008), e a sudeste pela Belo Monte-Jeremoabo. A parte central é formada por zonas de cisalhamento sinistrais com orientação predominantemente NE-SW (Rio Chata e Itaíba), e zonas de cisalhamento dextrais com orientação predominantemente NE-SW (Palmares, Maravilha, Ribeirão e Cajueiro). As zonas de cisalhamento Limitão e Jacaré do Homens possuem orientação NE-SW, enquanto as zonas de cisalhamento Garanhuns, Macururé e Belo Monte-Jeremoabo possuem orientação predominantemente E-W Silva Filho et al. (2014; 2016) aponta que essas cinco zonas ainda não tiveram suas vergências estudadas.

3.5.2 Complexos Metamórficos

Medeiros e Santos (1998) reconheceram dois complexos metamórficos no Domínio Pernambuco-Alagoas, sendo eles os complexos Cabrobó e Belém do São Francisco. Autores frequentemente correlacionam rochas supracrustais do domínio ao Complexo Cabrobó e rochas ortoderivadas migmatizadas ao complexo Belém do São Francisco.

3.5.2.1 Complexo Belém do São Francisco

O Complexo Belém do São Francisco é um segmento infra-crustal composto principalmente por rochas metaplutônicas representadas por ortognaisses leucocráticos de composição tonalítica, granodiorítica e monzonítica, geralmente migmatizados, com mesossomas de composição diorítica a tonalítica. São encontradas também lentes máficas. Autores ainda não entraram em consenso em relação à sua idade de cristalização. Idade U-Pb, obtida em amostra coletada próximo à cidade de Floresta-PE, indica cristalização do protólito em 2.079 Ma

(Mendes et al., 2009). Van Schmus et al. (1995), porém, reportou idade U-Pb de 1,58 Ga, obtida em gnaiss com granada migmatizado. A trama estrutural dessa unidade é marcada por foliação de baixo ângulo.

3.5.2.2 *Ortognaisse Rio Formoso*

Esta unidade foi primeiramente mapeada por Barbosa (2009), abrangendo a parte sul do município de Rio Formoso-PE. Seus limites são formados pela bacia Pernambuco, a leste, e pelo batólito Rio Formoso, a oeste. Esta unidade é formada por leuco-ortognaisses grossos a finos de composição tonalítica a granodiorítica. Quando próximo ao batólito Rio Formoso, apresentam porções grossas com textura augem formado pelo feldspato potássico.

3.5.2.3 *Complexo Cabrobó*

Trata-se de uma unidade predominantemente supracrustal, composta por granada-biotita gnaisses, localmente migmatizados e intercalados com quartzitos, xistos, rochas calciossilicáticas, anfíbolitos, ortognaisses e migmatitos. As rochas supracrustais mapeadas no domínio Pernambuco-Alagoas são usualmente atribuídas a esse complexo.

Com base em trabalhos de campo e petrografia, esse complexo foi dividido por Silva Filho et al., (2014) em três sequências: Rio Una ou Venturosa, Inhapi e Palmares, compostas por biotita-granada paragnaisses com intercalação com quartzitos, xistos, rochas calciossilicáticas e anfíbolitos. Dados de U-Pb em zircão indicam que a idade máxima deposição é 854 Ma, caracterizando um evento extensional Criogeniano, antes do estabelecimento do evento Brasileiro (Cruz et al., 2014).

A sequência Rio Una (ou Venturosa) é composta por rochas metassedimentares e metavulcânicas sobrepostas ao embasamento Paleoproterozoico. Os metassedimentos são sub-divididos em três unidades por Osako (2005) e Silva Filho et al. (2007). Unidade 1: trata-se de metapelitos migmatizados, com mesossoma peraluminoso (andalusita-cordierita-granada gnaisses, intercalados com quartzitos). Unidade 2: metagrauvacas migmatizadas, biotita gnaisses com intercalações de quartzitos, rochas calciossilicáticas, anfíbolitos, metagabros e piroxenitos. Unidade 3: localizada entre as unidades 1 e 2, e formada

por granada-biotita gnaisses bandados com intercalações de rochas calciossilicáticas e piroxenitos.

A Sequência Inhapi ocupa uma área de aproximadamente 100 km de comprimento e 30 km de largura. Essa sequência é limitada a sul pelo batólito Águas Belas-Canindé através de zonas de cisalhamento NE-SW de baixo ângulo, e a norte, pelo batólito Buíque Paulo Afonso, e pertence ao Subdomínio Água Branca.

Segundo Silva Filho et al. (2014), essa sequência possui magmatismo máfico pré- a sin-colisional formado por gabros e anfibolitos, magmatismo intermediário a félsico sin-colisional, formado por pegmatitos e ortognaisses tonalíticos, e sienogranitos com granada do tipo S tardi- a pós-colisionais intrudidos em sequências metassedimentares com baixa foliação. As rochas metassedimentares dessa sequência são subdivididas em duas unidades: 1) sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaisses localmente migmatizados e pequenas lentes de anfibolitos e mármore; 2) biotita-muscovita-granada gnaisses, localmente migmatizados, com lentes de anfibolitos, rochas calciossilicáticas e gabros.

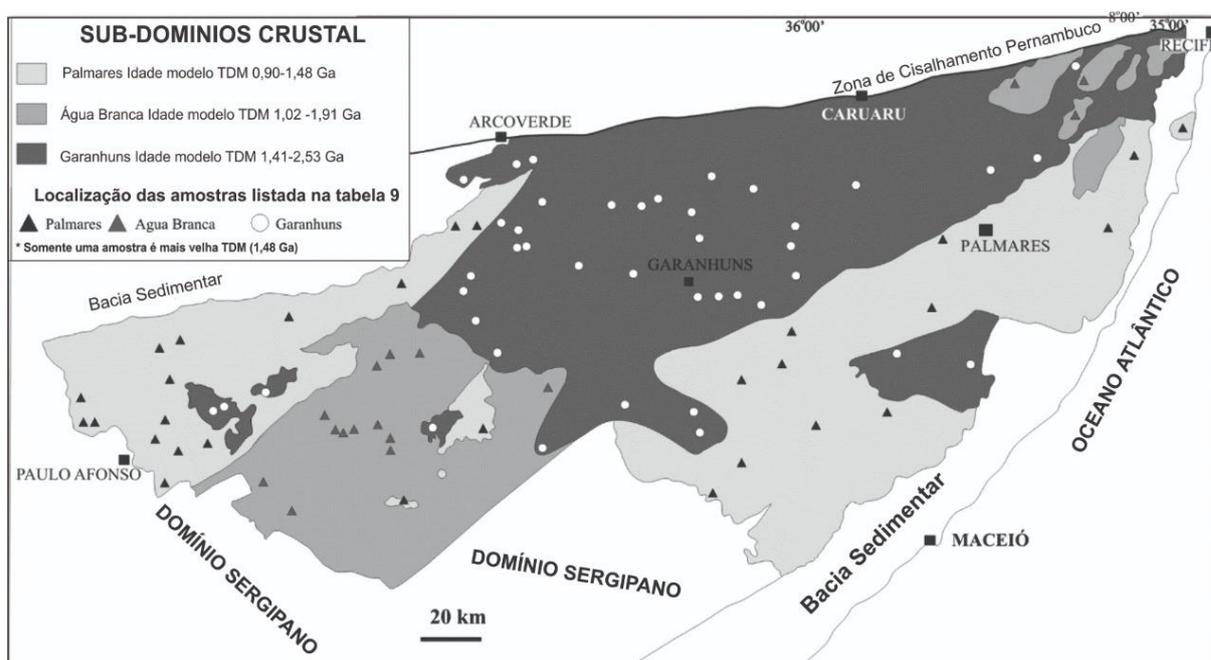
Já a sequência Palmares possui orientação NE-SW, ocupando uma área de aproximadamente 6.000 Km². Seus limites são formados por zonas de cisalhamento dextrais que a separam de ortognaisses a norte, núcleos arqueanos do complexo Arapiraca a sul, e do batólito Ipojuca-Atalaia a leste. Esta sequência é formada por granada-sillimanita-biotita paragnaisses e metagrauvascas, além de quartzitos intercalados com arcósios e anfibolitos. Essas rochas são intrudidas por granodioritos a duas micas pós-tectônicos, e anfibólito granodioritos bandados e gabros, com vergência para NW. Migmatitos com mesossoma de composição tonalítica são expostos no extremo NE da sequência. Datações U-Pb em zircão e Sm-Nd em ortognaisses intrudidos na sequência supracrustal indicaram idade de cristalização 620 ± 10 Ma e idade TDM de 1.03 Ga. A primeira é utilizada como a idade máxima de deposição dessa sequência.

3.5.3 Batólitos graníticos brasileiros no domínio Pernambuco Alagoas Leste

Foram identificadas várias intrusões graníticas no domínio Pernambuco Alagoas leste Silva Filho et al. (1996, 1997a,b). Baseado em petrografia, abundância de fases acessórias máficas e geoquímica, Silva Filho et al. (2002) agrupou essas intrusões em cinco grandes batólitos graníticos compostos, são eles: Ipojuca-Atalaia, Marimbondo-Correntes, Garanhuns, Águas Belas-Canindé e Buíque-Paulo Afonso.

subdomínios: 1) Garanhuns, com idades TDM entre 1.6 a 2.6 Ga e formado pela sequência Rio Una, granitoides e ortognaisses, e a porção sul do batólito Ipojuca-Atalaia; 2) Água Branca, com idades TDM no intervalo de 1.2 a 1.70 Ga, e formado pelo batólito Águas Belas-Canindé e a sequência Inhapi; e 3) Palmares, com idades TDM entre 0.9-1.2 Ga, e compreendido pela sequência Palmares, ortognaisses migmatizados do embasamento e os batólitos Buíque-Paulo Afonso e parte norte do Ipojuca-Atalaia (Figura 6).

Figura 6 - Subdivisão do domínio Pernambuco Alagoas Leste baseado em dados de idades TDM



Fonte: Silva Filho et al. (2014).

O batólito Ipojuca-Atalaia está localizado próximo à costa do Oceano Atlântico, entre as cidades de Recife e Maceió, e é classificado como composto, contendo várias intrusões graníticas. O agrupamento dos batólitos Correntes-Maribondo e Ipojuca-Atalaia resultou na junção de sete plútons brasileiros (Rio Formoso, Joaquim Gomes, Ipojuca, Flexeira, Murici, Viçosa e Correntes), intrudidos em paragnaisses da Sequência Palmares do Complexo Cabrobó (Silva Filho et al., 2002, 2013).

Relações de campo e análises petrográficas e geoquímicas foram utilizados por Silva Filho et al. (2002) e Gomes et al. (2009) para mapear e separar as diferentes fácies do batólito composto Ipojuca-Atalaia (Tabela 1), no qual está inserido o batólito Rio Formoso, estudado nesta dissertação. De acordo com Gomes

et al. (2009), o Batólito Ipojuca-Atalaia apresenta duas fácies. Uma composta por biotita-anfibólio granitoides de granulometria grossa, porfirítica, do tipo Itaporanga, com enclaves de composição diorítica, e intercalada com uma subfácies sienítica. E outra representada por dioritos de granulação fina. As análises químicas de rocha total permitiram classificar as fácies supracitadas como calcioalcalinas potássicas, metaluminosas.

Segundo Silva Filho et al. (2002), o batólito Ipojuca Atalaia é composto por cinco intrusões (os plútons Ipojuca, Rio Formoso, Joaquim Gomes, Flexeira e Murici), que compreendem duas fácies. A primeira (fácies 1) é definida como álcali-feldspato sienogranito a duas micas, composto pelos minerais acessórios biotita, muscovita, opacos, apatita, zircão, epidoto e titanita. A segunda (fácies 2) é formada por monzogranito a quartzo sienito, composto pelos minerais acessórios biotita, anfibólio cálcico, opacos e titanita. As análises químicas de rocha total permitiram classificar essas rochas como da série cálcio alcalina de alto potássio e peraluminosa, com exceção do plúton Ipojuca, que mostra caráter cálcio alcalino e metaluminoso. De acordo com análises isotópicas de Sm-Nd, o batólito Rio Formoso é pertencente à fácies 1, com idade modelo Nd ~ 1.99 Ga, e ϵ_{Nd} -16,8. Dados geocronológicos obtidos nos plútons do batólito Ipojuca-Atalaia apresentam idade U-Pb de $593 \pm$ Ma (plúton Correntes) e 580 Ma (plúton Viçosa) (Silva Filho et al., 2014, 2016).

Tabela 1 - Aspectos petrográficos, geoquímicos e texturais do batólito Ipojuca Atalaia, segundo Gomes et al. (2009) e Silva Filho et al. (2002).

Autores	Fácies	Minerais Acessórios	Granulação	Enclaves	Geoquímica
Gomes et al. (2009)	1- Biotita anfibólio granitoides com subfácies sienítica;	Sem descrição;	Grossa a porfírica;	Dioríticos;	Calcioalcalino de alto K, metaluminoso, do tipo Itaporanga;
	2 - Diorítica;	Sem descrição;	Fina;	Sem descrição;	
Silva Filho et al. (2002)	1 - Alkali-feldspato sienogranito a micas;	1 - Biotita, muscovita, opacos, apatita, zircão, epidoto e titanita;	Sem descrição;	Sem descrição;	Cálcioalcalina de alto-K, peraluminoso;
	2- Monzogranitos a quartzo sienitos.	2- Biotita, anfibólio cálcico, opacos e titanita.	Sem descrição.	Sem descrição.	Calcioalcalino, metaluminoso (pluton Ipojuca).

3.6 TRABALHOS ANTERIORES NO BATÓLITO RIO FORMOS

Abrangendo partes da área de estudo desta dissertação, Barbosa (2009) e Gomes (2017) realizaram mapeamentos geológicos, em escala 1:50.000, correspondentes a trabalhos de conclusão do curso de geologia da UFPE. O primeiro estudou a porção central da área de estudo, em torno da cidade de Rio Formoso, e Gomes (2017), o extremo nordeste da área. Nesses trabalhos, são abordados aspectos geológicos de campo e petrográficos. Abaixo segue uma síntese das fácies descritas por esses autores (Tabela 2).

Segundo Barbosa (2009), são encontradas três fácies: 1) leucocrática, porfírica, de composição variando entre sienogranítica, quartzo sienítica e sienítica, de granulação média a muito grossa, com cristais de feldspato potássico de até 3 cm, orientados segundo a foliação magmática, e com os minerais acessórios granada, allanita, zircão, anfibólio, titanita e opacos; 2) leucocrática a mesocrática, equigranular média, de composição variando de monzogranítica, granodiorítica, quartzo monzonítica a quartzo monzodiorítica, e com os minerais acessórios biotita e anfibólio; e 3) fácies melanocrática, inequigranular fina a média, de composição variando de granodiorito, quartzo monzonito e tonalito, e com os minerais acessórios biotita, anfibólio e opacos.

Tabela 2 - Aspectos petrográficos e texturais do batólito Rio Formoso na área de estudo, segundo Barbosa (2009) e Gomes (2017).

Autores	Fácies do batólito Rio Formoso	Minerais Acessórios	Granulação	Texturas
Barbosa (2009)	1 - Leucocrática, porfirítica, sienogranítica, quartzo-sienítica a sienítica.	1 - Granada, allanita, zircão, anfibólio, titanita e minerais opacos;	1 - Média, grossa a muito grossa, cristais de até 3cm;	1 - Inequigranular porfirítica, foliação magmática;
	2 - Leucocrática a mesocrática, monzogranítica, granodiorítica, quartzo monzonítica e quartzo monzodiorítica.	2 - Biotita e anfibólio;	2 - Média;	2 - Equigranular;
	3 - Melanocrática, granodiorítica, quartzo monzonítica e tonalítica;	3 - Biotita, anfibólio e minerais opacos.	3 - Média a fina.	3 - Equigranular;
Gomes (2017)	1 - Sienogranítica;	1 - Biotita (por vezes cloritizada), zircão, epidoto, apatita, opacos, titanita e hornblenda.	1 - Média a grossa, com megacristais de feldspato potássico de até 3 cm; por vezes de granulação fina;	1- Porfirítica a equigranular; localmente, migmatizados; enclaves dioríticos; diques sienograníticos finos e equigranulares;
	2 - Monzogranítica.	2 - Biotita, opacos, apatita, zircão e muscovita.	2 - Média.	2 - Equigranular

Fonte: O autor (2018).

Segundo Gomes (2017), foram descritas duas fácies: 1) sienogranítica, de granulação muito grossa devido a megacristais de feldspato potássico, e matriz equigranular, tendo como fases minerais acessórias biotita, por vezes cloritizada, zircão, apatita, epidoto, minerais opacos, e algumas fases que podem ocorrer ou não, como anfibólio e titanita; e 2) monzogranito equigranular de granulação média, tendo como fases minerais acessórias biotita, opacos, apatita, zircão e muscovita.

4 GEOLOGIA LOCAL: BATÓLITO RIO FORMOSO

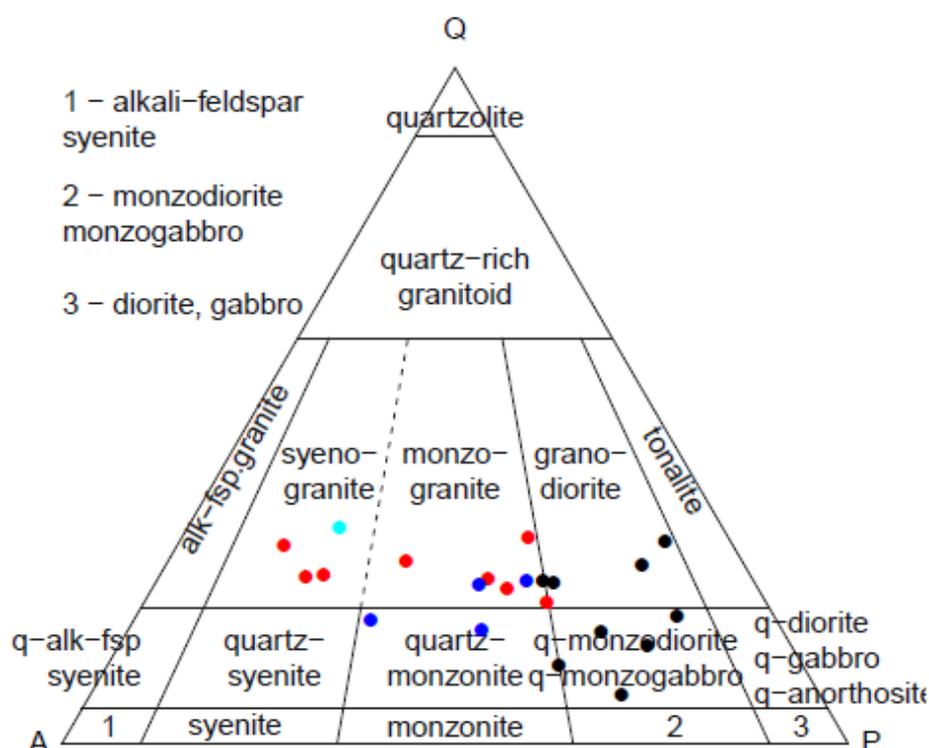
O batólito Rio Formoso está localizado na área de estudo, a 20 km do oceano Atlântico, entre os municípios de Sirinhaém-PE (norte) e Tamandaré-PE (sul). A sul dessa área, ocorrem afloramentos que adentram o oceano. Essas rochas, como já apontado, fazem parte do batólito composto Ipojuca-Atalaia, definido por Silva Filho et al. (2002). As rochas encaixantes deste batólito são granada-biotita paragneisses da sequência Palmares Silva Filho et al. (2014), o ortogneisse Rio Formoso (Barbosa, 2009), pertencente ao complexo Belém do São Francisco (Santos e Medeiros, 1999), e o Tonalito Tamandaré, individualizado neste trabalho. Na área de estudo, a borda leste do batólito Rio Formoso é limitada pela bacia marginal Pernambuco. Esse batólito se estende na direção sul/sudoeste, e possui grande possibilidade de continuação para norte, onde foi encontrado apenas um pequeno afloramento bastante alterado.

O arcabouço estrutural do batólito Rio Formoso é representado por zonas de cisalhamento anastomosadas, com direção predominante NE-SW, caráter dextral e subparalelas à foliação magmática do batólito, e por falhas de direção NW-SE, preenchidas por diques tardios de composição quartzo-feldspática. A zona de cisalhamento Palmares, é a de maior expressão na área de estudo, marcando o contato entre a sequência Palmares e a borda leste do batólito Rio Formoso. Outras zonas de cisalhamento indiscriminadas foram mapeadas e descritas por Barbosa (2009), o qual descreve em seu trabalho várias rochas miloníticas. Foram analisados os mapas magnéticos geofísicos de derivada vertical do campo magnético total (DZ), do campo magnético total anômalo e o mapa de amplitude do sinal analítico (ASA), os quais permitiram a interpretação de novas falhas e zonas de cisalhamento para a área de estudo - além das já mapeadas. Em campo, foram encontrados afloramentos onde é possível visualizar cristais de feldspato potássico deformados, alongados na direção das falhas (PH-05, de direção 130 Az), e planos de falhas com mergulho para NE (PH-30, 40° 60 Az e PH-44, 35-40° 20 Az) e foliações magmáticas paralelas às zonas de cisalhamento (PH-42, subvertical, de direção 38 Az e PH-44, 40° 184 Az) (Figura 7).

O mapeamento realizado neste trabalho não pôde abranger toda a área do batólito, sendo desconhecidos os seus limites N e S/SW. O batólito aflora 190 km² na região de estudo, onde foi possível identificar, com base em petrografia, textura e

geoquímica das rochas, quatro litofácies: quartzo monzodiorito a granodiorito fino (QMGF); quartzo monzonito a monzogranito porfirítico (QMMP); monzogranito a sienogranito médio (MSM); e monzogranito a sienogranito porfirítico (MSP).

Figura 7 - Diagrama de Streckeisen (1974) com amostras das fácies do batólito Rio Formoso.

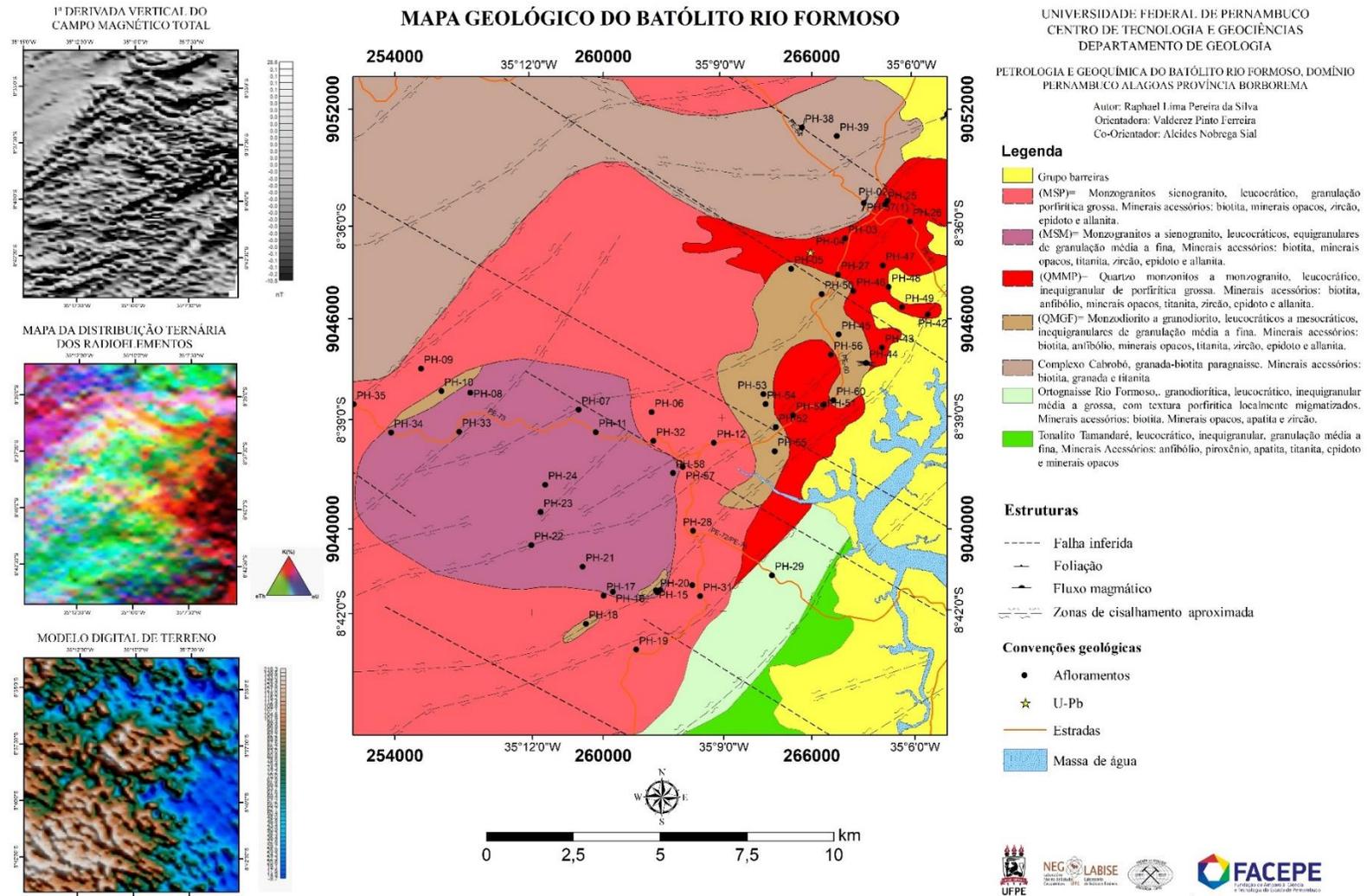


Fonte: O autor (2018).

Na Figura 8, temos o mapa geológico da região de estudo, onde é possível visualizar a distribuição das fácies no plúton. Ao longo do texto, essas fácies serão chamadas por suas siglas, para facilitar a leitura.

Foram descritas 22 lâminas petrográficas do batólito Rio Formoso. As porcentagens de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio foram recalculadas para 100%, e posteriormente, os dados foram plotados no diagrama QAP de classificação de rochas de Streckeisen et al. (1976) (Figura XX). Na etapa de análise e descrição das seções delgadas, foram identificadas as fases minerais com suas devidas características texturais e estruturas, junto à interpretação da sucessão mineral, esclarecendo sua ordem de cristalização. No final da descrição de cada fácies, são mostradas as Tabelas indicando a composições modais médias.

Figura 8 - Mapa Geológico do Batólito Rio Formoso



Fonte: O autor (2018).

4.1 QUARTZO MONZODIORITO A GRANODIORITO FINO (QMGF)

Nesta fácies, foram visitados treze afloramentos, os quais ocorrem na forma de pequenos lajedos e *boulders*. Esses afloramentos estão localizados na parte centro/leste do batólito Rio Formoso, cobrindo uma área de 15 km². Na parte oeste desta fácies, foram visitados afloramentos no limite com a fácies MSP. Na porção centro-leste, observa-se em diferentes afloramentos (ex.: PH-27 e PH-45), rochas desta fácies coexistindo com rochas da fácies QMMP, e mostrando contato crenulado característico de processos anatéticos (coexistência de magmas) (Figura9).

Figura 9 - Afloramento PH-27 (A) e (B) e afloramento PH-45 (C) e (D).



Fonte: O autor, 2018.

A) Contato entre a fácies QMGF e a fácies QMMP. Em (B), observa-se que a fácies QMGF engloba a fácies QMMP. (C) e (D) Estruturas fantasma representando rochas com característica de processos anatéticos

Essa fácies é representada por rochas de composição quartzo monzodiorítica a granodiorítica. São rochas leucocráticas a mesocráticas, inequigranulares, de granulação média a fina. Em lâmina, a soma das fases félsicas (QAP) tem uma média de ~70%, com valores de quartzo entre 5 e 21%, feldspato potássico, 6 a 24%, e plagioclásio, 35 a 52%. Quanto às fases máficas, temos biotita (15%), anfibólio (4%), minerais opacos (3%) e titanita (2%).

O plagioclásio é representado por cristais anédricos de granulação média (<3,5 mm), rodeados por uma matriz fina, definindo textura porfirítica. Podem apresentar extinção concêntrica e geminação polissintética. Alguns cristais apresentam sericitização na parte central. Englobam cristais de biotita, minerais opacos e apatita. O feldspato potássico (ortoclásio) ocorre apenas na matriz, e com concentrações baixas, como cristais anédricos, de granulometria média a fina (<1,5 mm), e podem apresentar geminação Carlsbad. O quartzo ocorre como cristais anédricos de granulação fina (<1,0 mm), recristalizados e com extinção ondulante, formando bandas de deformação que definem foliação. Epidoto ocorre como cristais euédricos de granulação fina (<1,0 mm), e o núcleo de allanita em textura que sugere que o epidoto é primário, conforme critério descrito por Sial (1993). A biotita ocorre como cristais anédricos, com hábito lamelar, e granulação fina (<1,0 mm). Em alguns cristais, é possível observar a formação de biotita a partir do anfibólio, denominada biotitização. Muitos cristais apresentam inclusões de apatita, titanita e minerais opacos. A titanita ocorre como cristais anédricos de granulação fina (<1,0 mm). A maioria dos cristais englobam minerais opacos, e alguns também englobam apatita.

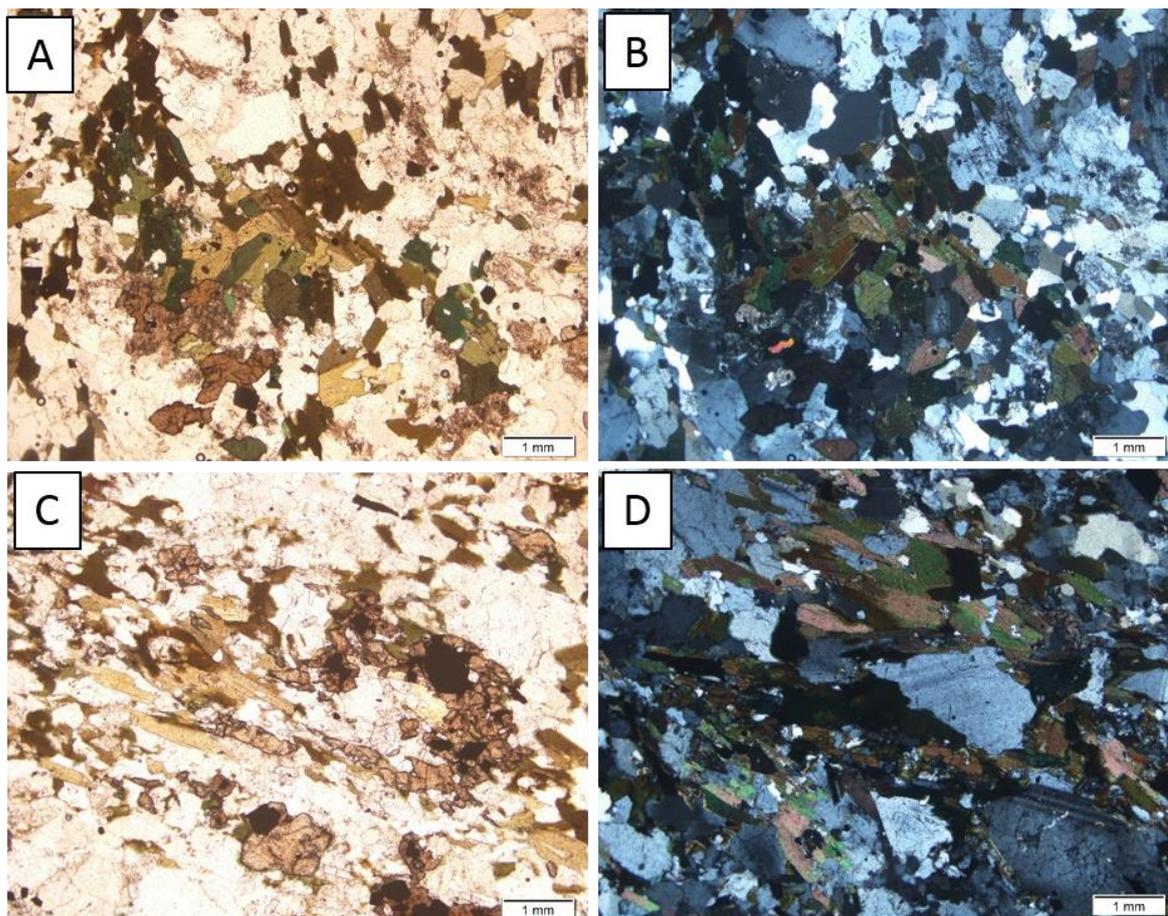
Como minerais acessórios, essa fácies apresenta anfibólio - que em algumas amostras ocorre em mais de 5% -, apatita, titanita, epidoto, minerais opacos, zircão e allanita. O anfibólio ocorre como cristais anédricos de granulação fina (<1,0 mm). Alguns grãos apresentam desestabilização para biotita. Englobam cristais de apatita e minerais opacos. A apatita ocorre como cristais subédricos de granulação fina (<1,0 mm); apresenta raras inclusões de minerais opacos. Os minerais opacos ocorrem como cristais anédricos, quando são englobados por titanita, ou subédricos a euédricos com hábito cúbico, losangular e prismático, quando isolados. Possuem granulação fina (<1,0 mm). Alguns cristais apresentam intercrescimento de titanita na borda. Minerais secundários são comuns e incluem: clorita, resultante de

cloritização da biotita, e sericita e muscovita, resultantes de seritização dos feldspatos localizados próximos a clorita secundárias (Figura 10) (Tabela 3).

A sucessão mineral foi determinada a partir das relações de inclusão, e sugerem que as primeiras fases a cristalizar compreendem os minerais opacos, seguidos, em ordem, de apatita; anfibólio, o qual engloba apatita e minerais opacos; titanita, a qual engloba minerais opacos, anfibólio e apatita; biotita, que por vezes engloba esses minerais citados anteriormente, além de ser formada a partir da recristalização de um desses; plagioclásio, que por vezes engloba apatita, biotita e minerais opacos; e por último, feldspato potássico e quartzo.

O alto teor das fases máficas reflete alta susceptibilidade magnética, com média de 60×10^{-3} SI. A alta susceptibilidade é semelhante aos granitos andinos estudados por Parada et al. (2005) e Molina (2015).

Figura 10 - Afloramento PH-10 (A) e (B) e afloramento PH-15 (C) e (D).



Fonte: O autor (2018).

Em (A) Nicóis paralelos. Granulação predominantemente fina e mineralogia representada por cristais de anfibólio, biotita, titanita, minerais opacos e apatita; e (B) Nicóis cruzados. Em (C) Nicóis paralelos, mostrando foliação da rocha representada pela orientação da biotita, titanita e anfibólio; e (D) Nicóis cruzados, mostrando a abundância de plagioclásio entre os minerais félsicos e a orientação mineral.

Tabela 3 - Composição modal das fases minerais identificadas nas seções delgadas da fácies QMGF

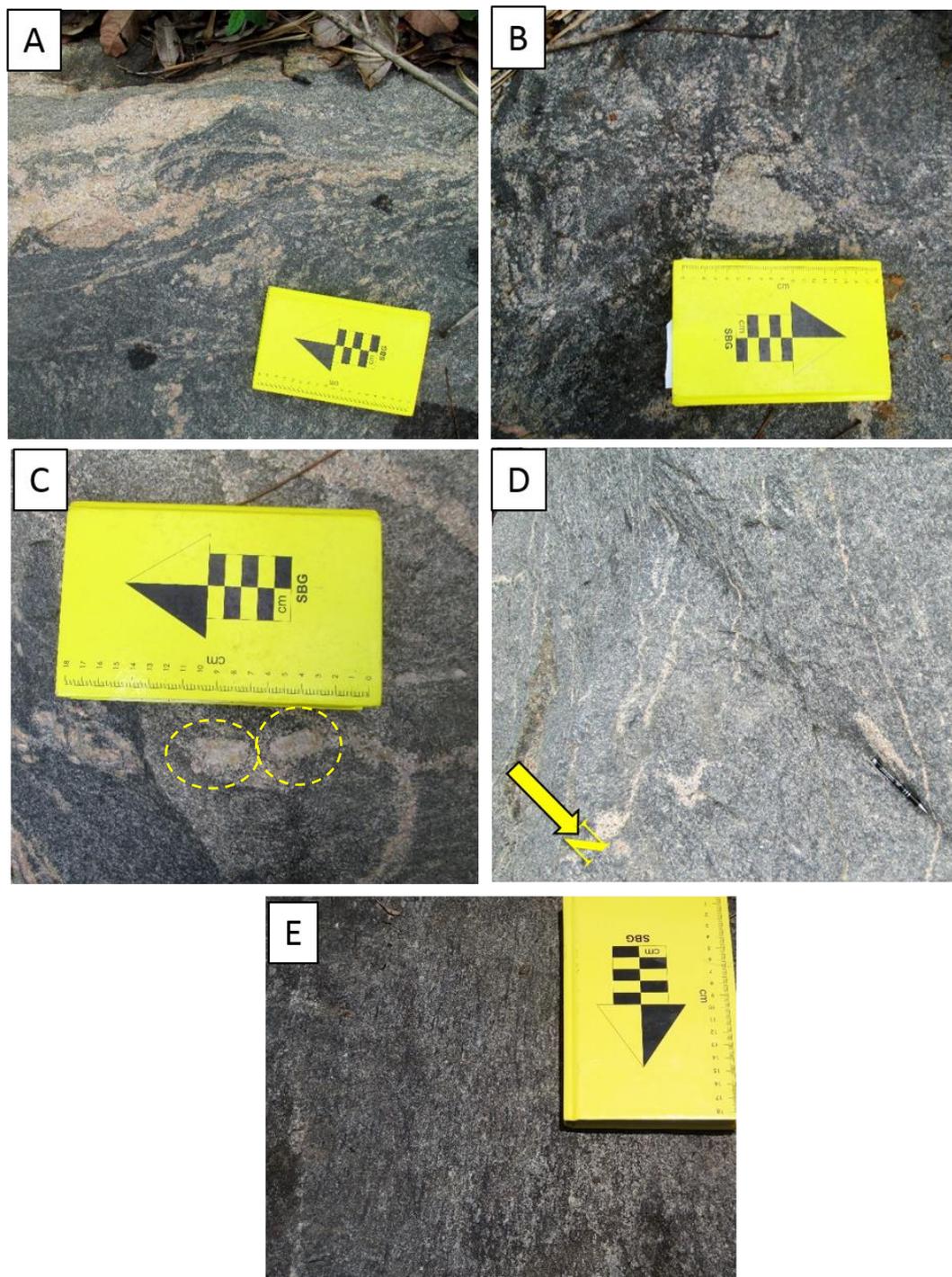
Minerais (%)	PH-05	PH-10M	PH-10F	PH-15	PH-18	PH-27.1	PH-42.2	PH-55	PH-60
Quartzo	8,80	14,40	21,20	16,20	17,20	16,20	5,30	11,60	10,40
Plagioclásio	43,80	52,90	44,10	37,50	35,30	34,40	49,70	43,00	48,40
Feldspato Potássico	23,70	9,50	6,00	8,10	19,30	17,40	18,60	16,60	13,20
Biotita	12,90	11,00	16,80	23,50	18,50	18,50	7,70	16,80	12,20
Anfibólio	2,70	1,60	2,90	2,60	3,10	4,80	10,50	3,80	0,00
Apatita	0,90	1,10	0,30	1,60	2,20	2,90	2,00	1,60	2,20
Titanita	1,90	3,90	2,80	4,30	2,50	0,10	0,00	0,10	0,40
Epidoto	0,80	0,80	0,20	0,00	0,40	0,00	0,30	0,00	0,20
Minerais Opacos	2,60	1,20	1,00	2,00	0,50	3,80	4,30	2,30	1,80
Zircão	0,00	0,60	1,30	0,00	0,00	0,20	0,00	0,10	0,20
Allanita	0,30	0,40	0,10	0,10	0,00	0,10	0,00	0,50	0,00
Minerais Secundários	1,60	2,60	3,30	4,10	1,00	1,60	1,60	3,60	11,00

Fonte: O autor, 2018.

Foram observadas estruturas fantasmas que caracterizam pontos de anatexia presentes nesta fácies (Figura 12a). As estruturas indicam condições de elevada pressão e temperatura, como lentes e veios centimétricos de composição quartzofeldspática, compondo uma trama estrutural difusa (Figura 12 b) e diferenciação do magma leucocrático resultante da fusão parcial da fonte (essa fácies) em contato interdigitado (Figura 12c). Além disso, nesses afloramentos são observados raros megacristais de feldspato alcalino de até 3 cm, indicando um possível início da evolução magmática, onde essa pode ser a fonte geradora do magma resultante da cristalização do batólito Rio Formoso, por mostrar composição menos diferenciada entre as fácies do batólito (Figura 12 d /e). Em alguns

afloramentos, pode-se observar a diferenciação das fácies, indicada por contatos crenulados de rochas.

Figura 12 - (A), (B) e (C) Afloramento PH-60; (D) e (E) afloramento PH-45 e (F) afloramento PH-15.



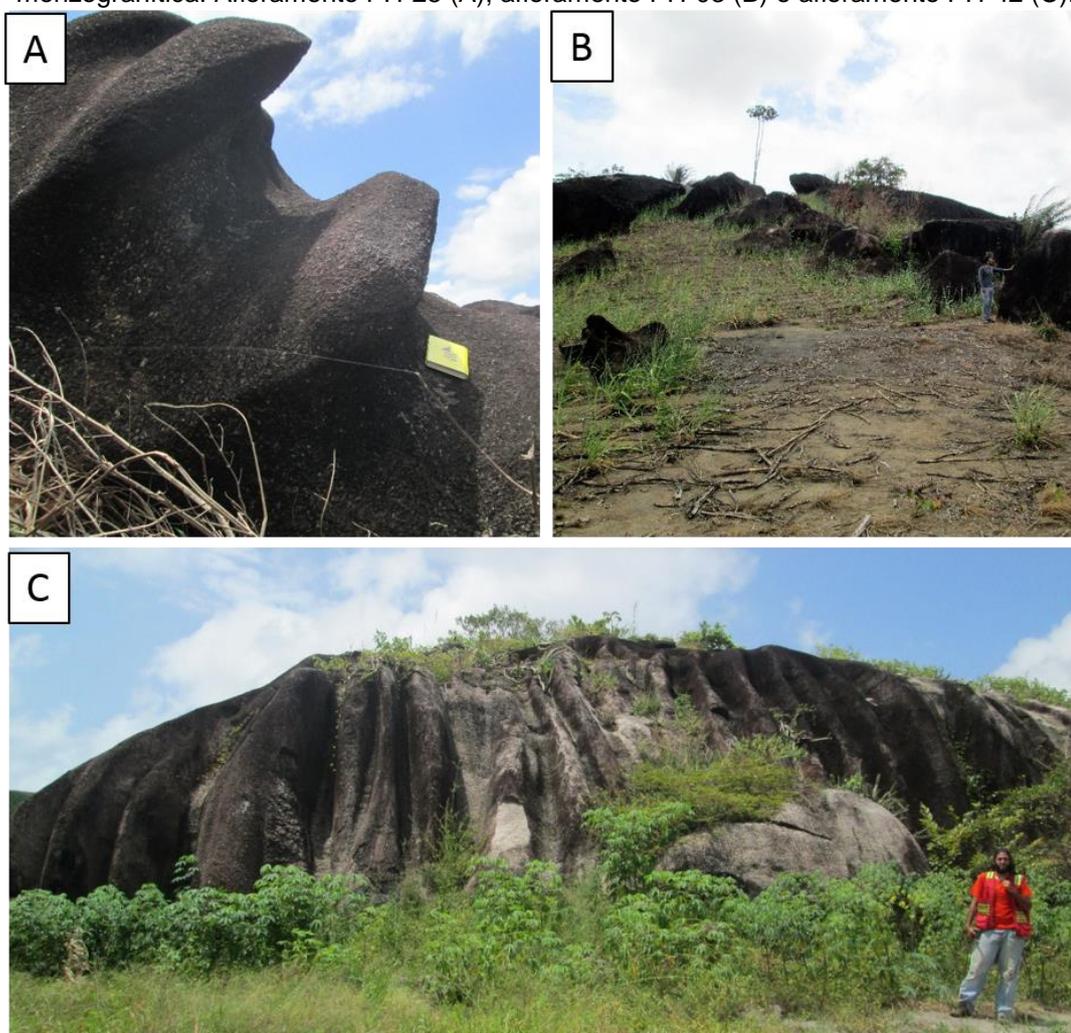
Fonte: O autor (2018).

(A) e (B) Estruturas fantasmas características de anatexia, juntamente com lentes e veios centimétricos difusos; (C) megacristais de feldspato potássico em quartzo monzodiorito, mostrando quartzo monzodiorito mesocrático foliado com lentes e veios centimétricos difusos representando estruturas fantasmas; (F) mostrando orientação mineral em quartzo diorito mesocrático, com atitudes entre 30 e 55Az.

4.2 QUARTZO MONZONITO A MONZOGRAFITO PORFIRÍTICO (QMMP)

Os afloramentos se apresentam na maioria das vezes em forma de *boulders* (matacão) que podem atingir de 2 a 4 metros de altura, e por vezes ocorrem na forma de lajedos. Possuem geomorfologia típica, conhecida como *grooves* (sulcos), onde são destacadas as caneluras resultantes do intemperismo físico-químico da alta precipitação de chuva nessa região. Essa estrutura é típica das rochas porfíricas, devido à presença de megacristais de feldspato potássico (Figura 13 a/b/c). Esta fácies ocorre na porção nordeste/leste do batólito na área mapeada, abrangendo uma área de aproximadamente 25 km².

Figura 13 - Aspectos geomorfológicos dos afloramentos da fácies quartzo monzonítica a monzogranítica. Afloramento PH-25 (A); afloramento PH-03 (B) e afloramento PH-42 (C).



Fonte: O autor (2018).

No extremo norte desta unidade, foi identificado o contato com rochas encaixantes gnáissicas, ricas em granadas (Figura 14). Observa-se em alguns

afloramentos, enclaves de 25 a 40 cm, de forma sigmoidal, com contato nítido, mas não reto, e de composição mais máfica que sua rocha encaixante. Isso indica a coexistência, por um certo período, entre o magma do Rio Formoso e um magma máfico (Figura 15).

Figura 14 - Afloramento PH-25, contato intrusivo entre o batólito e o embasamento metassedimentar da sequência Palmares.

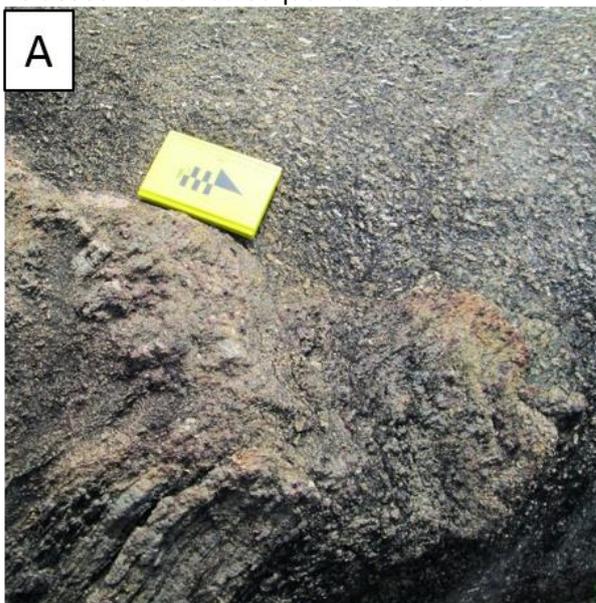


Figura 15 - Afloramento PH-25, enclaves máficos.



Fonte: O autor (2018).

Esta fácies consiste de rocha leucocrática, inequigranular porfirítica, com cristais de plagioclásio de até 6,5 mm e cristais de feldspato potássico avermelhados de até 8,5 mm de comprimento, envoltos por uma matriz de granulação média a fina composta de quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita (Figura 16). Mineralogicamente, são quartzos monzonitos a monzogranitos, com minerais félsicos (QAP) compreendendo entre 80 e 90% da rocha (quartzo (26 a 14 %), feldspato potássico (46 a 25%) e plagioclásio (27 a 42%)).

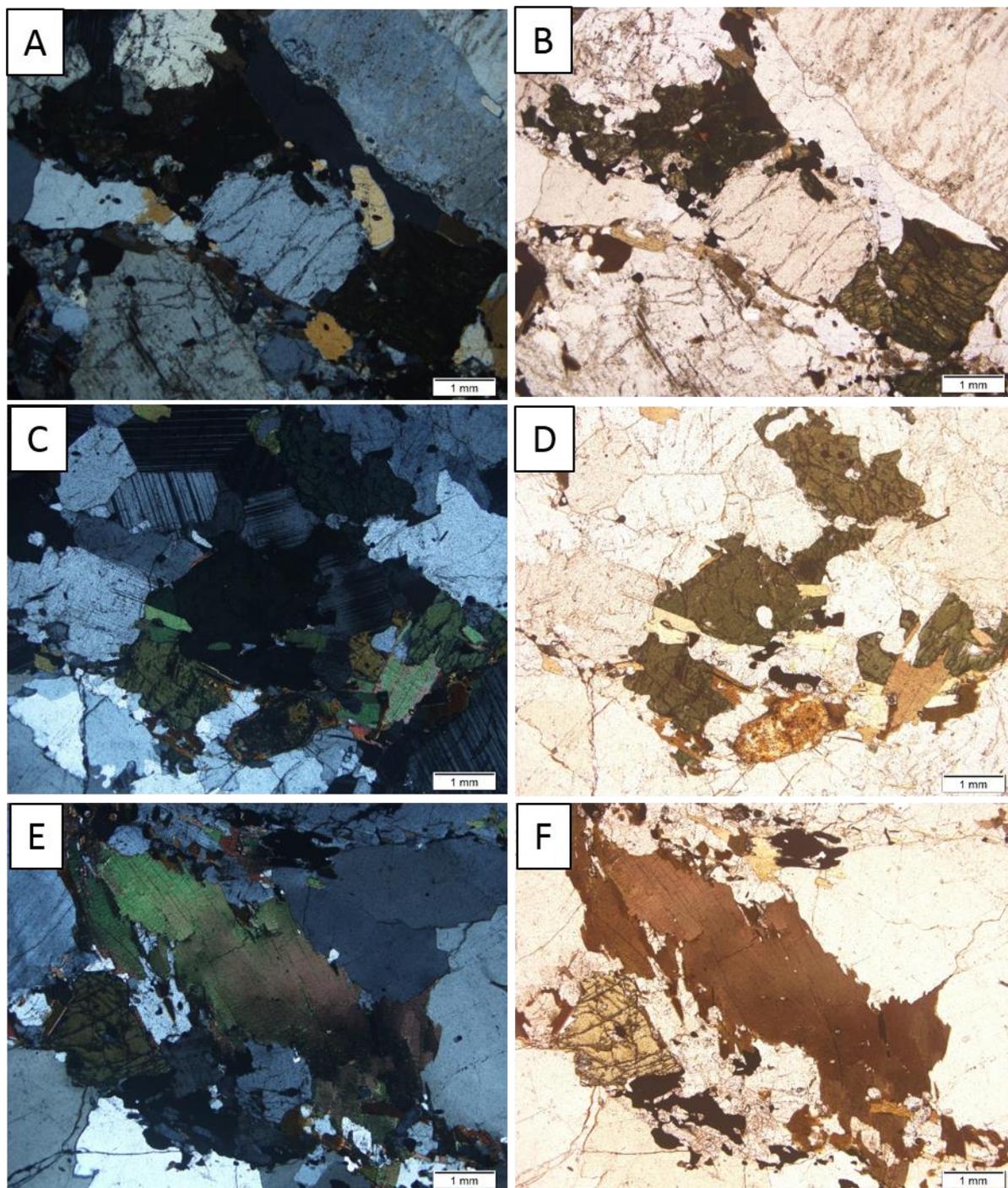
O feldspato potássico é representado por cristais de microclina e ortoclásio, com alguns apresentando geminação do tipo xadrez e carlsbad, respectivamente. São observados dois tipos de grãos: fenocristais anédricos de granulação grossa (5,0 mm a 8,5 mm), e cristais de granulação média (1,5 e 2,5 mm) inclusos na matriz. Alguns grãos apresentam inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio. Similarmente, o plagioclásio ocorre com dois tipos texturais: megacristais anédricos (5,0 mm a 6,5 mm), e cristais de granulação média a fina (entre 1,0 e 2,5 mm)

inclusos na matriz; os grãos de granulação mais fina estão localizados na borda dos megacristais, formando junto com quartzo e feldspato potássico, bandas de deformação indicando recristalização. Alguns grãos apresentam extinção concêntrica, maclas de deformação, inclusões de biotita, apatita e minerais opacos. Quartzo ocorre como cristais anédricos, de granulação fina a média (<2,5 mm), apresentando extinção ondulante. Biotita ocorre como cristais anédricos, com hábito lamelar, orientada segundo direção preferencial, conferindo à rocha uma foliação magmática. Os cristais possuem granulometria fina, <1,0 mm, e por vezes apresentam processo de cloritização. Possuem coloração levemente avermelhada e apresentam inclusão de apatita e zircão.

Como minerais acessórios, essa fácies apresenta anfibólio, apatita, titanita, epidoto, minerais opacos, zircão e allanita. O anfibólio ocorre como cristais anédricos a subédricos, de granulação fina a média (<2,0 mm), com alguns grãos apresentando substituição por biotita nas bordas, o que sugere reação com o magma e cristalização em equilíbrio. Inclusões de apatita, plagioclásio e quartzo são comuns. Titanita é rara, e ocorre como cristais anédricos a subédricos, de granulação fina (<1,0 mm). Apesar de ser rara, junto ao anfibólio, compreendem as fases máficas que diferenciam esta fácies da fácies descrita no tópico anterior. Allanita também é rara, e ocorre como cristais euédricos, com zonação - extinção concêntrica - e granulação fina (<1,0 mm). Os minerais opacos ocorrem como cristais anédricos a subédricos, com hábito acicular e prismáticos, de granulação fina <1,0 mm, e apresentam inclusões de apatita. Epidoto é raro, ocorrendo como cristais anédricos a subédricos de granulação fina (<1,0 mm). Apatita apresenta-se como cristais anédricos de forma arredondada e granulação fina (<1,0 mm). Zircão ocorre como cristais subédricos de granulometria fina <1,0 mm (Figura 16) (Tabela 4).

Como minerais secundários, essa fácies apresenta clorita, resultante do processo de cloritização da biotita, e sericita, resultante do processo de seritização dos feldspatos localizados próximo a cristais de clorita secundária.

Figura 16 - Aspectos petrográficos da fácies quartzo monzonítica a monzogranítica.



Fonte: O autor, 2018.

(A) e (B) afloramento PH-03; (C), (D), (E) e (F) Afloramento PH-04; (A), (C) e (D) nicóis cruzados; e (B), (D) e (F) nicóis paralelos; (A) e (B) cristais de plagioclásio, feldspato potássio, anfibólio e quartzo alinhado segundo a foliação magmática da rocha. C) e D) Mostram a associação mineral máfica formada por biotita, minerais opacos, anfibólio e allanita, sem orientação preferencial. E) e F) mostram cristal de biotita com textura grossa, com extinção ondulante e alinhado segunda a foliação magmática, formando a associação mineralógica junto com anfibólio, minerais opacos e apatita.

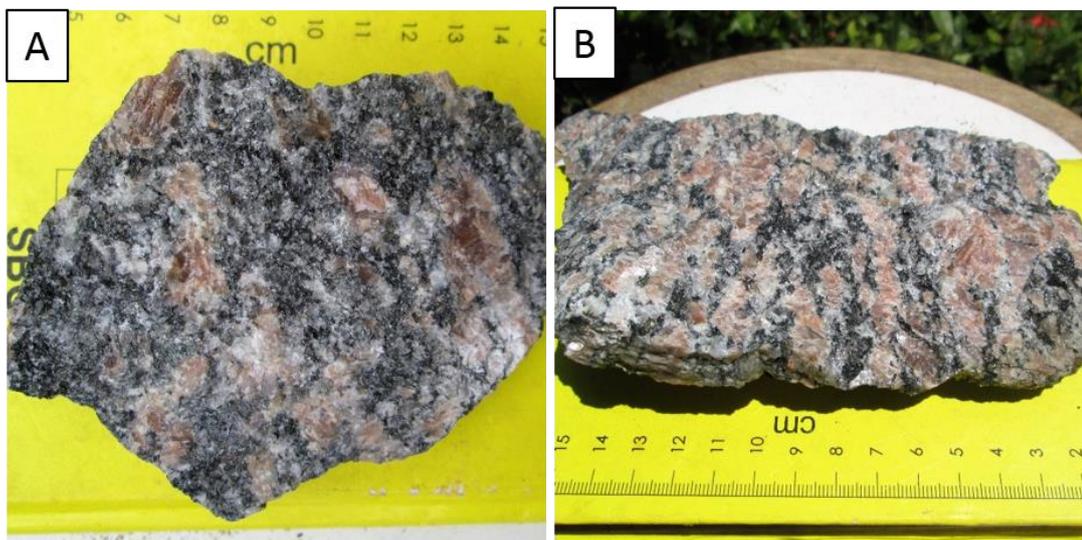
Tabela 4 - Composição modal das fases minerais identificadas em cada seção delgada da fácies QMMP.

Minerais	PH-02MG	PH-03	PH-04	PH-42.1
Quartzo	16,00%	21,00%	19,40%	14,10%
Plagioclásio	26,80%	41,30%	34,00%	38,10%
Feldspato Potássico	46,00%	25,40%	29,10%	32,50%
Biotita	6,30%	8,70%	8,50%	6,30%
Anfibólio	2,00%	2,00%	4,70%	3,70%
Apatita	0,60%	1,00%	0,90%	1,30%
Titanita	0,10%	0,10%	0,00%	0,00%
Epidoto	0,00%	0,00%	0,20%	0,10%
Minerais Opacos	2,00%	0,20%	2,30%	1,70%
Zircão	0,00%	0,30%	0,00%	0,00%
Allanita	0,00%	0,00%	0,30%	0,20%
Minerais Secundários	0,20%	0,00%	0,60%	2,00%

Fonte: O autor (2018).

Nesta fácies, pode-se perceber que o aumento da proporção de minerais máficos é inversamente proporcional à proporção de quartzo na rocha, a qual apresenta variação composicional de quartzo monzonítica a monzogranítica (Figura 17).

Figura 17 - Nas Figuras (A) e (B), podemos observar o efeito da diferenciação magmática na produção de tipos litológicos distintos.



Fonte: O autor (2018)

(A) amostra do afloramento PH-59, de composição quartzo monzonítica; (B) amostra do afloramento PH-51, de composição monzogranítica.

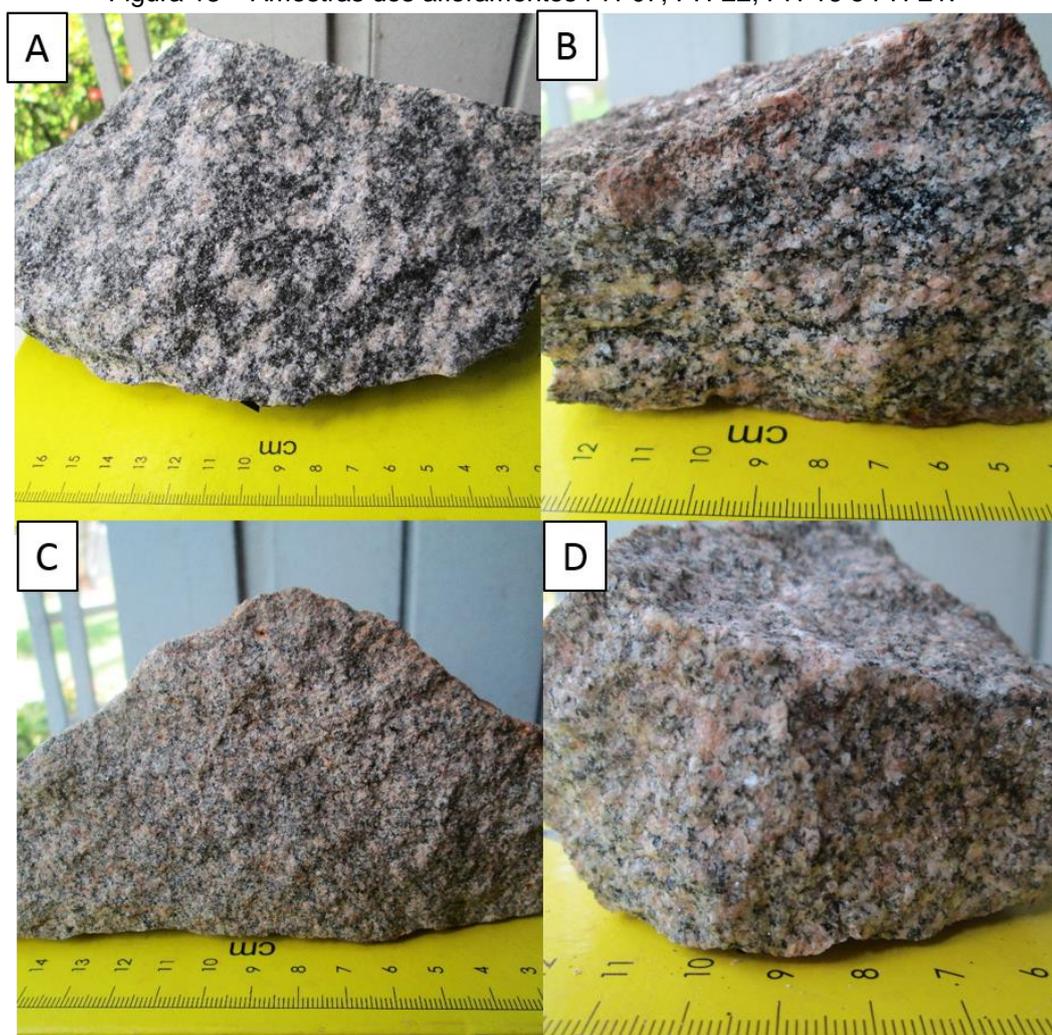
As primeiras fases minerais a cristalizar nessas compreendem os minerais opacos, zircão e apatita. A próxima associação mineral é representada por titanita e anfibólio, seguidos por biotita, que por vezes engloba os minerais citados anteriormente. Após esses, foram cristalizados plagioclásio e feldspato potássico, os quais englobam apatita, biotita e minerais opacos. Por último, ocorreu a cristalização de quartzo.

Esta fácies possui alta susceptibilidade magnética com valor médio de 20×10^{-3} SI, o que reflete a menor proporção de minerais máficos dessa fácies.

4.3 MONZOGRANITO A SIENOGRANITO MÉDIO (MSM)

Esta fácies ocorre na parte centro-oeste do batólito Rio Formoso na região mapeada, abrangendo uma área de 50 km². Na porção leste desta fácies, ocorrem afloramentos bastante alterados, ocorrendo na forma de lajedos de poucas dezenas de metros, e com orientação preferencial NE-SW, subparalela ao arcabouço estrutural do batólito. Trata-se de rochas de granulação fina a média (<4,0 mm), geralmente equigranulares e leucocráticas. Em apenas uma amostra, a rocha é levemente porfirítica (Figura 18).

Figura 18 – Amostras dos afloramentos PH-07; PH-22; PH-16 e PH-21.



Fonte: O autor (2018)

A) Monzogranito de granulação média com aproximadamente 20% de minerais ferromagnesianos (afloramento PH-07); B) monzogranito de granulação média foliado, com aproximadamente 15% de minerais ferromagnesianos (afloramento PH-22); C) sienogranito de granulação fina (afloramento PH-16); D) sienogranito de granulação média (afloramento PH-21).

Na porção central e norte da área de afloramento desta fácies, são encontradas rochas com predomínio de minerais ferromagnesianos, e que correspondem a monzogranitos, enquanto que nas extremidades leste e oeste, são compostas de sienogranitos. As rochas de granulação fina desta fácies predominam na porção oeste.

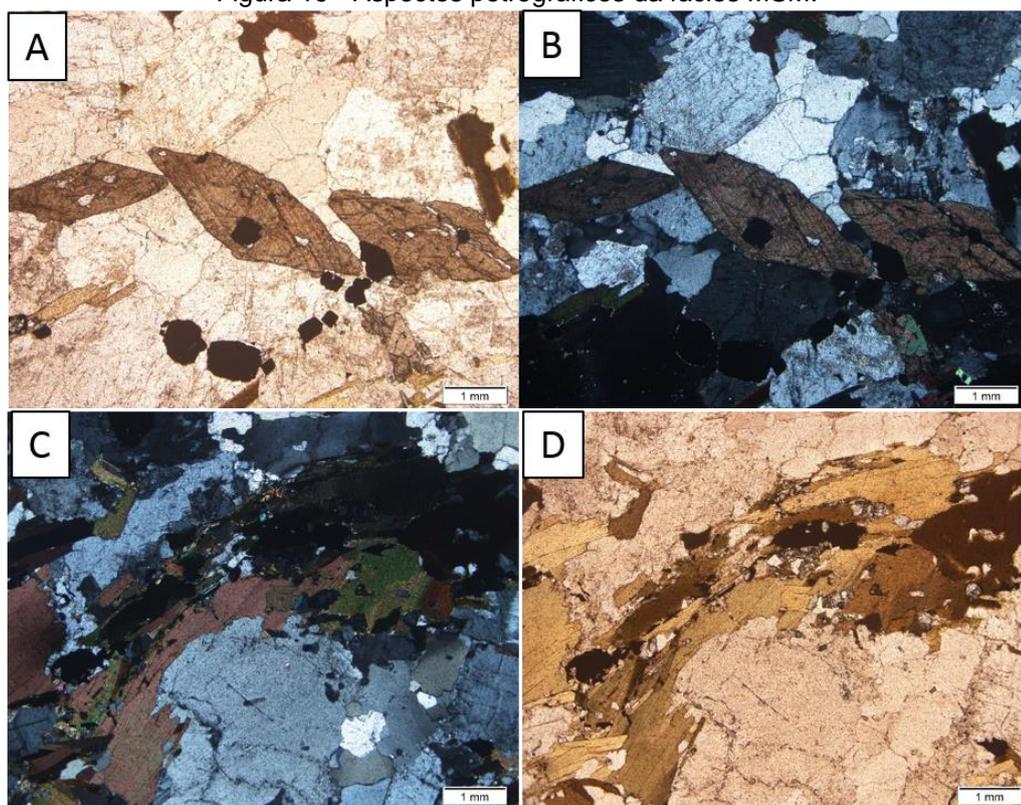
Os grãos de quartzo nestas rochas ocorrem como cristais anédricos de granulação fina a média (<2,0 mm), e quase sempre com extinção ondulante. O plagioclásio ocorre como cristais anédricos de granulação fina a média (<3,0 mm), podendo apresentar geminação polissintética, extinção concêntrica, e inclusões de minerais opacos e biotita. Em alguns grãos em contato com feldspato potássico,

ocorrem mirmequitas. Alguns grãos estão parcialmente sericitizados. O feldspato potássico ocorre como cristais anédricos de granulação predominantemente média (<5,0 mm). Ocorrem como microclina, com geminação do tipo xadrez, ou ortoclásio, que por vezes apresentam geminação do tipo carlsbad. Alguns cristais apresentam extinção ondulante, com inclusões de minerais opacos, zircão, biotita, plagioclásio e apatita. Alguns grãos apresentam seritização.

Como minerais acessórios, essa fácies apresenta biotita, titanita, allanita, epidoto, apatita, zircão e minerais opacos, cujas proporções compreendem em média 13 a 25% das rochas. A titanita ocorre como cristais anédricos, de granulação fina a média (<2,0 mm). Alguns cristais apresentam inclusões de plagioclásio e apatita. A allanita ocorre como cristais anédricos isolados, de granulação fina a média (<1,5 mm), e com inclusões de minerais opacos. A biotita ocorre como cristais anédricos, de granulação fina (<1,0 mm). Alguns cristais apresentam inclusões de apatita, zircão e minerais opacos; outros estão parcialmente cloritizados. O zircão ocorre como cristais subédricos, de hábito prismático e de granulação fina (<1,0 mm). A apatita ocorre como cristais subédricos com hábito prismático e anédricos, de granulação fina (<1,0 mm). Os minerais opacos apresentam granulação fina (<1 mm), e ocorrem como cristais euédricos, de hábito cúbico e losangular, e anédricos. Alguns cristais possuem coloração avermelhada (Figura 19) (Tabela 5).

A síntese da sucessão mineral compreende a cristalização dos minerais opacos, zircão e apatita, seguidos pela cristalização de biotita, a qual engloba esses minerais. Plagioclásio, que possui inclusões de biotita e minerais opacos, cristaliza em sequência, seguido de titanita e allanita. Feldspato potássico, o qual engloba os minerais apatita, minerais opacos, biotita e plagioclásio, é o próximo a cristalizar. Por fim, foi cristalizado o quartzo.

Figura 19 - Aspectos petrográficos da fácies MSM.



Fonte: O autor (2018).

(A) e (B) fotomicrografias de amostra do afloramento PH-08, mostrando cristais euédrais de titanita englobando minerais opacos; (C) e (D) fotomicrografias de amostra do afloramento PH-11, mostrando associação mineral máfica, formada por biotita, minerais opacos, com orientação preferencial; A) e D) nicois paralelos; B) e C) nicois cruzados.

Tabela 5 - Composição modal das fases minerais identificadas nas seções delgadas da fácies MSM.

Minerais	PH-07	PH-08	PH-11	PH-16	PH-20	PH-21	PH-22	PH-33
Quartzo	16,40 %	20,20 %	18,40 %	25,90 %	19,40 %	20,30 %	23,30 %	24,60 %
Plagioclásio	40,20 %	40,20 %	32,00 %	12,00 %	14,80 %	16,90 %	26,40 %	35,70 %
Feldspato Potássico	21,90 %	28,40 %	25,70 %	50,50 %	44,90 %	44,10 %	37,20 %	20,60 %
Biotita	14,00 %	7,10%	20,90 %	8,30%	18,20 %	13,80 %	10,30 %	13,10 %
Anfibólio	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Apatita	1,30%	0,50%	1,00%	0,50%	0,40%	0,50%	0,70%	1,40%
Titanita	1,80%	1,10%	1,10%	0,00%	0,80%	1,00%	1,00%	0,60%
Epidoto	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,10%	0,00%	0,00%	0,30%
Minerais Opacos	1,00%	0,40%	0,70%	0,50%	0,60%	1,80%	0,70%	0,70%
Zircão	0,20%	0,00%	0,00%	0,10%	0,00%	0,00%	0,10%	0,10%
Allanita	0,10%	0,40%	0,00%	0,00%	0,20%	0,40%	0,30%	0,10%
Minerais Secundários	3,10%	1,70%	0,20%	2,20%	0,60%	1,20%	0,00%	2,80%

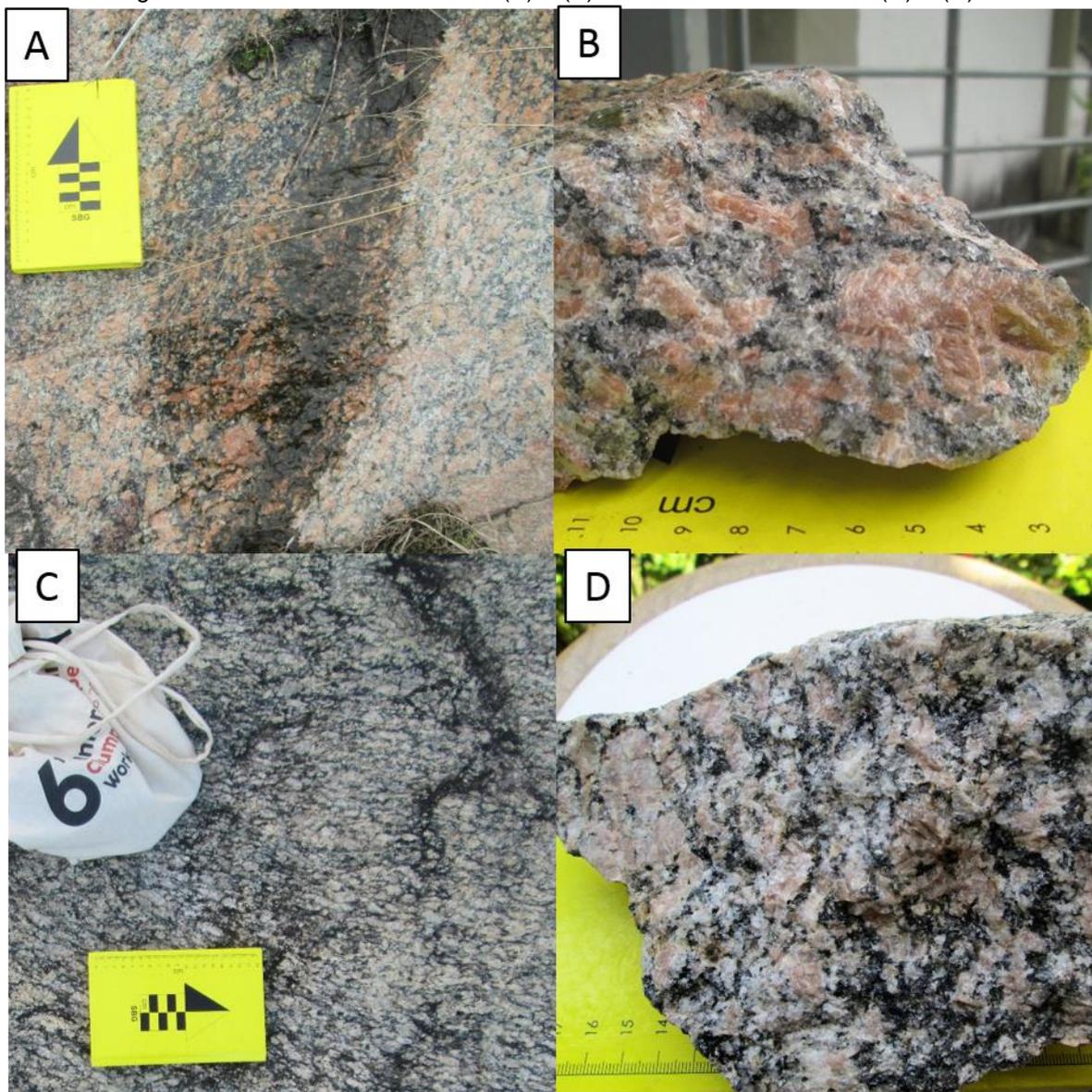
Fonte: O autor (2018).

4.4 MONZOGRANITO A SIENOGANITO PORFIRÍTICO (MSP)

Os afloramentos visitados ocorrem em forma de lajedos de até 30 metros de comprimento e blocos de rocha são de até 4 metros de altura (*boulders*). Essa fácies abrange a maior parte da área mapeada - cerca de 100 km² -, e está em contato intrusivo com as rochas encaixantes. Foram visitados doze afloramentos, alguns muito alterados, localizados no extremo norte e na porção centro norte da área, onde há escassez de afloramentos devido ao cultivo intenso da cana de açúcar. Geralmente, é possível observar a orientação dos megacristais de feldspato potássico, subparalelo à foliação regional.

Trata-se de uma rocha leucocrática, inequigranular porfirítica, com megacristais de feldspato potássico em matriz de granulação média, e de composição monzogranítica a sienogranítica (Figura 20).

Figura 20 - Afloramento PH-35 em (A) e (B) e afloramento PH-28 em (C) e (D).



Fonte: O autor (2018).

Sienogranito *in situ* (A) e amostra coletada (B). Sienogranito *in situ* com orientação de minerais (C) e amostra coletada (D).

Os cristais de feldspato são, em geral, róseos, entre 1 e 4 cm. Os componentes félsicos (QAP) compreendem cerca de 90% da rocha (quartzo (32%), feldspato potássico (49%) e plagioclásio (19%)), caracterizando assim uma fácies biotita sienogranito. As fases minerais máficas acessórias são: biotita (6%), como principal fase, allanita, apatita, e minerais opacos (Tabela 6).

Tabela 6 - Composição modal das fases minerais identificadas nas seções delgadas da fácies MSP

Minerais	(PH-09)
Quartzo	28,60%
Plagioclásio	17,30%
Feldspato Potássico	43,90%
Biotita	6,10%
Anfibólio	0,00%
Titanita	0,00%
Apatita	0,50%
Epidoto	0,00%
Allanita	0,20%
Zircão	0,00%
Minerais Opacos	0,70%
Minerais Secundários	2,70%

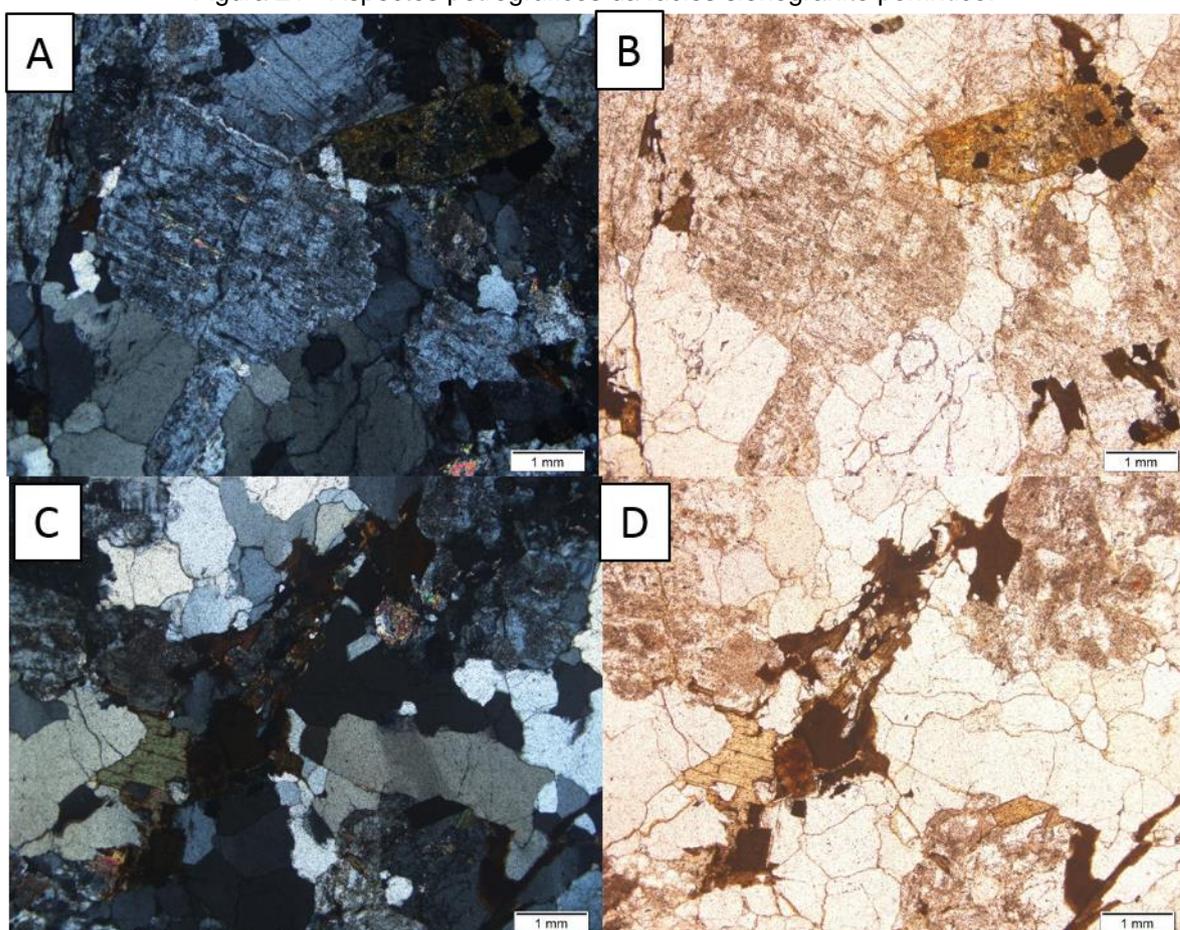
Fonte: O autor (2018).

O feldspato potássico é a microclina, que ocorre em dois tipos texturais: fenocristais anédricos a subédricos de granulação grossa (5,0 mm a 6,5 mm), e cristais de granulação média a fina (<3,5 mm). Alguns cristais são zonados, apresentam mirmequitas nas bordas dos grãos, recristalização local por *bulging*, e inclusões de quartzo, plagioclásio, minerais opacos e biotita. Em amostras mais alteradas, o feldspato apresenta processo de alteração para argilominerais, formando “nuvens” quando observados em nicóis paralelos. Quartzo ocorre como cristais anédricos, de granulação fina a média (≤ 2 mm), apresentando extinção ondulante, bandas de deformação, recristalização por migração de limites de grãos e fraturas irregulares. Plagioclásio ocorre como cristais anédricos a subédricos, de granulação fina a média (≤ 3 mm), com alguns cristais de granulação grossa (5,0 mm a 6,0 mm), e apresenta inclusões de biotita e minerais opacos. Alguns cristais estão

sericitizados e alterando para minerais de argila, às vezes na forma de “nuvens”. Biotita ocorre como cristais anédricos a subédricos, de granulação fina a média (≤ 2 mm), apresenta inclusões de minerais opacos e zircão, e altera para clorita (Figura 21).

Como minerais acessórios, ocorre allanita, como cristais subédricos a euédricos, prismáticos, zonados, e de granulação fina a média ($< 2,5$ mm), e minerais opacos, apatita e zircão, os quais ocorrem como cristais anédricos a subédricos de granulação fina ($< 1,0$ mm).

Figura 21 - Aspectos petrográficos da fácies sienogranito porfírico.



Fonte: O autor (2018).

(A) e (C) nicóis cruzados; e (B) e (D) nicóis paralelos; (A) e (B) mostram cristais de plagioclásio de granulação grossa, bastante alterados, e cristais de allanita de granulação média associada com minerais opacos; (C) e (D) mostram a associação mineral máfica formada por biotita, minerais opacos e allanita.

A sucessão mineral indicada pelas relações de inclusão, compreende, em ordem: a cristalização de allanita, apatita e minerais opacos, o que é indicado pela inclusão desses minerais em biotita; a cristalização de biotita, a qual ocorre englobada por feldspato potássico e plagioclásio; a cristalização desses últimos; e a

cristalização de quartzo anédrico, finalizando a sucessão. Os minerais secundários são representados pela clorita, resultante do processo de cloritização da biotita; sericita e minerais de argila, os quais são resultantes do processo de seritização dos feldspatos localizados próximo a clorita secundária e biotita formada, a partir da biotitização do anfibólio.

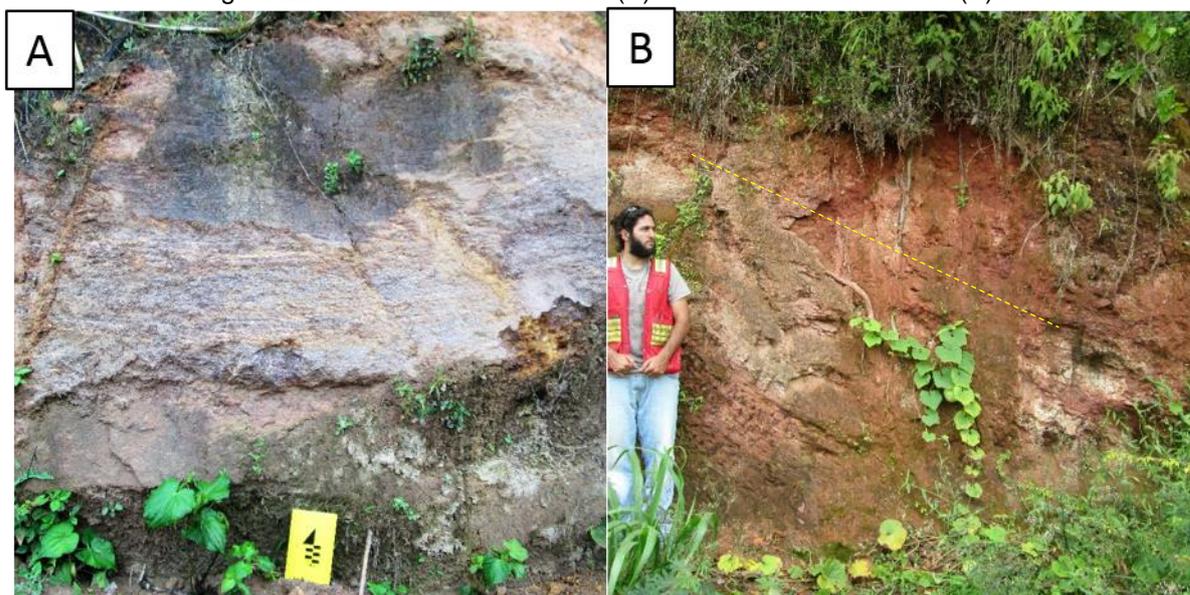
4.5 ROCHAS ENCAIXANTES DO BATÓLITO RIO FORMOSO

Neste trabalho, foram mapeadas três unidades correspondentes às rochas encaixantes do batólito Rio Formoso. São elas: 1) granada-biotita paragneisses do Complexo Cabrobó, mais especificamente da Sequência Palmares, descrita por Silva Filho et al. (2014); 2) Ortogneisse Rio Formoso, e 3) Tonalito Tamandaré, unidade inédita neste trabalho.

4.5.1 Granada-biotita paragneisses

Esta unidade é composta por granada-biotita paragneisses localmente migmatizados, correlacionáveis às rochas metassedimentares da Sequência Palmares do Complexo Cabrobó. A unidade ocorre na porção noroeste e norte da área estudada, abrangendo 75 km². É intrudida pela fácies quartzo monzonito a monzogranito porfirítico na extremidade leste, e monzogranito a sienogranito porfirítico nas porções norte e sul. Afloramentos são escassos devido ao alto índice de precipitação de chuvas na região, resultando no elevado nível de alteração das rochas e formação de saprólito (Figura 22).

Figura 22 - Afloramento PH-36 em (A) e afloramento PH-38 em (B).



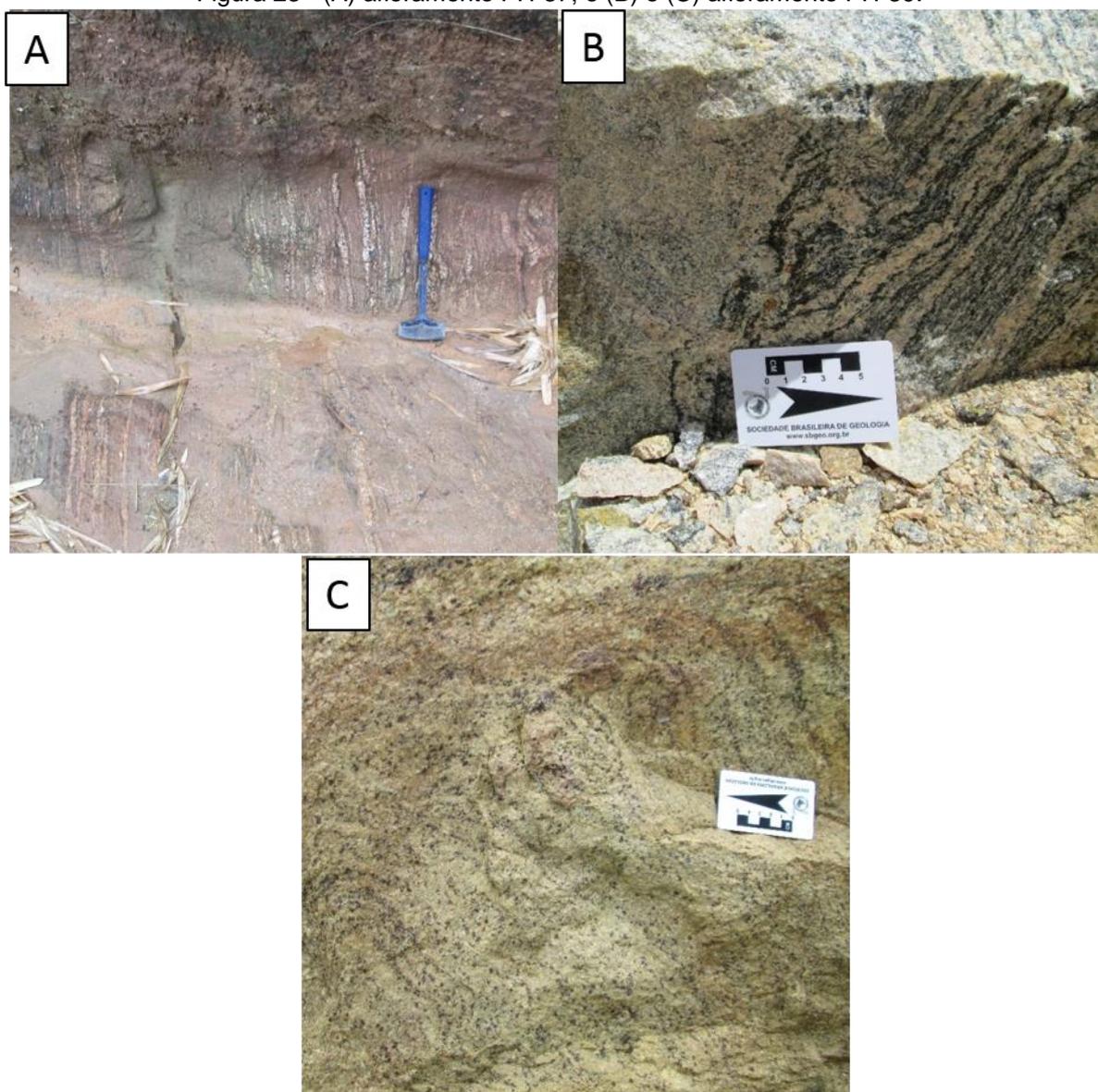
Fonte: O autor (2018).

(A) Formação de saprólito em rocha metassedimentar. (B) Rocha metassedimentar bastante alterada, com atitude de foliação $10\text{Az}/45^\circ/280\text{Az}$.

O extenso cultivo da cana de açúcar também contribui para a escassez de afloramentos e impede o acesso a algumas localidades. O mapeamento resultou na visita de apenas cinco afloramentos cuja delimitação foi feita, essencialmente, utilizando os mapas geofísicos gamaespectrométricos, sobretudo o de composição ternária (RGB) (Figura 23).

As rochas apresentam, em geral, alternância entre bandas máficas e félsicas bem definidas, granulação fina a média, e foliação com mergulho subvertical de direção 5 Az (afloramento PH 37) e $15\text{ Az}/80^\circ/295\text{ Az}$ (PH-37-1) (Fig23A). Localmente, ocorrem migmatitos metatexitico (Fig 21B) e porções anatéticas com foliação de fluxo definida por cristais de granada (Fig 21C). Mineralogicamente, a unidade é formada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, granada e titanita. A granada possui coloração fortemente avermelhada, em microscópio e em amostra de mão.

Figura 23 - (A) afloramento PH-37; e (B) e (C) afloramento PH-39.



Fonte: O autor (2018).

(A) Paragneisse com bandamento bem definido e foliação subvertical. (B) paragneisse migmatítico metatexitico; (C) porção anatética de leucoparagneisse migmatítico, com foliação de fluxo definida pela granada

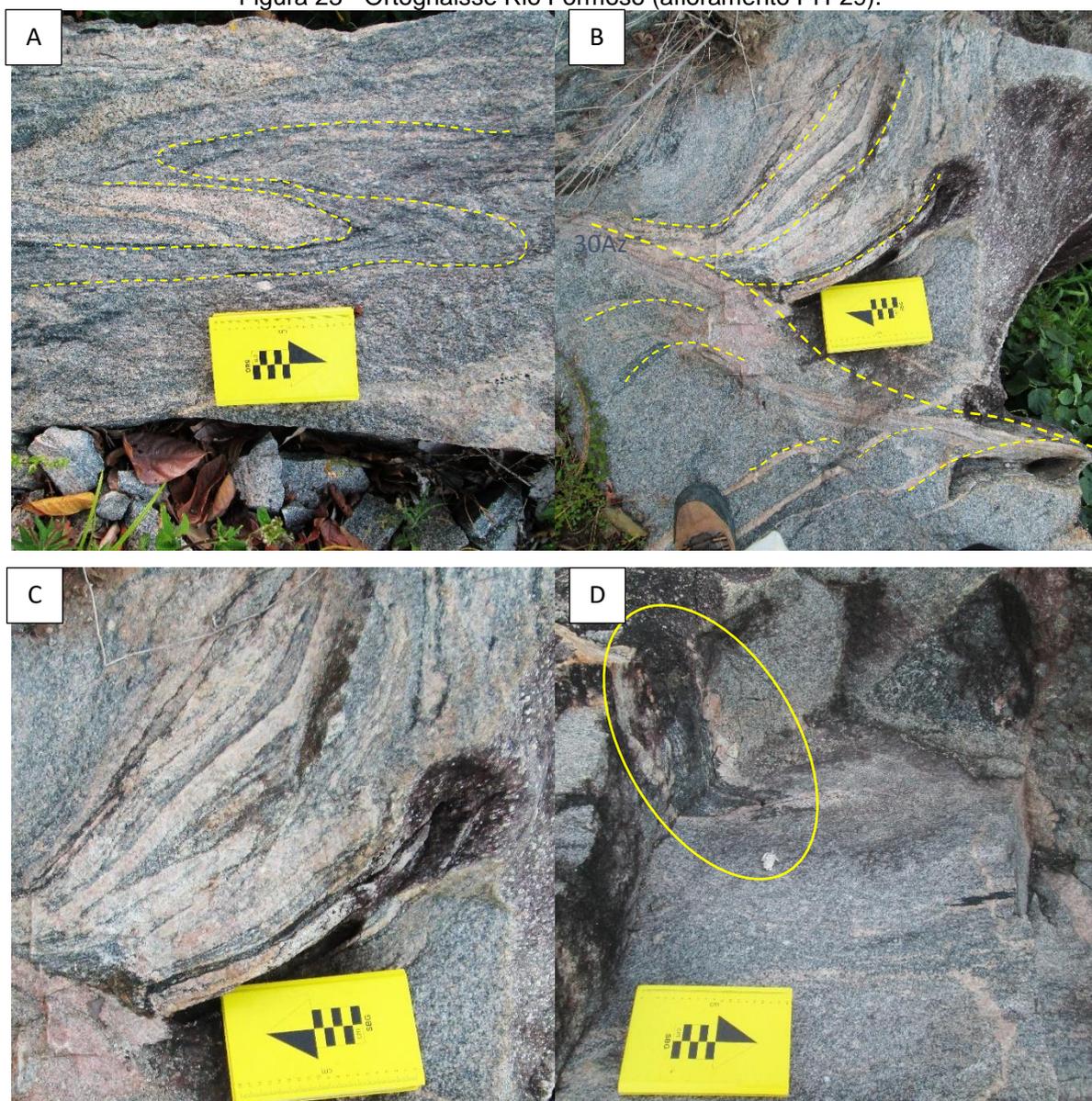
4.5.2 Ortognaisse Rio Formoso

Esta unidade foi primeiramente definida por Barbosa (2009), e aflora na porção norte do município de Tamandaré e na porção sudeste do município de Rio Formoso, ocupando 15 km² da parte leste da área mapeada. Na porção norte do Ortognaisse Rio Formoso, ocorre contato litológico com a fácies QMMP do batólito Rio Formoso. Na porção oeste do ortognaisse, observa-se contato com a fácies MSP do batólito. Em sua porção sul-sudeste, o ortognaisse apresenta contato com o

Tonalito Tamandaré, e a leste, com a bacia sedimentar Pernambuco. Neste trabalho, foi visitado apenas um afloramento desta unidade (PH29).

A rocha apresenta granulação média a grossa, encontra-se localmente migmatizada, mostrando alternância incipiente entre leucossomas e mesossomas (Figura 23). Apresenta foliação bem definida e deformação no estado sólido, representada por dobras intrafoliais com flancos de atitudes 30°Az /subvertical, e banda de cisalhamento distal.

Figura 23 - Ortognaisse Rio Formoso (afloramento PH-29).



Fonte: O autor (2018).

(A) foliação 30°Az /subvertical, contendo dobras intrafoliais; B) banda de cisalhamento de caráter distal com atitude 30°Az /subvertical; C) ortognaisse migmatizado do tipo metatexito, com alternância entre leucossomas e mesossoma; D) Mesossoma intrafolial com deformação em estado sólido.

Trata-se de uma rocha leucocrática, de composição granodiorítica, inequigranular, de granulação média a grossa (<5,5mm), com textura porfiroblástica representada por cristais de plagioclásio envoltos por uma matriz de granulação média. Os minerais quartzo (25,8%), feldspato alcalino (8%) e plagioclásio (49,2%) somam 83% da composição. A principal fase máfica é a biotita (10%), e, subordinadamente, anfibólio (~3%).

O quartzo apresenta cristais anédricos de granulação fina a média (<3,0 mm) e apresenta quase sempre extinção ondulante. Feldspato potássico ocorre como cristais anédricos de granulação média a grossa (<2 mm), com alguns cristais apresentando seritização incipiente. Plagioclásio ocorre como cristais anédricos de granulação fina a média (<5,5 mm), com geminação polissintética e extinção concêntrica. Apresenta como inclusões minerais opacos, apatita, zircão, feldspato potássico e biotita, e ocorre parcialmente sericitizado. Biotita forma cristais anédricos de granulação fina ($\leq 1,0$ mm), e possui como inclusões zircão, apatita, minerais opacos e titanita.

Como minerais acessórios, a rocha apresenta anfibólio, apatita, titanita, epidoto, minerais opacos, zircão, apatita e allanita. A titanita ocorre como cristais anédricos a subédricos, com hábito losangular e granulação fina (<1,0 mm). Allanita ocorre como cristais anédricos de granulação fina ($\leq 1,0$ mm). Apatita forma cristais anédricos de hábito prismático a anédricos, com granulação fina (<1,0 mm). Zircão forma cristais anédricos, com hábito prismático e granulação fina <1,0 mm. Minerais opacos formam cristais frequentemente anédricos, com granulação geralmente fina (<1 mm). Em lâmina, pode ser observada a textura lepidogranoblástica, formada pela orientação de biotita e feldspatos (Tabela 7).

Tabela 7 - Composição modal das fases minerais identificadas nas seções delgadas do Ortognaisse Rio Formoso.

Minerais	PH-29
Quartzo	25,80%
Plagioclásio	49,20%
Feldspato Potássico	8,00%
Biotita	11,20%
Anfibólio	2,90%
Apatita	0,60%
Titanita	1,40%
Epidoto	0,00%
Minerais Opacos	0,60%
Zircão	0,10%
Allanita	0,00%
Minerais Secundários	0,20%

Fonte: O autor (2018).

4.5.3 Tonalito Tamandaré

A definição da unidade no presente trabalho é inédita. O corpo abrange ~10 km² de área na porção sul/sudeste da região de estudo, e foi visitado em apenas um afloramento, o qual ocorre em grande extensão, compreendendo a cachoeira de Saltinho, a leste de Tamandaré. O crescimento de musgos e impurezas na superfície da rocha dificulta o estudo macroscópico para a visualização de estruturas (Figura 24A). Apesar disso, foi possível visualizar diques porfíricos de caráter estrutural semelhante ao da fácies sienogranito porfírico do batólito Rio Formoso, o que indica uma idade de cristalização mais antiga para o Tonalito Tamandaré em relação ao batólito Rio Formoso (Figura 24).

Figura 24 - Afloramento PH-30.



Fonte: O autor (2018).

(A) Visão frontal da Cachoeira de Saltinho; B) tonalito afetado por biológico, cortado por diques tardios associados à fácies MSP do batólito Rio Formoso.

Trata-se de rocha de composição tonalítica, leucocrática, inequigranular e de granulação média a fina. Mineralogicamente, contém quartzo (24,6%), feldspato alcalino (2%) e plagioclásio (51,4%), os quais somam 78% da composição. As principais fases máficas são anfibólio (9,8%) e piroxênio (7,8%). Como minerais acessórios, ocorre titanita (2,20%), apatita (1,2%), minerais opacos e epidoto. Minerais secundários compreendem menos de 1% da rocha. A unidade apresenta-se orientada na direção NW/SE, reflexo desta orientação é observada nos cristais de quartzo que apresentam um estiramento bem definido visto em lâmina (Tabela 8).

Tabela 8 - Composição modal das fases minerais identificadas em seções delgadas do Tonalito Tamandaré.

Minerais	PH-30
Quartzo	24,60%
Plagioclásio	51,40%
Feldspato Potássico	2,00%
Biotita	0,00%
Anfibólio	9,80%
Piroxênio	7,80%
Apatita	1,20%
Titanita	2,20%
Epidoto	0,10%
Minerais Opacos	0,80%
Zircão	0,00%
Allanita	0,00%

Fonte: O autor (2018).

5 GEOQUÍMICA

No total, foram realizadas 45 análises químicas de rocha total, sendo 1 referente ao Ortognaisse Tamandaré, 1 ao Tonalito Tamandaré, 1 ao dique anfibolítico, 3 a granada-biotita paragnaises e 38 referentes ao Batólito Rio Formoso. Deste último, 11 são da fácies quartzo monzodiorito a granodiorito fino (QMGF), 11 da fácies quartzo monzonito a monzogranito porfirítico (QMMP), 9 da fácies monzogranito a sienogranito médio (MSM) e 7 da fácies monzogranito a sienogranito porfirítico (MSP). Foram obtidos dados de elementos maiores (em porcentagem peso) e de alguns elementos traços (em ppm).

5.1 CLASSIFICAÇÃO NORMATIVA

As normas CIPW é um método que calcula um conjunto de minerais normativos a partir da composição química de rocha total. Consiste de uma estimativa das fases minerais ideais de uma rocha formadas a partir da cristalização de magmas. Consiste assim de simulação dos minerais modais de uma rocha. Os cálculos foram feitos com auxílio de planilhas Microsoft Office Excel, com passo a passo preparado por Hollocher, (2005). Os minerais normativos calculados para as amostras analisadas nesse trabalho encontram-se na Tabela 9.

A composição normativa do batólito Rio Formoso mostra valores de quartzo normativo (Q) entre 8,1 e 31,8%, o que classifica as rochas do batólito como supersaturadas em sílica. Foi encontrado coríndon normativo (C) na fácies mais diferenciada MSP em quantidades de 0,15 a 0,93, que podem ser explicados devido ao excesso de Al_2O_3 em relação ao CaO. Os valores relativamente elevados de feldspato potássico, representados por ortoclásio normativo (Or) com valores médios de 30%, e albita normativa (Ab) com 28%, confirmam o caráter shoshonítico. Os altos valores de anortita normativa (An), com média 9,24%, refletem a composição quartzo monzonítica a granodiorítica das amostras menos diferenciadas (QMGF, QMMP e MSM). Os altos valores de hiperstênio normativo, com média 3,34% refletem a presença de elementos como Ca-Fe-Mg no sistema. Os altos valores de hematita normativa (Hm), chegando à média de 5,6% e, em menor proporção, titanita normativa (Tn), média de 1,12% nas amostras menos diferenciadas e

ilmenita normativa (Il) com média de 0,15%, podem refletir a identificação dos minerais opacos vistos em lâmina.

Para a classificação normativa das rochas das fácies do batólito Rio Formoso, as análises químicas foram plotadas no diagrama de O'Connor (1965) para rochas plutônicas (Figura 25), projetando-se entre os campos do quartzo monzonito e granitos, a levemente granodiorito. Fazendo uma comparação com o diagrama normativo Q' vs. ANOR proposto por Streckeisen & Le Maitre (1979), o qual equivale ao diagrama modal QAPF dos mesmos autores, pode-se afirmar que as amostras abrangem os campos do quartzo monzonito, monzogranito, sienogranito e algumas no granodiorito.

Tabela 9 - Cálculo da norma CIPW para as amostras do batólito Rio Formoso.

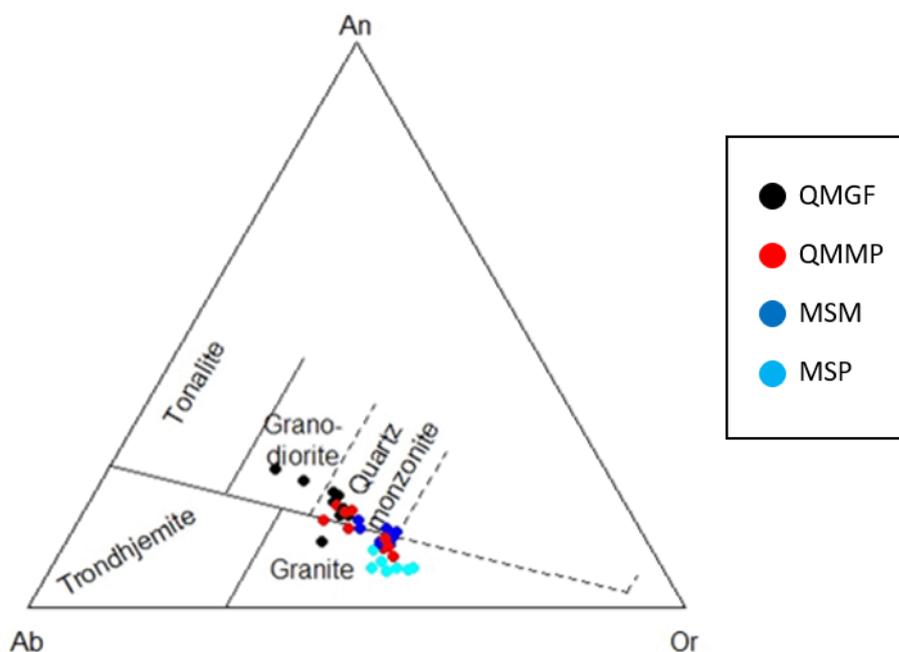
Fácies	Amostras	Q	C	Or	Ab	An	Di	Hy	Il	Ap	Hm	Tn	Ru
QMGF	PH-05	16,08		27,18	28,85	10,89		3,54	0,19	1,04	6,14	1,79	0,37
	PH-10	13,34		24,29	28,85	12,23		5,90	0,24	1,72	7,81	2,52	0,36
	PH-15	11,75		16,43	32,49	15,78		7,67	0,28	1,69	8,04	2,58	0,29
	PH-18	16,24		26,30	28,85	11,77		4,36	0,19	1,27	6,32	1,94	0,35
	PH-27.1	10,22		27,18	30,72	11,40		5,21	0,21	1,74	7,59	2,43	0,43
	PH-50	8,10		27,60	34,95	8,24	0,55	5,15	0,21	1,81	7,46	3,67	
	PH-52	12,72		25,23	28,85	13,31		5,31	0,21	1,72	8,09	0,57	1,13
	PH-53	12,50		25,35	28,85	13,44		5,45	0,24	1,83	8,02	0,04	1,41
	PH-54	8,41		21,33	32,49	15,54		6,70	0,26	1,25	8,13	2,51	0,48
	PH-55	10,26		24,70	29,28	13,79		6,35	0,26	2,11	9,04	0,26	1,61
	PH-60	14,14		27,78	29,28	11,08		4,96	0,17	1,46	6,52	0,48	0,93
	PH-02MG	22,38		31,97	25,89	9,41		2,49	0,13	0,63	4,53	0,03	0,65
	PH-03	20,89		33,63	25,30	9,04		2,54	0,13	0,65	4,62	0,17	0,68
	PH-04	16,40		32,86	28,01	8,04		3,31	0,15	0,86	5,30	1,51	0,30
	PH-25	14,37		35,75	28,60	7,92		2,94	0,11	0,79	4,79	1,42	0,40
	PH-26	21,46		32,56	25,98	8,53		2,47	0,09	0,60	4,08	0,42	0,53
	PH-46	17,84		35,04	27,16	8,98		2,69	0,13	0,67	4,38	0,38	0,61
	PH-47	12,72		30,55	30,21	11,05		3,79	0,15	1,02	5,99	1,23	0,54
	PH-48	16,39		35,22	28,01	7,95		2,79	0,11	0,86	4,96	0,32	0,85
PH-49F	16,86	0,41	33,74	26,99	8,52		3,06	0,11	0,97	5,62		1,04	
MSM QMMP	PH-51	19,86		33,57	28,52	7,85		2,12	0,09	0,53	3,65	0,65	0,37
	PH-59	17,62		30,14	29,36	9,77		3,06	0,13	0,79	4,97	0,81	0,51
	PH-07	17,22		26,95	28,01	11,43		3,91	0,17	1,27	6,60	0,39	0,86
	PH-08	22,53	0,07	33,68	27,08	7,41		2,14	0,11	0,56	3,66		0,52

MSP	PH-11	18,22	0,36	26,30	28,52	11,14	3,84	0,17	1,27	6,55	1,13	
	PH-20	17,74	0,02	32,98	27,16	8,31	2,89	0,15	1,00	5,55	0,91	
	PH-21	22,60		32,68	27,08	7,04	1,87	0,13	0,60	4,01	0,35	0,46
	PH-22	22,49	0,37	27,01	28,60	9,09	3,01	0,15	0,72	4,89	0,74	
	PH-23	15,61		24,76	28,77	11,79	4,78	0,21	1,51	7,58	0,90	1,07
	PH-33	24,49	0,13	23,87	30,12	9,95	3,11	0,15	0,83	4,56	0,66	
	PH-34	24,24	0,71	32,92	25,55	5,88	2,24	0,11	0,63	4,29	0,69	
	PH-09	25,62	0,65	36,70	25,30	4,61	1,27	0,09	0,30	2,94	0,34	
	PH-12	31,79	0,41	34,51	24,54	4,17	0,37	0,02	0,07	1,76	0,17	
	PH-17	27,57	0,44	32,09	28,85	4,49	0,80	0,06	0,19	2,38	0,23	
	PH-28	24,99		31,20	27,92	6,76	1,94	0,11	0,56	3,80	0,57	0,35
	PH-32	30,08	0,31	32,98	27,16	4,20	0,42	0,04	0,09	1,33	0,17	
	PH-35P	25,95	0,15	33,33	28,01	5,50	1,20	0,11	0,30	2,52	0,33	
	PH-57	26,29	0,93	34,81	26,57	4,69	1,20	0,06	0,32	2,54	0,37	

Fonte: O autor (2018).

Fácies= QMGF: Quartzo monzodiorito a granodiorito fino, QMMP= Quartzo monzonito a monzogranito porfirítico, MSM= Monzogranito a sienogranito médio, MSP: Monzogranito a sienogranito porfirítico. Minerais normativos= Q: quartzo, C: córindon , Or: ortoclásio, Ab: albita, An: anortita, Di: diopsídio, Hy: hiperstênio, Il: ilmenita, Ap: apatita, Hm: hematita, Tn: titanita, Ru: rutilo.

Figura 25 - Diagrama normativo Ab-Na-Or O'Connor (1965)



Fonte: O autor (2018).

Fácies= QMGF: Quartzo monzodiorito a granodiorito fino, QMMP= Quartzo monzonito a monzogranito porfirítico, MSM= Monzogranito a sienogranito médio, MSP: Monzogranito a sienogranito porfirítico.

Nota: Estão representadas amostras do batólito Rio Formoso, que caem nos campos granito, quartzo monzonito e granodiorito.

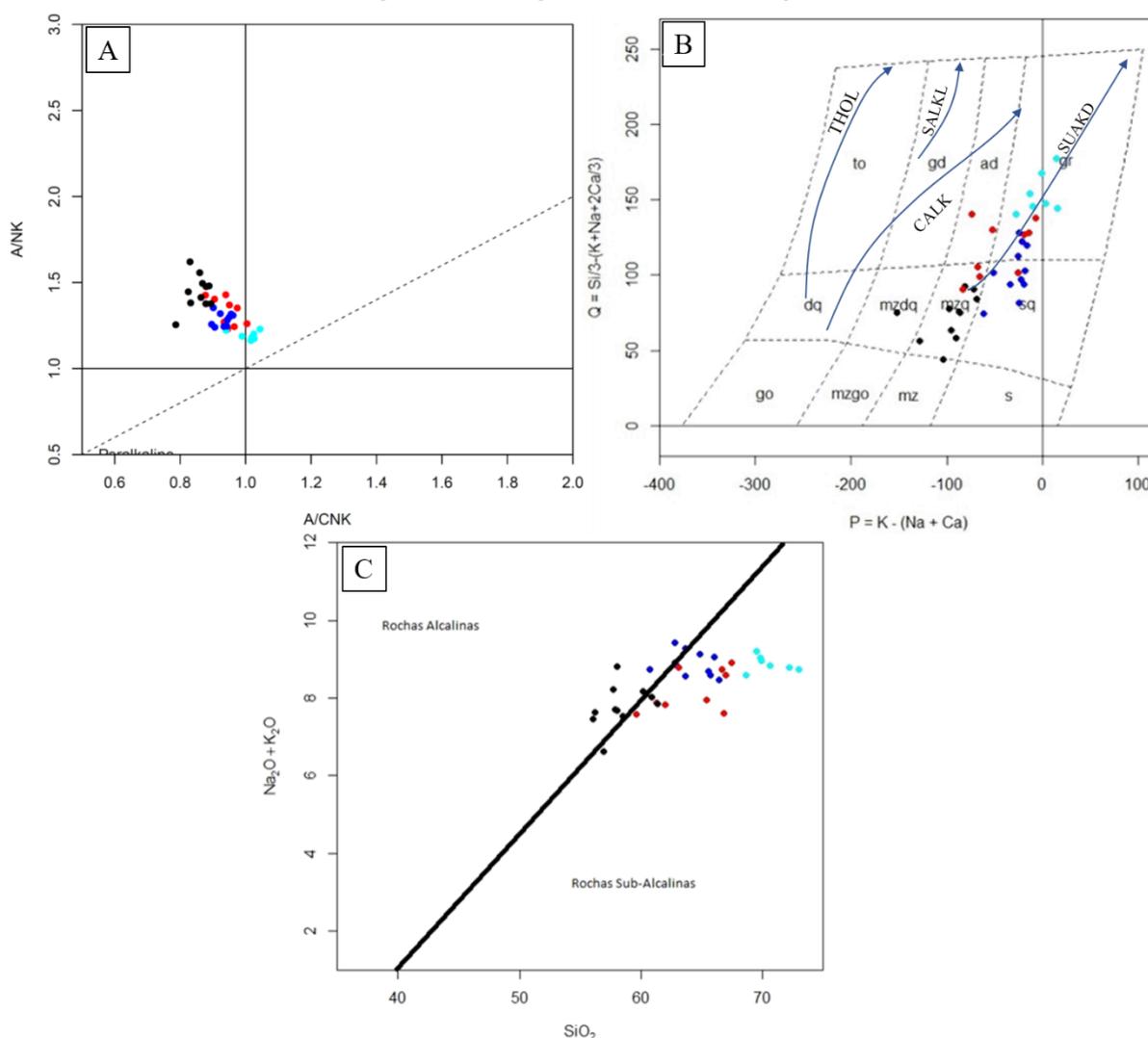
5.2 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA E SÉRIES DE MAGMAS

Baseado no diagrama de Shand (1943), que utiliza como parâmetro de discriminação o índice de saturação de alumina (ISA) A/CNK [$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$] versus A/NK [$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] molares, as rochas das fácies do batólito Rio Formoso são classificadas predominantemente como da série de rochas ígneas metaluminosas, com exceção da fácies MSP que tem características de rochas ígneas levemente peraluminosas (Figura 26/A). As rochas possuem características mineralógicas da série metaluminosa, tais como, biotita, anfibólio e magnetita. As amostras da fácies MSP são as mais diferenciadas, e plotam entre os campos das rochas metaluminosas a ligeiramente peraluminosas, apesar de mostrarem mineralogia de rocha metaluminosa. Isso pode ser explicado devido ao fracionamento de uma fase pobre em alumínio, nesse caso, o anfibólio, que deixa o magma com caráter peraluminoso (Bonin *et al.* 1998). As rochas com composição peraluminosas (com $ISA < 1,1$ e coríndon normativo $< 1\%$), podem ser geradas a partir da fusão parcial de rochas basálticas crustais, onde a atuação da

crystalização fracionada do magma parental gera rochas de composição transicional metaluminosa a peraluminosa (Chappell et al., 2012).

O diagrama $Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})/3$ vs. $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ proposto por Debon & Le Fort *et al.*, (1988) mostra que as rochas seguem a tendência subalcalina potássica (Figura 26/B), corroborando com o diagrama $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2 proposto por Middlemost (1994) (Figura 26/C), a maioria das amostras são classificadas como da série subalcalina potássica.

Figura 26 - Diagramas de classificação.



Fonte: O autor (2018).

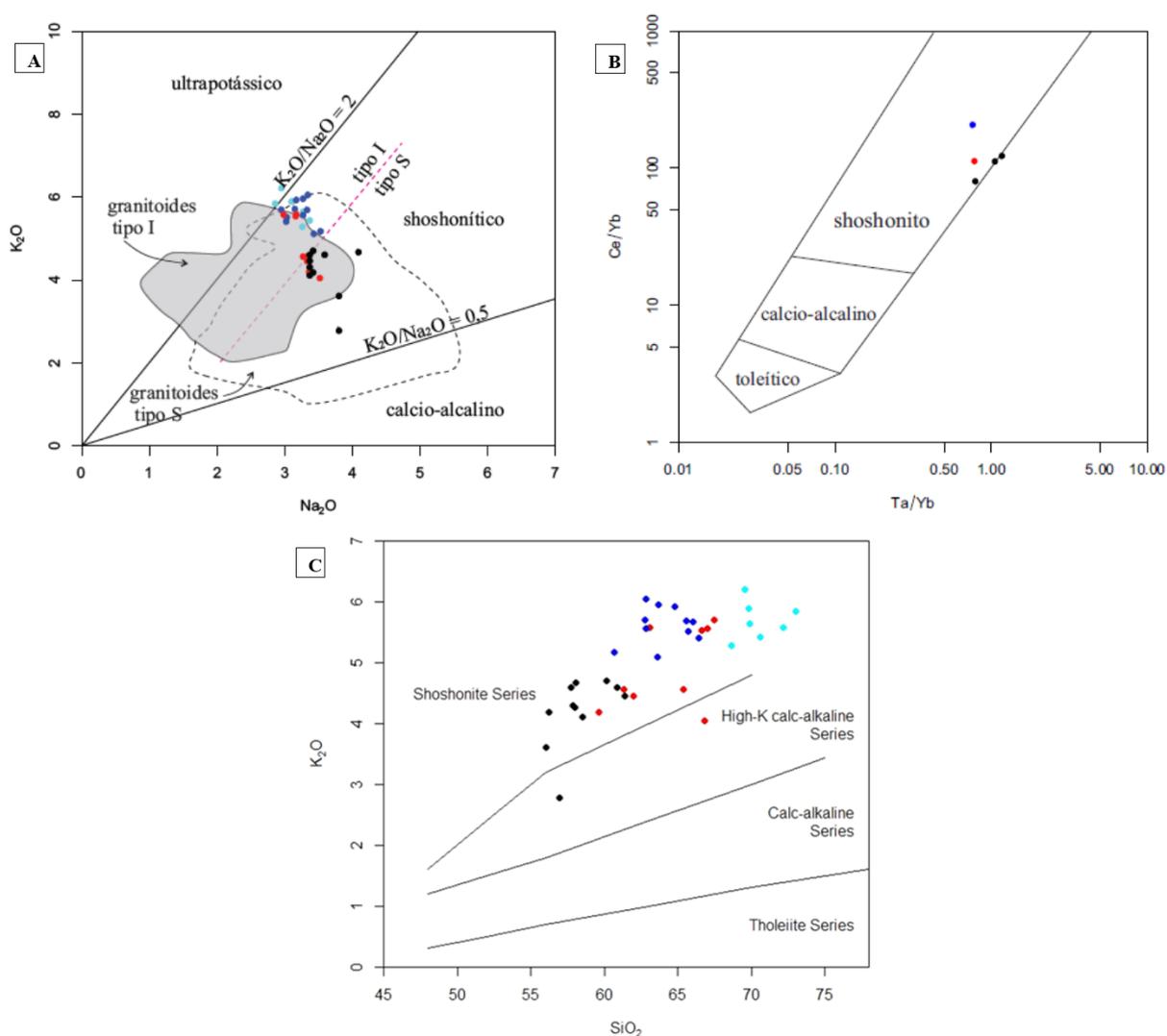
(A) A/CNK versus A/NK, quanto a saturação de alumina segundo a índice de Shand (1943), onde $A = \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{NK} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{CNK} = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. (B) Q vs. P , Debon & Le Fort (1988), com as tendências das series magmáticas plotadas, THOL = Toleítico (ou gabrothondhjemítico), CALK = cálcio-alkalino, SALKL = subalcalina félsica, SALKD = subalcalina máfica. (C) $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , diagrama TAS, linha de divisão proposta por McDonald e Katsura (1964).

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

Todas as composições das amostras analisadas representadas nos diagramas Na_2O vs. K_2O (Turner et al., 1996), Ta/Yb vs. Ce/Yb (Pearce, 1982) e K_2O vs. SiO_2 indicam que as rochas do batólito Rio Formoso são classificadas como shoshoníticas (Figura 27/A-B).

As amostras contêm valores altos de potássio em relação à sílica, de modo que em diagrama tipo TAS (total álcalis vs, sílica), caem no campo da série de rochas shoshoníticas (Figura 27C), de acordo com a classificação proposta por Peccerillo e Taylor (1976). Sendo desta maneira, classificadas como rochas subcalcinas shoshoníticas.

Figura 27 - Diagramas de classificação



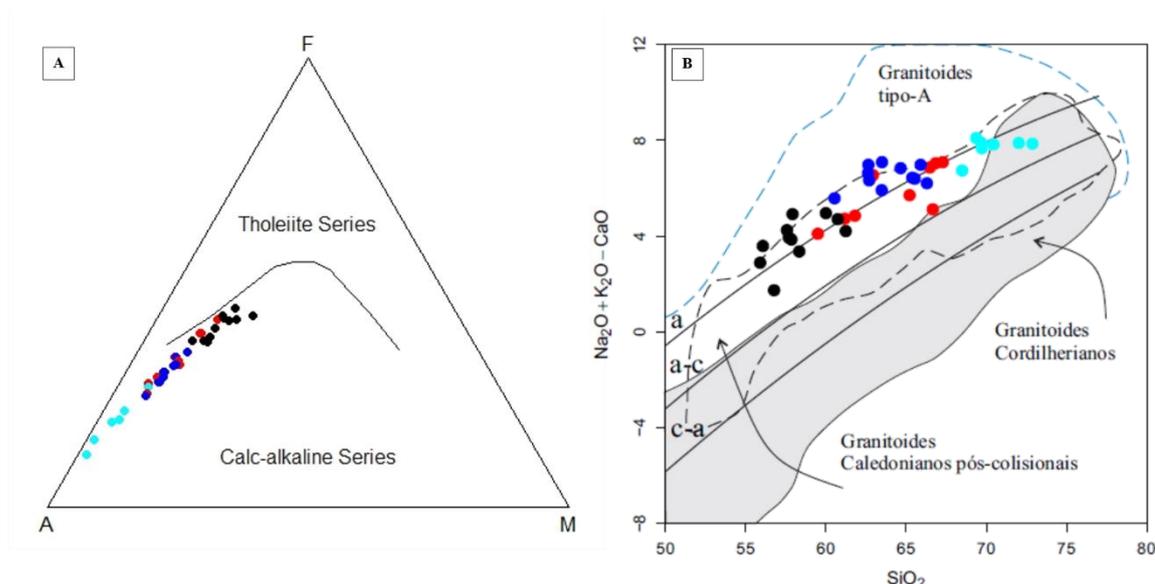
Fonte: O autor (2018).

(A) K_2O vs. Na_2O , Turner et al. (1996); (B) Ta/Yb vs. Ce/Yb , Pearce (1982); (C) TAS com base na adaptação de Peccerillo e Taylor (1976), mostrando campos de variação composicional para diferentes séries magmáticas.

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

As amostras do batólito Rio Formoso representadas no diagrama AFM (K_2O+Na_2O ; $FeOt$ e MgO) de Irvine e Baragar (1971) formam um trend paralelo com a linha que divide as séries toleítica e cálcio-alkalina, plotando no campo da série cálcio-alkalina (Figura 28/A), condizente com os vários granitoides ferrosos pós colisionais da Província Borborema que possuem a mesma característica (Guimarães et al., 2004). As amostras plotadas no diagrama SiO_2 wt. % vs. ($Na_2O + K_2O - CaO$) de Frost et al. (2001) mostram que as rochas possuem química na transição entre granitos do tipo A e granitos Caledoniano pós colisionais (Figura 28/B).

Figura 28 - Diagramas de classificação



Fonte: O autor (2018).

(A) AFM com campos segundo Irvine e Baragar (1971), as rochas da fácies MSP são claramente mais diferenciadas; (B) Na_2O+K_2O-CaO vs. sílica, Frost et al. (2001).

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

5.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Em geral, as rochas do batólito Rio Formoso mostram uma grande variação nos teores da maioria dos óxidos, devido à grande variação composicional característica dos batólitos em geral. Os valores de SiO_2 refletem uma composição química intermediária a ácida com grande variação entre 56 a 73%.

São rochas ricas em potássio ($K_2O = 2,78-6,21$ wt.%) e ferro total (Fe_2O_3t 1,33 a 9,04 wt.%), com teores de alumínio e sódio variando de 13 a 16% e 2,9 a 4,13% respectivamente. O cálcio e o magnésio apresentam as maiores variações dos seus

valores (CaO = 0,88 - 4,88 e MgO = 0,15 - 3,08%), enquanto que o manganês e fósforo variam pouco (MnO = 0,01 a 0,13 wt.% e P₂O₃ = 0,03 a 0,91 wt.%), além de baixas concentrações de titânio (TiO₂ = 0,18 - 1,85). Na Tabela 11 abaixo, temos a variação composicional de alguns elementos maiores para cada fácies do batólito Rio Formoso.

Tabela 11 - Compilação da variação dos principais dados químicos das fácies do batólito Rio Formoso analisadas, todos expostos na forma de wt% em peso.

Fácies	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃ T	TiO ₂
QMGF	56,0-	14,5-	1,42-	2,78-	6,14-	1,2-1,85
	61,4	15,9	3,08	4,70	9,04	
QMMP	60,7-	14,1-	0,85-	5,10-	3,65-	0,68-
	66,5	15,5	1,52	6,05	5,99	1,12
MSM	59,7-	13,8-	0,75-	4,04-	3,66-	0,58-
	67,4	14,8	1,92	5,70	7,58	1,55
MSP	68,7-	13,0-	0,15-	5,28-	1,33-	0,18-
	73,0	14,2	0,78	6,21	3,85	0,64

Fonte: O autor (2018).

Fácies= QMGF: Quartzo monzodiorito a granodiorito fino, QMMP= Quartzo monzonito a monzogranito porfirítico, MSM= Monzogranito a sienogranito médio, MSP: Monzogranito a sienogranito porfirítico.

As rochas das fácies Quartzo monzodiorito a granodiorito (QMGF) apresentam composição química intermediária, de acordo com a variação no conteúdo de sílica (SiO₂ = 56,0-61,4 wt.%). São ricas em potássio (K₂O = 2,78-4,7 wt.%) e ferro total (Fe₂O₃t = 6,14-9,04 wt.%), com teores de alumínio variando de 14,5 a 15,9 wt.%. Mostram alta soma K₂O+Na₂O (6,62-8,8 wt.%) e possuem razão K₂O/Na₂O com valores entre 0,72 e 1,35 wt.%; enquanto possuem uma baixa concentração de titânio (TiO₂ < 1,85 wt.%). Para os elementos traços, as rochas apresentam um alto teor de bário (Ba = 1298-2251 ppm) e médios teores de estrôncio (Sr = 533-776 ppm), zircônio (Zr = 281-524 ppm) e nióbio (Nb = 31-39 ppm). A razão Rb/Sr mostra valores entre 0,18 e 0,30, com média de 0,20. Para fácies do tipo QMMP, de composição química intermediária, as análises mostram uma pequena variação no conteúdo de sílica e alumínio (SiO₂ = 60,7 a 66,5 wt.% e Al₂O₃ = 14,1 a 15,5 wt.%). Apresentam maior enriquecimento em potássio que a fácies anterior (K₂O = 5,10-6,05 wt.%) e um menor teor de ferro total (Fe₂O₃t = 3,65 a 5,99 wt.%).

Tem alta soma K_2O+Na_2O (8,47-9,43 wt%), razão K_2O/Na_2O com valores entre 1,44 e 1,90 e baixo teor de titânio ($TiO_2 = 0,68-1,12$ wt.%). Para os elementos traços, mostram um alto teor de Ba com média de 1916 e médios teores de estrôncio ($Sr = 400-646$ ppm), zircônio ($Zr = 377-877$ ppm) e nióbio ($Nb = 19-38$ ppm). A razão Rb/Sr mostra valores entre 0,18 e 0,39, com média 0,27, uma amostra (PH-23) mostrou valor 0,03.

Entre as rochas analisadas, a fácies MSM apresenta composição química intermediária a levemente ácida, devido a maior variação no conteúdo de sílica ($SiO_2 = 59,7-67,4$ wt.%). Mostra enriquecimento em potássio ($K_2O = 4,04-5,70$ wt.%) e ferro total ($Fe_2O_3t = 3,66-7,58$ wt.%), alta soma K_2O+Na_2O (7,59 a 8,9 wt%), razão K_2O/Na_2O com valores entre 1,13 a 1,84, teores de alumínio variando de 13,8 a 14,8 wt.% e baixo teor de titânio ($TiO_2 < 1,55$ wt.%). Para os elementos traços as rochas apresentam alto teor de Ba com média de 1526 e médios teores de estrôncio ($Sr = 300-612$ ppm), zircônio ($Zr = 327-598$ ppm) e nióbio ($Nb = 26-44$ ppm). A razão Rb/Sr mostra valores entre 0,24 e 0,69, com média 0,45.

Com teores de sílica variando de 68,7 a 73,0 wt.% e caracterizada por rochas ácidas, a MSP é a fácies mais diferenciada do batólito. Mostra maior enriquecimento em K_2O que todas as outras rochas (5,28 a 6,21 wt.%), um menor teor de ferro total ($Fe_2O_3t = 1,33$ a 3,85 wt.%), alta soma K_2O+Na_2O (8,58 a 9,2 wt.%) e razão K_2O/Na_2O com valores entre 1,59 a 2,07. Os teores de Al_2O_3 variam de 13,0 a 14,2 wt.%, e possuem baixo teor de titânio ($TiO_2 = 0,18$ a 0,64 wt.%). Para os elementos traços, as rochas apresentam um médio teor de Ba, com média de 724 ppm, com exceção da amostra PH-28, que possui $Ba = 1124$ ppm, e baixos teores de estrôncio ($Sr = 120$ a 336 ppm), zircônio ($Zr = 114$ a 353 ppm) e nióbio ($Nb = 9-29$ ppm). A razão Rb/Sr mostra valores entre 1,14 e 1,91, com média 2,35. As amostras PH-28 e PH-32, diferem-se da média para esta fácies, possuindo os valores de Rb/Sr entre 0,51 e 8,25 respectivamente, tais valores podem ser explicados pela diferenciação.

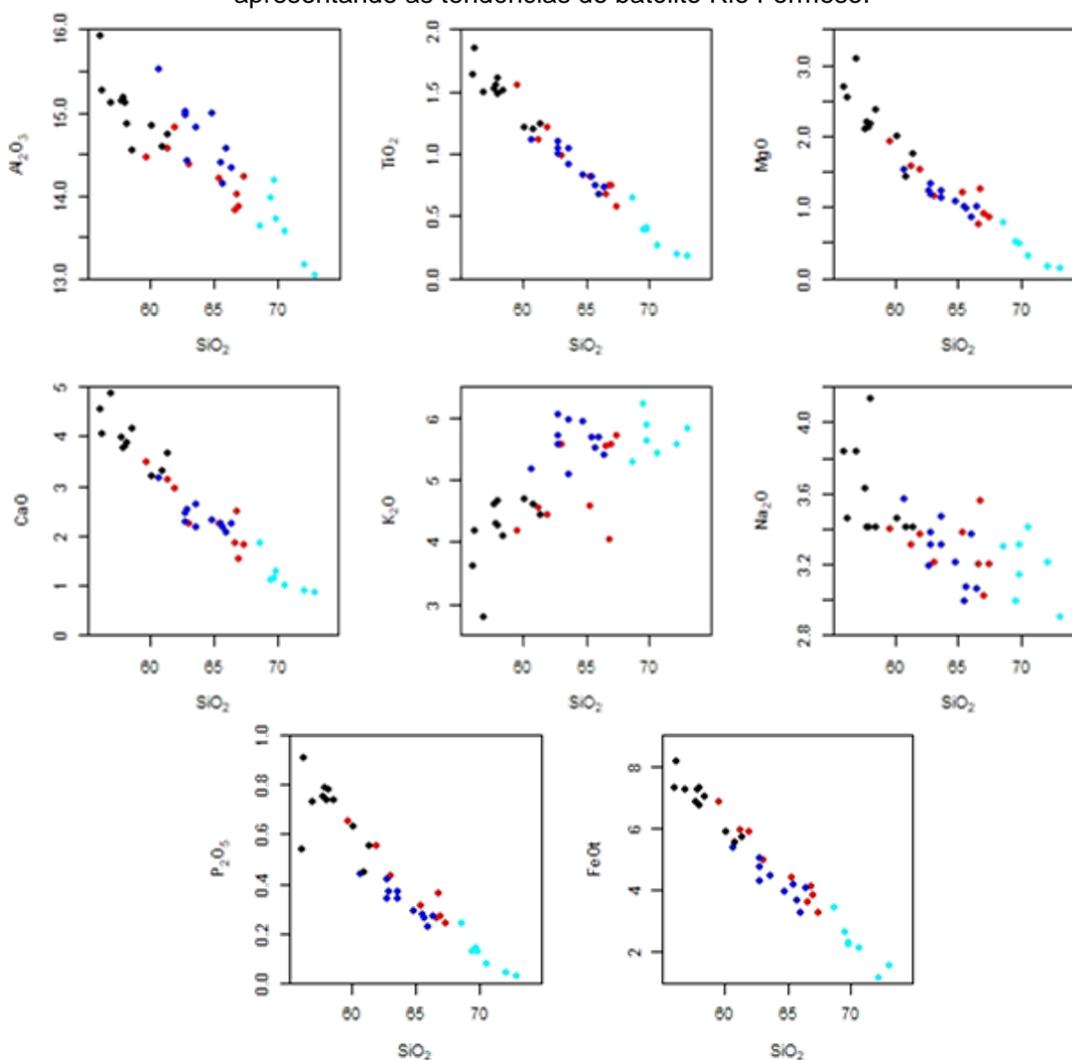
Os diagramas de Harker são a melhor maneira para representar graficamente a composição química de um grupo de rochas coexistentes, onde as porcentagens dos óxidos de elementos maiores ou elementos traços são projetadas versus o teor de SiO_2 - usado como indicador de diferenciação. Para os elementos maiores das amostras analisadas (Figura 29), todas as fácies do batólito mostram tendência negativa para os óxidos TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e P_2O_5 . Para o Al_2O_3 , mostram uma tendência negativa com relativa dispersão com a diminuição dos teores de SiO_2 . O

NaO₂ mostra uma tendência negativa com relativa dispersão com o aumento do SiO₂. Por outro lado, o K₂O, mostra uma tendência positiva.

As fácies QMGF e QMMP tem alto teor de Ba, com médias 1914 e 1916 ppm respectivamente. As fácies MSM e MSP mostra valores de Sr com média intermediária a baixa (458ppm e 193ppm respectivamente). Tabela 12

As fácies mostram baixo teor de Rb, com exceção da fácies MSP que apresenta valores intermediários com média de 247ppm. As fácies mostram médio valores de Nb com exceção da fácies MSP que apresenta baixos valores. Os valores de Zr são altos para as fácies QMMP e MSM com médias 550 e 440ppm, respectivamente. Entretanto os valores de Ta são baixos para todas as fácies.

Figura 29 - Diagrama de variação do tipo Harker como os óxidos dos elementos maiores versus SiO₂, apresentando as tendências do batólito Rio Formoso.



Fonte: O autor (2018)

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

Tabela 12 - Compilação dos principais dados de elementos traços batólito Rio Formoso expressos em ppm (parte por milhão).

FÁCIES	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb
QMGF	1298-2251	109-205	533-776	281-524	30-46	31-39
QMMP	1494-2445	114-168	400-646	377-877	30-44	19-38
MSM	1279-1856	144-262	300-612	327-598	34-105	26-44
MSP	416- 1124	174-1189	120-336	114-353	26-58	9-29

Fonte: O autor (2018).

Fácies= QMGF: Quartzo monzodiorito a granodiorito fino, QMMP= Quartzo monzonito a monzogranito porfirítico, MSM= Monzogranito a sienogranito médio, MSP: Monzogranito a sienogranito porfirítico.

Os diagramas do tipo Harker para os elementos traços (Figura 29) apresentam tendência positiva um pouco dispersa para o elemento Rb. Mostra tendência negativa para os elementos Sr e Ba, onde ocorre uma relativa dispersão com a diminuição do SiO₂, para o último. O elemento Zr não apresenta tendência de correlação clara com sílica, sendo levemente positivo para a fácies QMGF, linear para a fácies QMMP e MSM, e negativo para a fácies MSP. O elemento Y não apresenta tendência clara de correlação com sílica (Tabela 13).

Tabela 13 - Composição química de elementos maiores (em %) e elementos traços (em ppm - parte por milhão) do batólito Rio Formoso. Análises realizadas pelo NEG LABISE-UFPE.

	MSM										MSP					QMMP				
	PH-07	PH-08	PH-11	PH-20	PH-21	PH-22	PH-23	PH-33	PH-34	PH-09	PH-12	PH-17	PH-28	PH-32	PH-35	PH-57	PH-02	PH-03	PH-04	PH-25
SiO ₂	61,32	67,44	61,96	63,08	66,64	65,37	59,65	66,82	67	69,53	73,03	70,6	68,65	72,18	69,88	69,84	66,45	65,54	62,85	62,8
Al ₂ O ₃	14,57	14,22	14,81	14,38	13,83	14,21	14,45	14,01	13,86	13,98	13,03	13,57	13,62	13,17	13,72	14,19	14,34	14,39	14,41	15,01
TiO ₂	1,11	0,58	1,22	0,99	0,67	0,82	1,55	0,74	0,75	0,39	0,18	0,26	0,64	0,19	0,39	0,4	0,73	0,82	1	1,04
Fe ₂ O ₃	6,6	3,66	6,55	5,55	4,01	4,89	7,58	4,56	4,29	2,94	1,76	2,38	3,8	1,33	2,52	2,54	4,53	4,62	5,3	4,79
MgO	1,57	0,86	1,54	1,16	0,75	1,21	1,92	1,25	0,9	0,51	0,15	0,32	0,78	0,17	0,48	0,48	1	1,02	1,33	1,18
MnO	0,08	0,05	0,08	0,07	0,06	0,07	0,1	0,07	0,05	0,04	0,01	0,03	0,05	0,02	0,05	0,03	0,06	0,06	0,07	0,05
CaO	3,14	1,81	2,97	2,24	1,86	2,24	3,49	2,48	1,54	1,1	0,88	1,01	1,84	0,9	1,28	1,13	2,26	2,24	2,54	2,45
K ₂ O	4,56	5,7	4,45	5,58	5,53	4,57	4,19	4,04	5,57	6,21	5,84	5,43	5,28	5,58	5,64	5,89	5,41	5,69	5,56	6,05
Na ₂ O	3,31	3,2	3,37	3,21	3,2	3,38	3,4	3,56	3,02	2,99	2,9	3,41	3,3	3,21	3,31	3,14	3,06	2,99	3,31	3,38
P ₂ O ₅	0,55	0,24	0,55	0,43	0,26	0,31	0,65	0,36	0,27	0,13	0,03	0,08	0,24	0,04	0,13	0,14	0,27	0,28	0,37	0,34
PF	1,17	1,49	0,96	1,12	1,28	0,98	1,35	1,29	1,63	1,08	1,3	1,86	1,16	1,45	1,04	1,57	1,17	1,56	1,12	1,27
Total	97,96	99,25	98,46	97,82	98,08	98,04	98,33	99,18	98,86	98,89	99,1	98,94	99,35	98,24	98,42	99,34	99,29	99,2	97,86	98,35
Ba	1856	1305	1469	1652	1352	1546	1764	1279	1509	881	473	540	1124	416	737	899	1728	2080	2103	1862
Rb	144	199	164	189	209	262	171	177	215	369	177	242	174	1189	264	253	168	130	126	139
Sr	577	365	512	356	300	462	612	504	428	204	120	127	336	144	195	221	458	529	508	492
Zr	364	400	461	598	511	458	497	327	346	316	114	221	353	126	227	338	450	504	531	629
Y	34	44	43	74	44	105	49	38	62	47	26	42	41	29	58	48	32	30	30	39
Nb	30	26	33	38	37	44	41	28	34	25	9	19	29	12	29	29	38	23	22	33

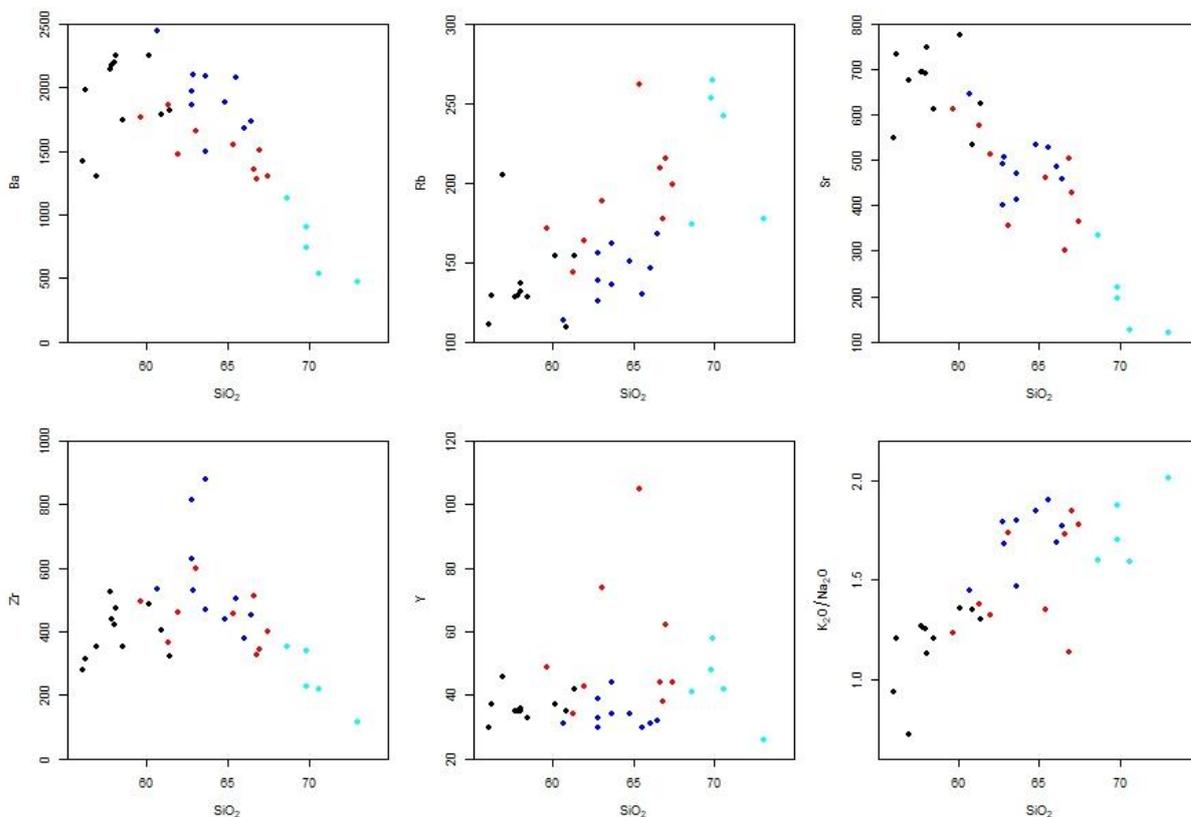
Fonte: O autor (2018).

Tabela 13 continuação - Composição química de elementos maiores (em %) e elementos traços (em ppm - parte por milhão) do batólito Rio Formoso. Análises realizadas pelo NEG LABISE-UFPE.

	QMMP										QMGF							
	PH-26	PH-46	PH-47	PH-48	PH-49F	PH-51	PH-59	PH-05	PH-10	PH-15	PH-18	PH-27.1	PH-50	PH-52	PH-53	PH-54	PH-55	PH-60
SiO ₂	65,69	64,81	60,69	63,65	62,78	66,06	63,63	60,89	58,49	56,92	61,39	57,72	58,07	58	57,84	56,05	56,22	60,15
Al ₂ O	14,14	14,99	15,52	14,81	14,96	14,57	14,81	14,58	14,54	15,11	14,74	15,13	14,87	15,11	15,18	15,92	15,27	14,84
TiO ₂	0,74	0,83	1,12	1,04	1,1	0,68	0,91	1,2	1,51	1,49	1,24	1,53	1,61	1,48	1,55	1,64	1,85	1,22
Fe ₂ O	4,08	4,38	5,99	4,96	5,62	3,65	4,97	6,14	7,81	8,04	6,32	7,59	7,46	8,09	8,02	8,13	9,04	6,52
MgO	0,99	1,08	1,52	1,12	1,23	0,85	1,23	1,42	2,37	3,08	1,75	2,09	2,17	2,13	2,19	2,69	2,55	1,99
MnO	0,04	0,06	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06	0,09	0,11	0,13	0,09	0,1	0,1	0,1	0,11	0,12	0,12	0,08
CaO	2,18	2,3	3,16	2,18	2,27	2,07	2,65	3,3	4,16	4,88	3,65	3,98	3,88	3,82	3,76	4,56	4,05	3,2
K ₂ O	5,51	5,93	5,17	5,96	5,71	5,68	5,1	4,6	4,11	2,78	4,45	4,6	4,67	4,27	4,29	3,61	4,18	4,7
Na ₂	3,07	3,21	3,57	3,31	3,19	3,37	3,47	3,41	3,41	3,84	3,41	3,63	4,13	3,41	3,41	3,84	3,46	3,46
P ₂ O ₅	0,26	0,29	0,44	0,37	0,42	0,23	0,34	0,45	0,74	0,73	0,55	0,75	0,78	0,74	0,79	0,54	0,91	0,63
PF	1,3	0,87	1,41	0,71	0,87	1,01	1,57	2	1,11	1,43	1,21	1,28	0,92	1,25	0,99	0,97	0,88	1,64
Total	98	98,74	98,66	98,15	98,18	98,19	98,73	98,07	98,35	98,43	98,8	98,4	98,66	98,4	98,12	98,06	98,52	98,41
Ba	1739	1887	2445	2091	1971	1680	1494	1781	1745	1298	1821	2143	2251	2192	2172	1421	1981	2248
Rb	134	151	114	162	156	146	136	109	128	205	154	128	132	137	129	111	129	154
Sr	4983	535	646	413	400	485	469	533	611	676	623	693	747	691	693	548	734	776
Zr	435	439	532	877	812	377	469	403	352	351	323	524	473	422	437	281	316	487
Y	30	34	31	34	33	31	44	35	33	46	42	35	36	35	35	30	37	37
Nb	21	24	26	28	28	19	25	32	37	31	35	37	35	35	34	39	35	35

Fonte: O autor (2018).

Figura 29 - Diagrama de variação do tipo Harker.



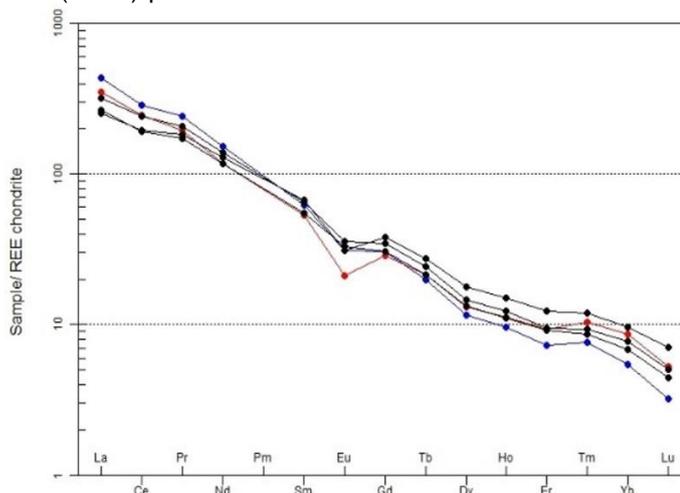
Fonte: O autor (2018).

Elementos traços (Ba, Rb, Zr, Y e Sr) e razão K_2O/Na_2O versus SiO_2 , apresentando as tendências do batólito Rio Formoso.

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

Os padrões de elementos terras raras (Figura 30) normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) caracterizam as fácies do batólito Rio Formoso por padrões enriquecidos em elementos terras raras leves em relação aos pesados, e pelo alto fracionamento, onde as razões $(La/Yb)_N$ variando de 27 a 80, e anomalias ligeiramente negativas de Eu, com razão Eu/Eu^* variando de 0,54 a 0,80.

Figura 30 - Padrão de distribuição de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) para as amostras das fácies do batólito Rio Formoso.

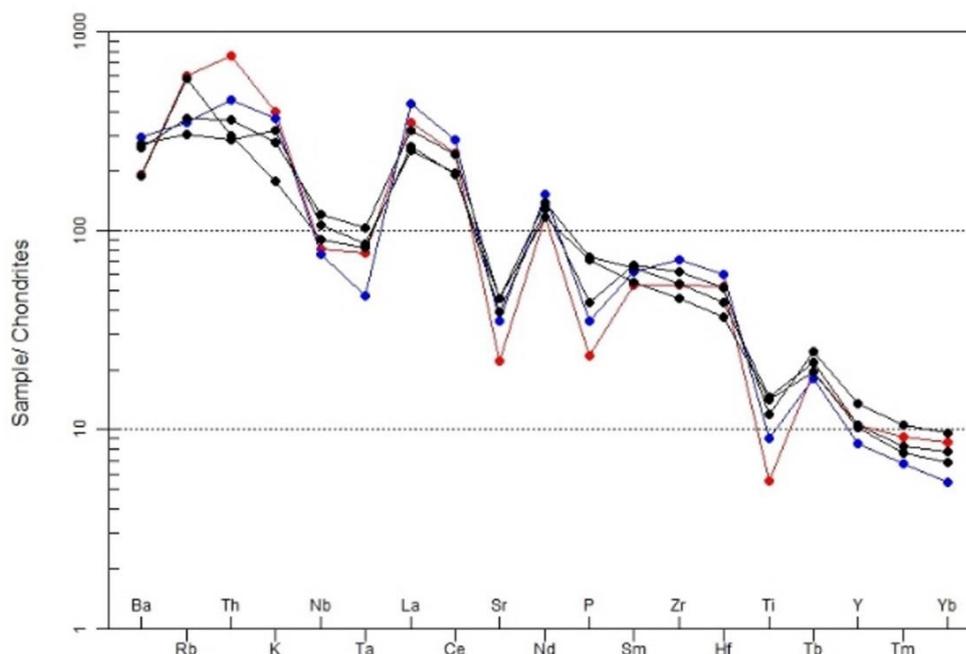


Fonte: O autor (2018).

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

O diagrama de elementos incompatíveis (Figura 31) normalizados pelo condrito de Thompson (1982) mostra enriquecimento em elementos litófilos de raios grandes (LILE), com moderados a alto valores de Rb, Ba Th e K para todas as fácies. Em relação aos elementos de elevado potencial iônico (HFSE) o batólito Rio Formoso é caracterizado por mostrar anomalias negativas de Ba, Sr, Nb, Ta, P e Ti.

Figura 31 - Diagrama multielementar



Fonte: O autor (2018).

Amostras normalizadas pelos valores do condrito de Thompson (1982), para as amostras das fácies do batólito Rio Formoso.

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

5.4 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTE TECTÔNICO

O diagrama multicatiônico R1 $[4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})]$ vs. R2 $(6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al})$, de Batchelor e Bowden (1985), é proposto para discriminação do ambiente tectônico no qual magmas são formados.

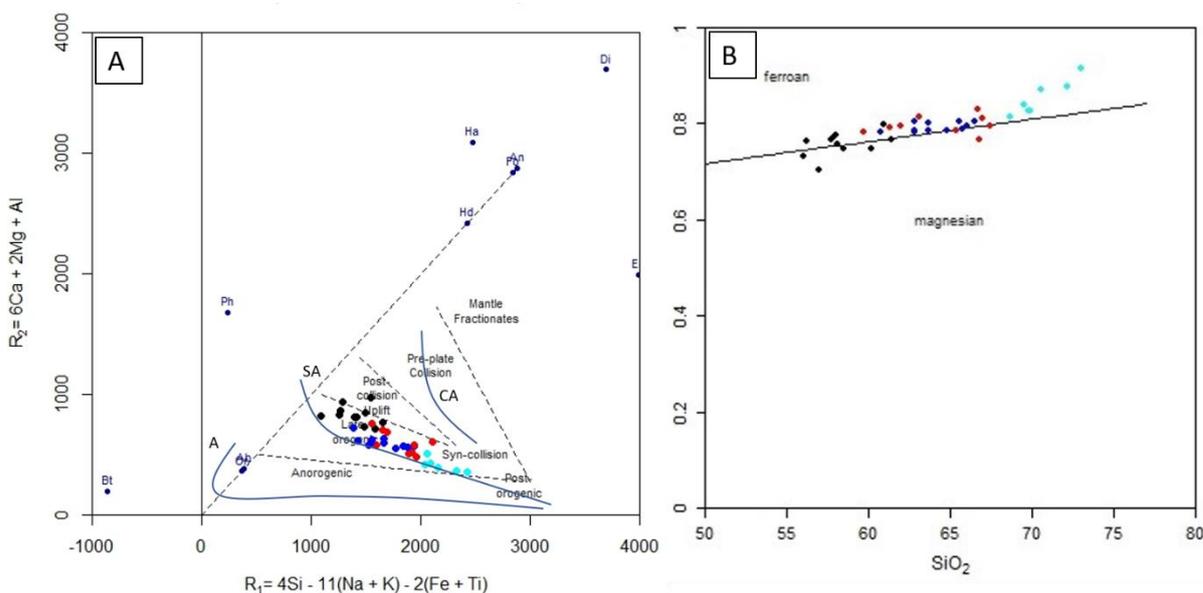
As etapas do ciclo orogênico, segundo esse diagrama, são separadas e em: rochas fracionadas do manto; pré-colisional; pós-colisional; tardi-orogênico; pós orogênicos; magmatismo anorogênico e sin-colisional.

De acordo com esta classificação, as amostras analisadas neste trabalho podem ser consideradas como tardi-colisionais a pós-colisionais (Figura 32/A), mesmo que, para Maruejol et al. (1987), apresentem uma tendência subalcalina.

Segundo o diagrama Fe# ($\text{FeOt}/[\text{FeOt}+\text{MgO}]$) vs. SiO_2 , proposto por Frost et al., (2001), com base na classificação entre granitoides ferrosos e magnesianos, as rochas do batólito Rio Formoso mostram valores de número de ferro ($\text{Fe}\# = 0,701$ a $0,913$) próximo ao limite entre os dois campos. Deste modo, classificando-se,

predominantemente, como ferrosos, com exceção apenas de cinco amostras, que caem no campo dos granitoides magnesianos (Figura 32/B).

Figura 32 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico.



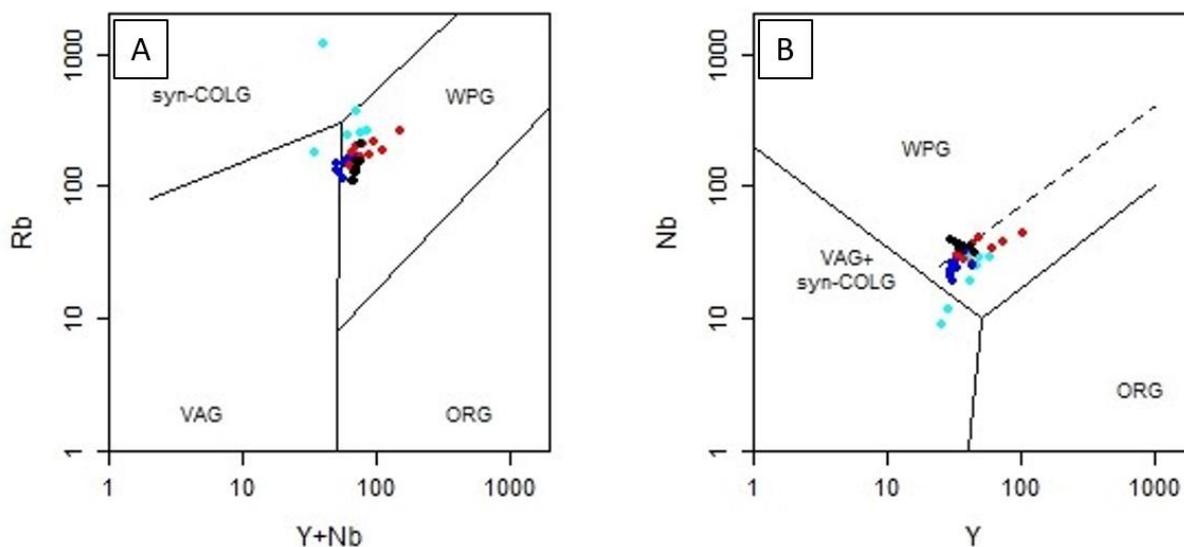
Fonte: O autor (2018).

(A) R1-R2, Batchelor e Bowden (1985); (B) FeOt/FeOt+MgO), Frost et al. (2001). CA- cálcio alcalino, SA-subalcalino, A-alcalino. As tendências no diagrama de Batchelor e Bowden (1985) são de Maruejol et, al. (1987).

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

Um dos objetivos do estudo petrogenético das rochas ígneas é identificar as características herdadas da rocha fonte ou da contaminação crustal subsequente, ao longo da intrusão do magma na crosta. Para a classificação em relação aos ambientes tectônicos, foram utilizados também os diagramas propostos por Pearce et al. (1984), que usam como parâmetros o Rb vs. Y+Nb e Nb vs (Figura 33/A). De acordo com esses diagramas, observa-se que as amostras do batólito Rio Formoso caem no campo relacionado aos granitos de ambiente intra-placa (WPG), próximo ao limite do ambiente de arco vulcânico (VAG). Essa classificação de intra-placa condiz com a classificação pós-colisionais de Batchelor e Bowden (1985), que também corrobora com os granitoides pós colisionais descritos dentro da Província Borborema por Guimarães et al., (2004) (Figura 33/B).

Figura 33 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico.



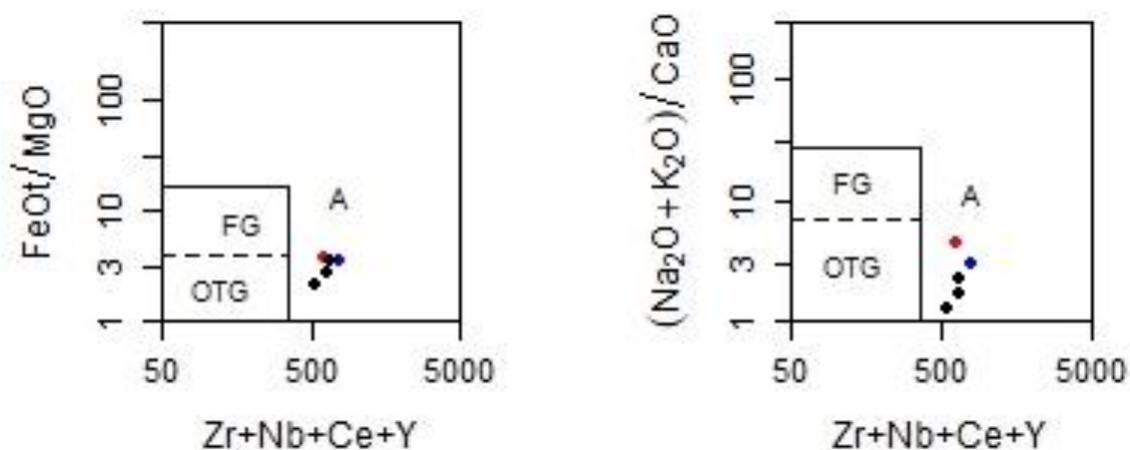
Fonte: O autor (2018).

(A) Rb versus (Y+Nb) e (B) Nb vs Y, Pearce et al. (1984). ORG-Granitos de cadeia oceânica; WPG Granitos intra-placa; VAG Granitos de arco vulcânico; SIN-COLG- Granitos Sin-Colisionais; Pos-COLG- Granitos pós colisionais.

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

Nos diagramas propostos por Whalen et al. (1987), utilizados para rochas granitoides, as rochas analisadas plotam dentro do campo dos granitos com características de tipo A (Figura 34). Os granitoides intra-placa equivalem aos granitoides do tipo A propostos por Eby (1992), Whalen et al. (1987) e Loiselle & Wones (1979). Os granitoides do tipo A, segundo Eby (1992), podem ser divididos em dois grupos químicos (tipos A1 e A2), com base na interpretação do teor de alguns elementos traços, em destaque a razão Ytrio/Nióbio (Y/Nb).

Figura 34 - Diagrama discriminantes de ambiente tectônico de Whalen et al. (1987)



Fonte: O autor (2018).

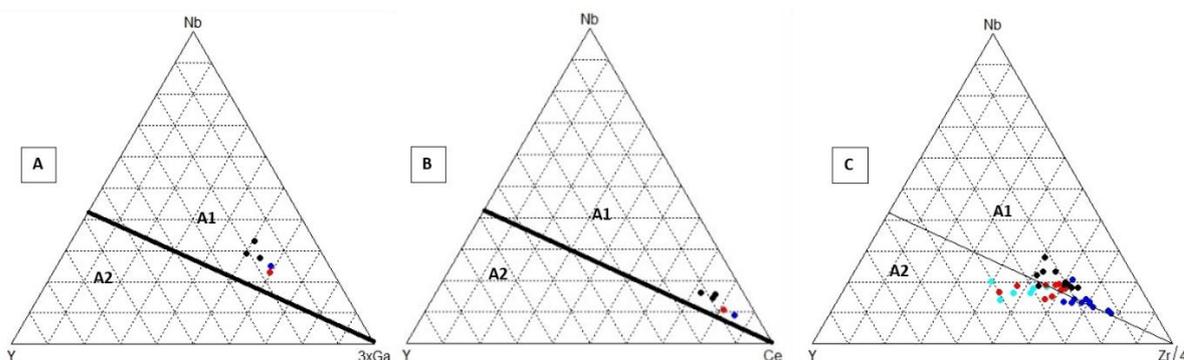
Fácies do batólito Rio Formoso, discriminando o ambiente tectônico das rochas em estudo. FG- granitos tipo I ou S fracionados, OTG- granitos tipo I ou S normais não fracionados, I- granitos tipo I, S- granitos tipo S e A- anorogênico.

Nota: a legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

O grupo do tipo A₁ são representados por rochas geradas por magmas originados de fontes mantélicas, com razões Y/Nb < 1,2 onde pode ser formado a partir de fusão parcial de basaltos de ambiente anorogênico, de ilha oceânica ou riftes continentais ativos. O grupo A₂, é formado por fusão parcial de rochas crustais, com razão Y/Nb > 1,2, em ambientes de margem continental, arco de ilhas ou colisão continental. As rochas analisadas no batólito Rio Formoso foram plotadas nos diagramas ternários de Eby (1992), sendo eles Y:Nb:Ce; Y:Nb:Ga*3 e Y:Nb:Zr/4, nos quais foram classificadas exclusivamente como do tipo A₁ (Figura 35), com exceção do último diagrama, onde algumas das rochas que representam as fácies mais diferenciadas (MSP e MSM) foram plotadas no campo do tipo A₂. Sendo assim, essas rochas podem estar relacionadas a fontes derivadas do manto.

Figura 35 - Diagramas ternários A) Y:Nb:3xGa; B) Y:Nb:Ce e C) Y:Nb:Zr/4, propostos por Eby, (1992) para discriminação de granitoides do tipo A1 (fontes mantélicas) e A2 (fontes crustais).

Nestes diagramas a linha corresponde a $Y/Nb = 1,2$.



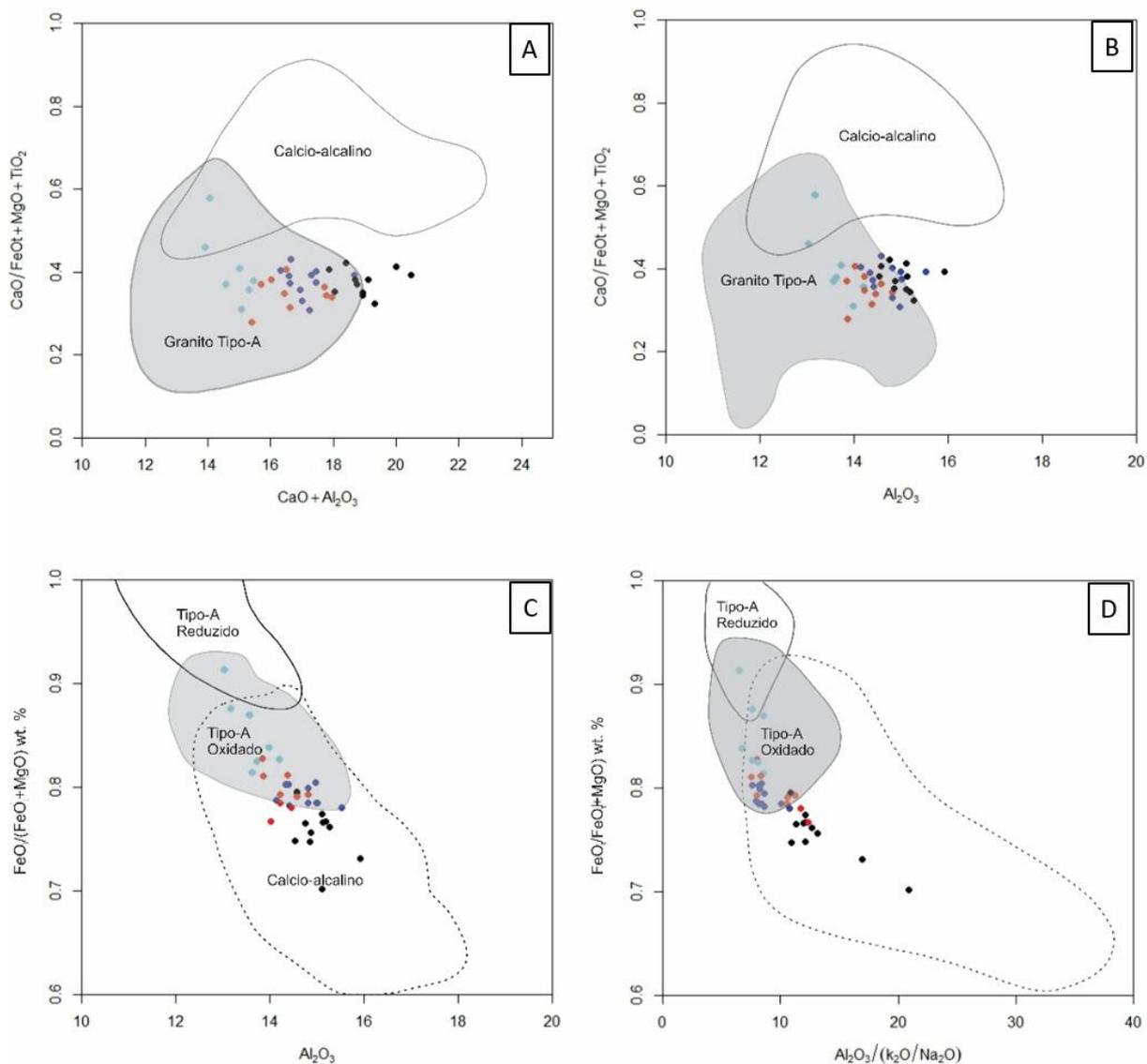
Fonte: O autor, 2018.

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

O granito tipo A oxidado de Dall'Agnol & Oliveira (2007) é mais uma subdivisão dos granitos tipo A definidos por Loiselle & Wones (1979). Estes mostram um baixo teor de ferro quando comparados aos clássicos granitos do tipo A, são também cálcio-alcálicos e magnesianos, são diferenciados por serem originados de uma rocha fonte da crosta inferior com alto teor de água (> 4 wt.%) em condições oxidantes (alta fO_2), o que resulta na cristalização do clinopiroxênio como principal fase mineral.

Os granitoides tipo A e cálcio-alcálico foram distinguidos a partir dos diagramas $CaO/(FeOt+MgO+TiO_2)$ vs. $CaO+Al_2O_3$ e $CaO/(FeOt+MgO+TiO_2)$ vs. Al_2O_3 , enquanto que os granitoides do tipo A reduzidos e oxidados foram diferenciados a partir dos diagramas $FeOt/(FeOt +MgO)$ vs. Al_2O_3 e $FeOt/(FeOt+MgO)$ vs. $Al_2O_3/(K_2O/Na_2O)$, todos propostos por Dall'Agnol & Oliveira (2007) (Figura 36). Nestes diagramas, as rochas analisadas do batólito Rio Formoso projetaram-se entre os campos dos granitoides tipo A oxidados e os granitoides cálcio-alcálico.

Figura 36 - Diagramas com campos definidos por Dall'Agnol e Oliveira (2007).



Fonte: O autor (2018).

(A) $\text{CaO}/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ vs. $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ e (B) $\text{CaO}/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ vs. Al_2O_3 , com as mostram os campos calcio-alcálicos e granitos tipo A; (C) $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) \text{ wt. } \%$ vs. Al_2O_3 e (D) $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) \text{ wt. } \%$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O})$, com campos de granitos tipo A reduzidos e oxidados e granitos cálcio-alcálicos.

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

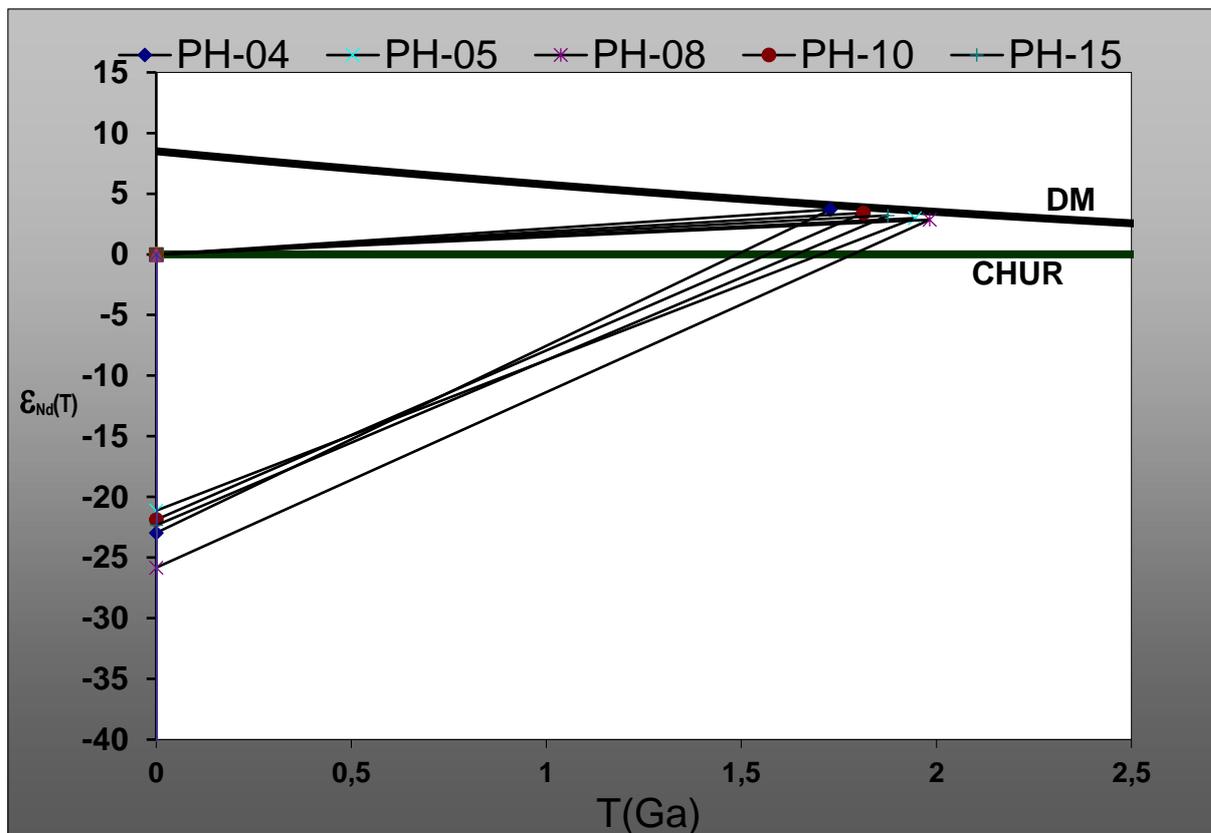
6 ISOTÓPOS Sm-Nd e Rb-Sr

Foram analisadas as composições isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd de cinco amostras do batólito Rio Formoso, as quais estão listadas na Tabela 14. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_0) e o valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$, foram calculados baseados na idade de cristalização adquirida nesse estudo, de 580 Ma. As análises mostram altos valores de razão inicial de Sr com média 0,70939.

Os valores de $\epsilon\text{Nd}(0.58)$ para as fácies QMGF e QMMP variam de -13,84 a -14,49. A fácies MSM mostra valor -17,50. Este valor mais negativo é explicado por se tratar de uma fácies mais diferenciada em relação às duas citadas anteriormente, indicando uma contaminação crustal maior no magma dessa fácies. As amostras têm idade TDM entre 1,7 e 2,0 Ga, com média de 1,9 Ga (Figura 37). Valores semelhantes foram encontrados por Silva Filho et al. (2002) dentro do grupo 1 do batólito Ipojuca-Atalaia. Nesse contexto, o batólito Rio Formoso pertence ao subdomínio crustal Garanhuns (TDM entre 1,6 e 2,6 Ga) de Silva Filho et al. (2014).

Os dados isotópicos obtidos neste trabalho são semelhantes aos do plúton Águas Belas (Silva Filho et al., 2010), que está inserido no batólito composto Águas Belas-Canindé.

Figura 37 - Composição isotópica de Nd no batólito Rio Formoso. Idade modelo e reservatório de referência são de De Paulo (1988).



Fonte: O autor (2018).

Tabela 14 - Dados de Rb-Sr e Sm/Nd. A razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi calculada a partir das análises da XRF.

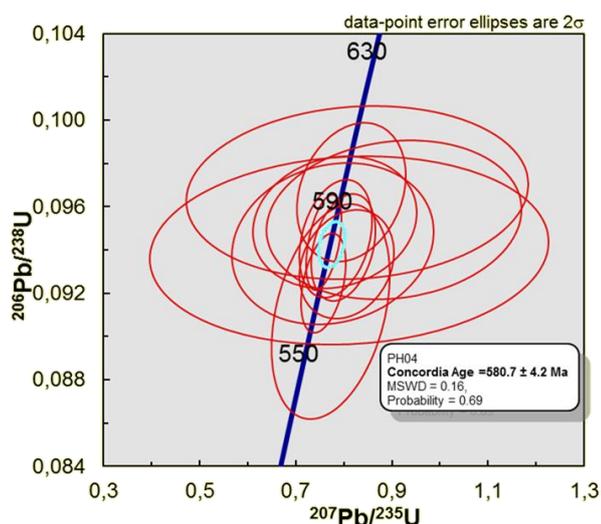
Amostra	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	$\epsilon\text{Sr}(t)$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ medida	$\epsilon\text{Nd}(t)$	TDM (Ga)
PH-04	QMMP	122,9	412	0,716727	0,863827	0,709583	81,94	13,498	106,51	0,511461	- 14,077	1,729
PH-05	QMGF	106,9	464	0,714829	0,667038	0,709313	78,102	14,624	88,29	0,511555	- 13,992	1,945
PH-08	MSM	210,8	262	0,728597	2,332648	0,709306	78,005	10,123	72,747	0,511314	- 17,505	1,983
PH-10	QMGF	128,5	539	0,714953	0,690257	0,709245	77,131	14,059	96,512	0,511517	- 13,836	1,813
PH-15	QMGF	203,6	540	0,718546	1,092029	0,709515	80,977	12,458	83,028	0,511493	- 14,498	1,876

Fonte: O autor (2018).

7 GEOCROLOGIA

Os grãos de zircão analisados possuem morfologia subédrica a euédrica e coloração levemente amarelada. De maneira geral, são alongados com proporção 3:1 a 3:2 em relação aos eixos maior e menor, onde o eixo maior possui comprimento variando entre 175 μm e 300 μm . Apresentam também terminações bipiramidais típicas de crescimento magmático. Nas imagens obtidas através do microscópio eletrônico de varredura (SEM) e catodo luminescência (CL), onde foram possíveis visualizar as principais características dos grãos, como zonação oscilatória de crescimento magmático e núcleos herdados (Figura 38). O contato entre núcleo e sobre crescimento é nítido na interface do zoneamento interno.

Figura 38 - Diagrama concórdia.

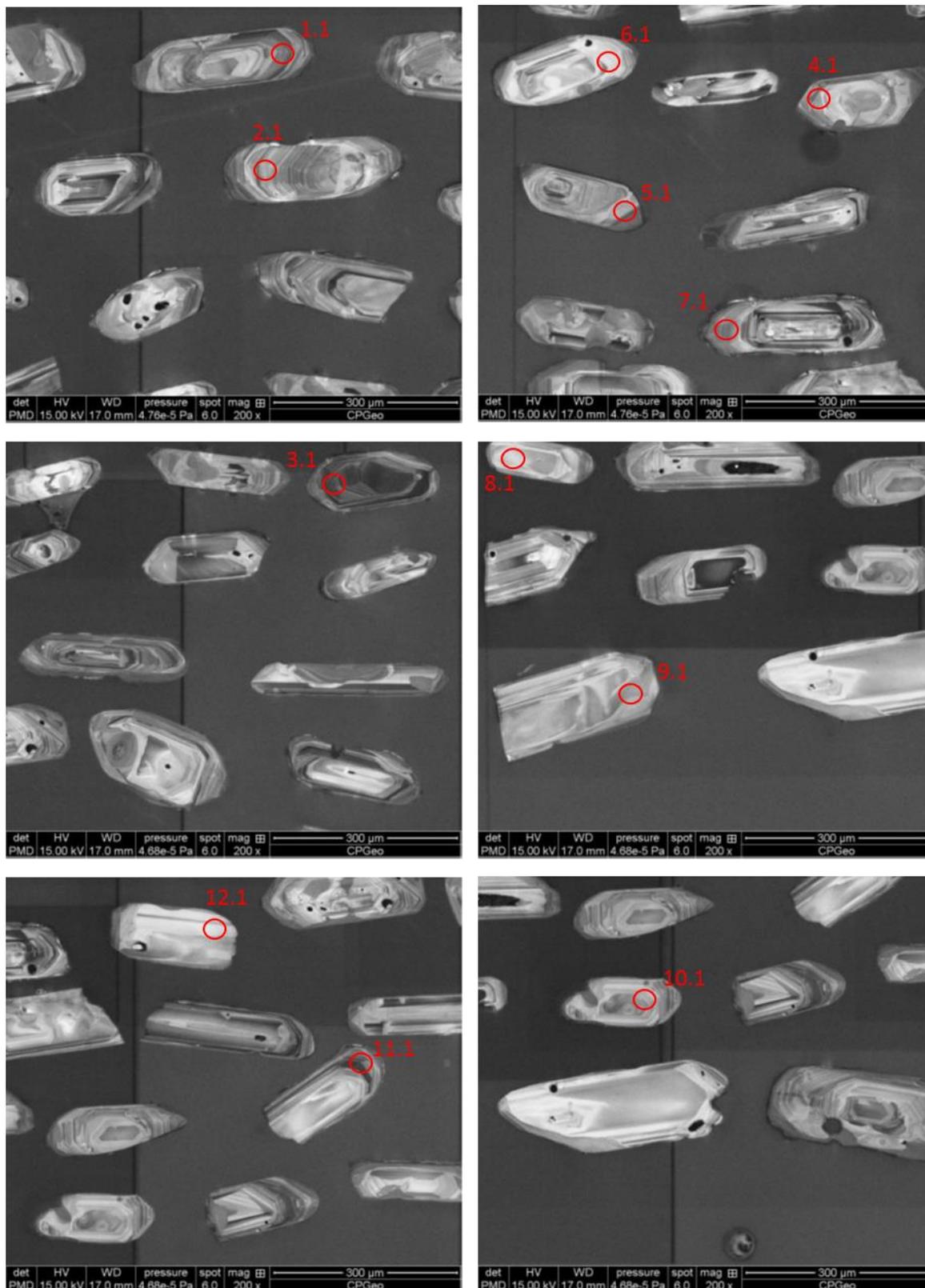


Fonte: O autor (2018).

Análise U-Pb da amostra PH-04 do batólito Rio Formoso.

Foram analisados 12 grãos de zircão, onde cada um obteve um ponto de análise (Tabela 6.1). Todas as idades dos grãos analisados agrupam-se na concórdia, dando uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ média ponderada aparente de 580.7 ± 4.2 Ma com MSWD (Mean Square Weighted deviates) de 0.16 (Figura 39). Estes grãos mostram alta razão Th/U (0,29-1,78), com valor médio de 1,16, estes valores são típicos de zircões magmáticos encontrados em rochas ígneas félsicas (0,1–1,6; Williams & Claesson, 1987). A presença de fácies cristalinas bem formada, zonação oscilatória e razão Th/U > 0,1, sugere que a idade obtida seja interpretada como idade de cristalização e alojamento do Batólito Rio Formoso, o qual está relacionado com o último estágio de amalgamação do Gondwana.

Figura 39 - Imagens de catodo luminescência (CL) dos grãos de zircão analisados, indicando a localização das análises U-Pb listadas na Tabela 6.



Fonte: O autor (2018).

Os dados adquiridos das análises de U-Pb (Tabela 15), mostram que idades mais antigas são ausentes, devido à ausência de zircões herdado dentro do batólito Rio Formoso, podendo caracterizar o batólito Rio Formoso como uma rocha gerada a partir da fusão parcial de uma rocha fonte com idade semelhante. Outro motivo é que o evento pode ter resetado o sistema U-Pb.

Tabela 15 - Sumário dos dados de U-Pb em zircão por SHRIMP para a amostra PH-04 (batólito Rio Formoso, fácies QMMP. Erros = 1-sigma; Pbc e Pb* indica as porções comum e radiogênica, respectivamente. (1) Pb comum foi corrigido usando medidas de ²⁰⁴

Spot Name	% ²⁰⁶ Pb c	ppm mU	ppm mTh	²³² Th / ²³⁸ U	Ppm ²⁰⁶ Pb*	(l) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age	1σ err	(l) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb Age	1σ err	% Dis cor - da nt	(l) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb err	(l) % ²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U err	(l) % ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U err	% err	% err	
PH04-1.1	1,29	147	141	0,99	11,8	575	±6	694	±104	+1 8	0,06 97	3,5	0,805	5,0	0,094 0	1,3 5
PH04-2.1	1,55	75	111	1,53	6,2	595	±8	647	±118	+8	0,07 24	2,0	0,816	5,7	0,097 7	2,0 0
PH04-3.1	0,21	276	226	0,85	22,4	581	±5	542	±39	-8	0,06 12	1,1	0,759	2,0	0,095 1	1,8 1
PH04-4.1	2,52	45	78	1,78	3,7	595	±10	679	±374	+1 3	0,08 03	11, 7	0,828	17, 6	0,098 4	2,3 4
PH04-5.1	0,43	252	72	0,29	20,0	570	±6	583	±50	+2	0,06 26	1,4	0,758	2,5	0,092 0	1,5 1
PH04-6.1	1,68	152	116	0,79	12,4	587	±7	583	±191	-1	0,07 33	5,2	0,781	8,9	0,094 8	1,8 5

PH04-7.1	1,59	97	141	1,50	7,6	562	±12	656	±131	+1 5	0,07 18	3,7	0,773	6,5	0,092	2,	0,4
PH04-8.1	4,14	36	56	1,60	2,9	579	±10	693	±443	+1 7	0,09 30	11, 3	0,811	20,	0,097	2,	0,3
PH04-9.1	3,07	55	70	1,32	4,4	587	±9	891	±246	+3 6	0,08 45	8,0	0,904	12,	0,095	2,	0,6
PH04- 10.1	0,90	105	132	1,30	8,5	582	±7	605	±82	+4	0,06 68	1,7	0,782	4,0	0,095	1,	0,4
PH04- 11.1	0,65	148	145	1,01	12,0	580	±6	660	±70	+1 3	0,06 46	2,5	0,799	3,4	0,094	1,	0,4
PH04- 12.1	1,58	46	68	1,54	3,7	581	±9	594	±237	+2	0,07 23	6,7	0,777	11,	0,096	2,	0,4

8 DISCUSSÃO

A classificação química de granitoides é considerada por vários autores como principal ferramenta para a compreensão da evolução tectônica da crosta. São utilizadas diversas classificações para os vários tipos de rochas graníticas, e com objetivos diferentes, tais como, classificação petrográfica, determinação de rocha fonte, série de magmas, colocação de magmas em ambientes tectônicos, etc.

Uma das classificações químicas principais é a que define a rocha fonte que deu origem ao magma progenitor das rochas graníticas. Essa classificação foi proposta primeiramente por Chappel & White (1974), os quais iniciaram a “classificação alfabética”, com o estabelecimento dos chamados granitos do tipo I e S. Os granitos do tipo I são gerados por fusão parcial de protólitos ígneos e apresentam caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, relativamente sódico, e com conteúdo de SiO₂ variando de 56 a 77 wt. %. Os granitos do tipo S são gerados por fusão parcial de protólitos metassedimentares, e são peraluminosos, relativamente potássicos, e com conteúdo de SiO₂ mais restrito (65-77 wt. %). Posteriormente, foram descritos os granitos do tipo M, de White (1979), definidos como granitoides provenientes de rochas mantélicas, e os do tipo C, definidos como granitoides charnokíticos por Kilpatrick & Ellis (1992).

O estudo de granitos do tipo A teve início com Loiselle e Wones (1979). Desde então, rochas desse tipo foram descritas em várias ocorrências em todo o mundo. Esses granitoides são descritos como alcalinos, anidros e anorogênicos, termos que deram origem ao nome. Há, entretanto, divergências quanto ao termo “anorogênico”, pois nem todas são formadas em ambientes extensionais (Whalen et al., 1987, Eby, 1990, Frost & Frost, 1997). Essas rochas podem estar associadas a uma tectônica colisional relacionada a alguma forma de extensão na fase pós-colisional (Whalen et al., 1987; Eby, 1992). Tentando solucionar a divergência do termo, Frost & Frost (2011) propuseram a nomenclatura “granitos ferrosos” para os granitos do tipo A clássicos formados em condições de baixa fO₂, baseado na classificação dos granitos tipo A oxidados e na discriminação de granitos de Frost et al. (2001), segundo o diagrama (FeO_t/(FeO_t+MgO) vs. SiO₂.

Na Província Borborema, ocorrem granitoides com idades pós-colisionais e caráter geoquímico semelhante às rochas deste estudo. No domínio Pernambuco

Alagoas, os plutons Águas Belas (Silva Filho et al., 2010) e Guarani (Ferreira et al., 2015), de idades U-Pb 588 ± 4 Ma e 573 ± 4 Ma, respectivamente, mostram caráter peraluminoso e shoshonítico, não sendo classificados como do tipo A, apesar de mostrarem leve afinidade. No domínio Central da província, ocorre o pluton Pilõezinhos, com idade $566,2\pm 2,9$ Ma, metaluminoso a peraluminoso, com características do tipo A, mais especificamente, do tipo A2 (Lima et al., 2016), e o ortognaisse Terra Nova, com idade 617 ± 4 Ma, peralcalino, e características do tipo A, mais especificamente, A1 (Lima et al., 2015).

As rochas do batólito Rio Formoso apresentam características de rochas shoshoníticas e do tipo A. Essas rochas são compostas por biotita rica em ferro, o que é indicado pela cor avermelhada, os minerais opacos ilmenita e hematita, indicados pelo cálculo da norma CIPW ($II = 0,02$ a $0,34$ e $Hm = 1,03-9,04$), magnetita, indicada pelo hábito cúbico em seção delgada, além de anfibólio, feldspato perítico e plagioclásio em quantidade albita > anortita. O alto teor de ferro nas rochas menos diferenciadas ($Fe_2O_3t = 3,65$ a $9,04$) é refletido na presença desses minerais e nos altos valores de susceptibilidade magnética ($QMGF = 60 \times 10^{-3}$ SI e $QMMP = 20 \times 10^{-3}$ SI).

Para todas as fácies do batólito, a análise dos elementos maiores (Figura 5.2) mostram tendência negativa para a maioria dos óxidos, exceto K_2O , e podem ser interpretadas como indicadores na evolução do magma a partir da cristalização das fases apatita, titanita, minerais opacos e plagioclásio, para as negativas, e feldspato potássico para a positiva. Rb apresenta correlação positiva em relação à sílica, enquanto Sr e Ba mostram correlação negativa, o que reflete a cristalização de feldspato potássico e plagioclásio. Zr reflete a cristalização de zircão nas fácies QMMP e MSM. As amostras analisadas revelaram um forte fracionamento de ETR, onde a anomalia discreta de Eu - ou ausência de anomalia - e o teor médio de Sr nas fácies menos diferenciadas indicam fusão parcial de plagioclásio na fonte.

8.1 SHOSHONITOS

Suítes de rochas shoshoníticas são frequentemente tomadas por rochas calcioalcalinas, devido à química semelhante. Um fator que ocorre em ambas as suítes na Província Borborema é o alto teor de Sr e Ba, às vezes até mais altos que os valores usados para definir as associações shoshoníticas (e.g. Morrison, 1980). As rochas shoshoníticas também apresentam química de elementos traços similares

as associações ultrapotássicas (e.g. Sial, 1987). Entre as características que definem as associações graníticas shoshoníticas na Província Borborema (Almeida & Ulbrich, 1996), tem-se:

- Petrograficamente, são monzonitos e monzodioritos com teores de SiO_2 superiores a 65%; quando presentes, são subordinados e apresentam contatos gradacionais com os litotipos de composição intermediária;
- biotita e anfibólio cálcio-magnesianos, com $\text{Fe}^\# > 0,75$ (Sial, 1987) são os minerais máficos dominantes;
- são rochas ricas em Al_2O_3 (metaluminoso a peraluminoso), de modo que na composição normativa não aparece acmita; são relativamente ricas em álcalis ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$), porém também relativamente ricas em MgO e CaO ; são também ricas em Sr e Ba; e relativamente pobres em Rb;
- são ricas em elementos terras raras leves (uma característica compartilhada com as rochas cálcio-alcálicas de alto potássio) e pobres em TiO_2 ; anomalias de Eu são positivas ou negativas, ausentes ou fracas;
- ambas as rochas calcioalcálicas e shoshoníticas mostram texturas indicando origem por mistura de magmas básicos e ácidos; baixos teores de Rb e ETRP sugerem fusões mantélicas controladas por flogopita e anfibólio.

O batólito Rio Formoso possui rochas de composição intermediária, com exceção da fácies MSP, que possui composição ácida. Os padrões terras raras das rochas do batólito são fracionados com anomalias leves de Eu, com exceção da fácies MSM (fase relativamente diferenciada), que possui uma anomalia mais negativa, interpretada pelo fracionamento de plagioclásio e consequente elevação dos teores de ETRL. Além das características descritas acima, as quais corroboram para a classificação como rochas shoshoníticas, diagramas discriminantes de Turner et al. (1996), Pearce (1982), e Peccerillo e Taylor (1976), os quais utilizam os teores de Na_2O , K_2O e razões Ce/Yb vs. Ta/Yb (Figura 27), confirmam essa classificação.

São granitos do tipo I, de acordo com a mineralogia de Chappell & White (1974), corroborando com a ideia de que as rochas do batólito Rio Formoso foram geradas a partir de fusão parcial de basaltos em níveis crustais (Chappell et al., 2012). Nos parágrafos abaixo, será discutida a relação da rocha fonte tipo I e o seu subgrupo e classificadas como rochas deste trabalho os granitoides do tipo A.

8.2 AMBIENTE TECTÔNICO

Na maioria dos casos de regiões orogênicas evoluídas, a ocorrência de shoshonitos está associada a suítes calcioalcalinas. Em áreas de convergência oblíqua, há rotação e fragmentação da crosta. Quando a rotação progride, movimentos transcorrentes se tornam cada vez mais importantes, podendo resultar no desenvolvimento de regiões extensionais. Este é um ambiente comum para o magmatismo shoshonítico (eg. Papua, Nova Guiné e Nordeste do Brasil). Tais regimes transicionais refletem o relaxamento da crosta, o que leva a uma posterior estabilização do cinturão orogênico (Morrison, 1980).

Vários autores distinguem os granitos tipo A dos granitos tipo-Caledonianos pelo enriquecimento em ferro dos primeiros (Petro et al., 1979; Anderson, 1983; Maniar & Piccoli, 1989; Frost & Frost 1997). Em contraste, os granitoides magnesianos refletem afinidades com magmas hidratados e oxidados (Frost & Lindsley, 1991), os quais são amplamente relacionados a subducção. No diagrama de Frost et al. (2001), a maioria das rochas do batólito Rio Formoso foram classificadas como granitoides ferrosos. Entretanto, cinco amostras foram classificadas como magnesianos, pelo fato de apresentarem número de ferro (Fe#) variando entre 0,701 a 0,913.

Os diagramas de Pearce et al. (1984) e Whalen et al. (1987) são essenciais para a classificação de ambientes tectônicos e granitoides do tipo A. As rochas do batólito Rio Formoso, quando plotados nesses diagramas, revelaram ambiente tectônico intraplaca, concordante com o caráter tipo A. De acordo com Eby (1992), granitos do tipo A podem ser divididos em dois grupos, os granitoides do tipo A1, que apresentam razões $Y/Nb < 1,2$ e são derivados do manto, e os granitoides do tipo A2, que apresentam razões $Y/Nb > 1,2$ e são derivados de fontes crustais. As razões Y/Nb das rochas do batólito Rio Formoso são bastante variáveis (0,77-2,89). As rochas mais diferenciadas mostram características do tipo A2, enquanto as rochas menos diferenciadas mostram características do tipo A1. Esses valores sugerem que as rochas do batólito são derivadas do manto, com importante contaminação crustal.

No diagrama Fe# vs. SiO_2 de Frost et al. (2001), as rochas foram classificadas como ferrosas a levemente magnesianas. Diagramas propostos por Dall'Agnol & Oliveira (2007) discriminam os granitoides do tipo A como redutores (ferrosos), oxidados (magnesianos) e calcioalcalinos (também magnesianos). De acordo com

esses diagramas, as rochas do batólito Rio Formoso são granitoides do tipo A oxidados. A presença de minerais óxidos de ferro e a alta susceptibilidade magnética dessas rochas ($20 \times 10^{-3} \text{SI}$ para a fácies QMMP e $60 \times 10^{-3} \text{SI}$ para a fácies QMGF) corroboram com esta classificação.

Diferentes esquemas petrogenéticos são propostos para granitoides do tipo A1 e A2. Em ambos os casos, a interação com rochas crustais modifica a química inicial do magma, o que é discutido no próximo tópico.

8.3 ROCHA FONTE

Abaixo, seguem alguns mecanismos sugeridos para explicar a origem de magmas do tipo A. É importante notar que a maioria deles indica que essas rochas são originadas de rochas de fontes basálticas do tipo I.

- Fracionamento de magma basáltico alcalino produzindo líquidos graníticos residuais com ou sem contaminação crustal (Loiselle & Wones, 1979);
- magmas derivados do manto que ascendem e reagem com rochas crustais, gerando magmas sieníticos que fracionam a granitos (Barth, 1945);
- fracionamento de um magma progenitor basáltico alcalino do tipo I, com baixo conteúdo de água e cristalizado em baixa FO_2 , produzindo líquido residual do tipo A (Collins et al., 1982);
- baseado em dados experimentais em granitos do tipo A da Austrália, Clemens et al. (1986) concluíram que esses magmas são originados por fusão parcial em alta temperatura de rocha fonte do tipo I, empobrecida na crosta inferior;
- granitos tipo A de origem crustal são resultados de reações do tipo fenitização em ambiente extensional;
- Dall'Agnol et al. (2012) resumiram as três últimas diferentes propostas;
- Fusão parcial de rochas crustais quartzofeldspáticas;
- Diferenciação de magmas basálticos, toleíticos ou alcalinos;
- Combinação dos dois últimos mecanismos, na qual magmas basálticos diferenciados assimilam rochas crustais.

Magmas derivados da crosta inferior têm $\# \text{MgO} < 0,40$, enquanto rochas com importante componente mantélico apresentam valores $\# \text{MgO} > 0,40$ (Rapp & Watson,

1995). Os valores de #MgO do batólito Rio Formoso variam de 0,12 a 0,30, o que indica importante componente crustal. O diagrama #MgO vs. SiO₂, por sua vez, indica que as rochas foram geradas por fusão parcial da crosta. Uma fonte de crosta inferior é sugerida pelos diagramas Na₂O vs. SiO₂ e K₂O vs. SiO₂ (Figura 29), segundo os quais as rochas do batólito podem ter sido produzidas a partir de rochas basálticas de médio a alto potássio (Sisson et al., 2005) ou anfibolitos (Beard & Lofgren, 1991). O teor médio dos elementos Rb, K e Th, segundo o diagrama multielementar normalizado pelo condrito de Thompson (1982), sugere que as rochas possuem afinidade crustal.

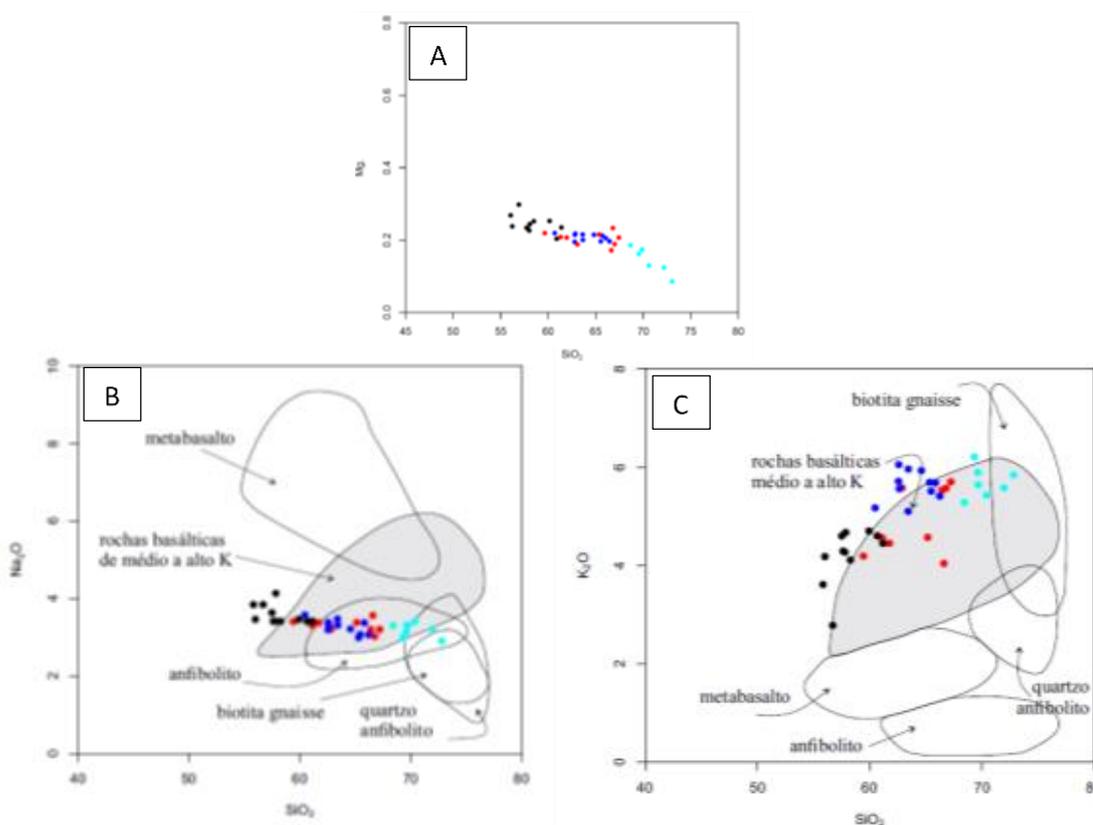
Os diagramas da Figura 40 sugerem que as rochas do batólito foram geradas a partir da fusão parcial de rochas basálticas, o que corrobora com o caráter metaluminoso a levemente peraluminoso dessas rochas. A atuação de processos de diferenciação magmática a partir de magma parental gera rochas de composição transicional metaluminosa a peraluminosa, de acordo com Chappell et al. (2012). Assim, uma fonte basáltica da crosta inferior é uma sugestão plausível para a formação das rochas do batólito Rio Formoso.

Até então, o único dado isotópico Sm-Nd disponível na literatura para o batólito Rio Formoso era o de idade TDM = 1.99 Ga e $\epsilon_{Nd}(0.6)$ de -16.8 (Silva Filho et al 2002). Os valores de $\epsilon_{Nd}(0.58)$ obtidos neste trabalho variam de -13,84 a -17,50, com os valores mais negativos correspondentes às amostras mais diferenciadas. As idades TDM aqui obtidas variam entre 1,7 e 2,0 Ga, com média 1,9 Ga. Junto às anomalias negativas de Nb-Ta-Ti e ao alto teor de CaO e, esses valores sugerem que as rochas do batólito Rio Formoso são resultantes de fusão parcial de crosta inferior paleoproterozoica subductada.

A idade de 580 Ma, obtida neste trabalho, é coerente com as idades de rochas shoshoníticas pós-tectônicas a sin-transcorrentes da província descritas por Guimarães et al. (2004). Porém, esta é uma idade mais antiga que aquelas típicas de plútons com características de granitos tipo A. Extensão sin- a pós-orogênica na província é reportada por alguns autores (eg. Melo, 1997; Lima et al., 2015; Lima et al., 2016), e estão associadas a tectônica transcorrente, onde a combinação entre geometria e cinemática de falhas permite a geração de regiões de regime extensional. Apesar de não observadas na etapa de campo deste trabalho, zonas de cisalhamento foram descritas na área de estudo por Barbosa (2009), e podem ser inferidas em imagens geofísicas. Além disso, o arcabouço estrutural do batólito

concorda com a direção principal do sistema de zonas de cisalhamento regional (NE-SW). Quando comparada a idades semelhantes em granitos do tipo A1 e A2 da província, a idade do batólito Rio Formoso sugere que os granitos anorogênicos desse setor representam distintos estágios evolutivos. Junto às idades do batólito Rio Formoso, as idades do plúton Pilõezinhos (566 Ma) (Lima et al., 2016), e do ortogneisse Terra Nova (617 Ma) (Lima et al., 2015) sugerem um primeiro estágio com posicionamento de granitos do tipo A1 (617-580 Ma), e um segundo estágio com o posicionamento de granitoides do tipo A2 (566 Ma).

Figura 39 - Diagramas (A) SiO₂ vs. MgO# (MgO/MgO+FeOt), (B) SiO₂ vs. Na₂O wt % e (C) SiO₂ vs. K₂O wt %.



Fonte: O autor (2018)

Os campos de (B) e (C) compreendem dados experimentais compilados por Chen et al. (2013); Beard & Lofgren (1991) (anfibolitos; 1,3,6,7 kbar; 800-1000°C); Rapp & Watson (1995) (metabasalto; 8-32 kbar; 1000-1125°); Patiño Douce & Beard (1995) quartzo anfibolitos (3-15 kbar; 850-930 °C); Patiño Douce and Beard (1995) (biotita gnaisse; 3-15 kbar; 850-930 °C); e Sisson et al. (2005) (rochas basálticas de médio a alto K; 700 Mpa; 825-975 °C).

Nota: A legenda de cores é a mesma utilizada no diagrama da Figura 25.

9 CONCLUSÕES

As rochas do batólito Rio Formoso são intrusivas na parte leste do domínio Pernambuco Alagoas, entre rochas paleoproterozoicas da sequência Palmares, rocha metaígneia que compreende o ortognaisse Rio Formoso e rocha ígnea representada pelo tonalito Tamandaré. Esse conjunto de rochas apresenta orientação predominantemente NE-SW, concordante com a tectônica transcorrente brasileira. O estudo permitiu a identificação de quatro fácies para o batólito Rio Formoso, em ordem de diferenciação: QMGF = Quartzo monzodiorito a granodiorito fino, QMMP = Quartzo monzonito a monzogranito porfirítico, MSM = Monzogranito a sienogranito médio e MSP = Monzogranito a sienogranito porfirítico.

Petrograficamente, as unidades apresentam as seguintes texturas e proporções de minerais máficos:

- QMGF - São rochas inequigranulares finas a médias, contendo biotita (10-20%), anfibólio (2-10%), titanita (1-4%), minerais opacos (1-5%), e, ocorrendo em menos de 1%, apatita, epidoto e allanita.
- QMMP - São rochas porfiríticas inequigranulares médias a grossas, com biotita (6-9%), anfibólio (2-5%), minerais opacos (1-2%), e com menos de 1% de moda, titanita, apatita, epidoto e allanita.
- MSM - São rochas inequigranulares finas a médias, contendo biotita (7-20%), minerais opacos (1-2%), e, compreendendo menos de 1%, titanita, apatita, epidoto, zircão e allanita. Essa fácies se diferencia da fácies QMMP por não conter anfibólio e não ser porfirítica.
- MSP - São rochas porfiríticas inequigranulares grossas, contendo biotita (1-5%), e apatita, minerais opacos e allanita compreendendo menos de 1%. Essa fácies se diferencia da fácies QMMP por não conter os minerais anfibólio e titanita.

Os resultados aqui obtidos também permitiram a caracterização da série magmática, classificação química, natureza da rocha fonte e definição dos processos ígneos envolvidos na formação e evolução magmática da porção norte do batólito Rio Formoso. Os dados sugerem que essas rochas são shoshoníticas, metaluminosas a levemente peraluminosas, e apresentam assinatura geoquímica típica de granitos do tipo A. Essa classificação, junto a dados U-Pb em zircão, indicam cristalização do plúton em 580 Ma, durante relaxamento crustal,

possivelmente indicando regime transtensional, onde as duas zonas de cisalhamento abriram espaço para o posicionamento do batólito, por isso a característica do granito do tipo A2. Idades modelo TDM apresentam valor médio de 1,86 Ga. Junto a dados químicos, essa idade sugere soerguimento da astenosfera e fusão parcial do manto, gerando *underplating*, o qual serviu como fonte de calor para fusão de crosta subductada paleoproterozoica, correspondente às rochas fonte do batólito. Para melhor compreensão do batólito, é necessária continuação do estudo geoquímico, petrográfico e isotópico de sua porção sul e discriminação de suas zonas de cisalhamento.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8., 1977, Campina Grande. **Anais** [...]. Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, n.17, p. 1–29, 1981.
- ALMEIDA, A.R.; ULBRICH, H.H.G.J. Granitos shoshoníticos do nordeste do Brasil: características petrográficas e químicas. **Boletim Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, São Paulo, n. 18, p. 47-49, 1996. ISSN 2317-8078. (Publicação Especial).
- AMARAL, W., SANTOS, T.J., ANCEMI, M.F., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., MATTEINI, M., MORETO, C.P. 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U-Pb, Hf and Nd isotopes. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 58, p. 210-222, 2015.
- ANDERSON, J.L., Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *In: MEDARIS, L.G.; BYERS, C.W.; MICKELSON, D.M.; SHANKS, W.C. (Eds.). Proterozoic geology: Select papers from an Int. symp. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 161, p. 133-154, 1983.
- BARBOSA, Breno Marinho de Araújo. **Mapeamento geológico do plúton Rio Formoso e da formação cabo Bacia de Pernambuco, no município de Rio Formoso, estado de Pernambuco**. 2009. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2009.
- BATCHELOR, R.A., BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, n. 48, p. 43-55, 1985
- BEARD, J.S., LOFGREN, G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 6.9 kb. **Journal of Petrology**, n. 32, p. 365–401, 1991
- BONIN, B., AZZOUNI-SEKKAL, A., BUSSY, F., FERRAG, S. Alkalic-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos**, n. 45, p. 45–70, 1998.
- BRITO, Maria de Fatima Lira. **Evolução Petrológica Do Complexo Serra Do Catú, Terreno Pernambuco-Alagoas**. 2005. Tese (Doutorado) - Departamento de geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2005.
- BRITO NEVES, B.B. O Superterreno Pernambuco-Alagoas: ensaio de regionalização tectônica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 48, 2017. **Anais** [...]. Porto Alegre, 2017.

BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J. O Sistema Pajeú-Paraíba e o maciço São José do Campestre no leste da Paraíba. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 31, p. 173–184, 2001.

BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, p. 493-518, 2014.

BRITO NEVES, B.B.; MANTOVANI, M.S.M.; MORAES, C.F.; SIGOLO, J. B. As anomalias geológicas e geofísicas localizadas ao norte de Itapororoca (PB), folha Guarabira. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 38, p. 1-23, 2008.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province. *In*: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: IGC, 2000. p. 151-182. (Apresentado no 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil).

BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M., KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 25, p. 279–296, 1995.

BRITO NEVES, Benjamim Bley. **Regionalização tectônica do pre-cambriano nordestino**. 1974. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.

CABY, R. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. **Geol. Soc. Am. Special Pap.**, n. 230, p. 145-158, 1989.

CASTAING, C., TRIBOULET, C., FEYBESSE, J.L., CHÈVREMONT P. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. **Tectonophysics**, n. 218, p. 323–342, 1994.

Carvalho, Marcelo Juliano de. **Evolução Tectônica do Domínio Marancó- Poço Redondo**: registro das Orogênese Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE do Brasil. 2005. Tese (Doutorado), Universidade de Campinas, Campinas, 2005.

CAXITO, F.A., UHLEIN, A., DANTAS, E.P. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 51, p. 12-27, 2014.

CHAPPELL, B.W., BRYANT C.J., Wyborn, D. Peraluminous I-type granites. **Lithos**, 153, p. 142-153, 2012.

CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. Two contrasting granite type. **Pacific Geology**, n. 8, p. 173-174, 1974.

CHEN, J.Y., YANG, J.H., ZHANG, J.H., SUN, J.F., WILDE, S.A. Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence. **Lithos**, n. 162–163, p. 140–156, 2013.

CLEMENS, J.D., HOLLOWAY, J.R., WHITE, A.J.R., Origin of an A-type granite: experimental constraints. **Amer. Mineral**, 71, p. 317-324, 1986.

COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R., CHAPPELL, B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, n. 80, p. 189-200, 1982.

CRUZ, R.F., PIMENTEL, M.M., RODRIGUES, J.B., ACCIOLY, A.C.A. Geological and Isotopic characteristics of granites from the western Pernambuco-Alagoas Domain: Implications for the crustal evolution of the southern Borborema Province. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, n. 9, São Paulo. **Anais [...]**. São Paulo, 2014. p 137.

DALL'AGNOL, R., FROST, C. D. & RAMO, O.T. Editorial: IGCP Project 510 "A-type granites and related rocks through time": Project vita, results, and contribution to granite research. **Lithos**, n. 151, p. 1-16, 2012.

DALL'AGNOL R., & OLIVEIRA D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos**, n. 93, p. 215-233, 2007.

DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., & BRITO NEVES, B.B. Archean accretion in the São José do Campestre Terrane, Borborema Province, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 28, p. 221–228, 1998.

DANTAS, E.L., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C., FETTER, A.H., BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U., NUTMAN, A.P., WILLIAMS, I.S The 3.4-3.5 Ga Sao Jose do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Res**, n. 130, p. 113-137, 2004.

DEBON, F., & Le Fort, P. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. **Bulletin de Minéralogie**, n.111, p. 493-510, 1988.

EBY, G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. **Lithos**, n. 26, p. 115-134, 1990.

EBY, G.N., Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, n. 20, p. 641-644, 1992.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., SÁ, de E.F.J. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 11, p. 439-455, 1998.

FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; PIMENTEL, M.M.; MOURA, C.A.V. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the transversal zone, northeastern Brazil. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B.B. (Orgs.). **Geologia do continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. cap. 12. p. 189–201.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., WEINBERG, R., PIMENTEL, M.M. Deep-seated fragmentation, transport of breccia dikes and emplacement: an example from the Borborema Province, northeastern Brazil. **J. South Am. Earth Sci**, n. 58, p. 300-308, 2015.

FROST, C.D., & FROST, B.R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. **Geology**, n. 25, p. 647–650, 1997.

FROST, B.R., BARMES, C.G., COLLINS, W.J., ARCUTUS, R.J., ELLIS, D.J., Frost, C.D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, n. 42, p. 2033–2048, 2001.

FROST, C.D., FROST, B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. **Journal of Petrology**, n. 52, p. 39-53, 2011.

FROST, B.R., LINDSLEY, D.H. The occurrence of Fe-Ti oxides in igneous rocks. Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. **Mineralogical Society of America**, n. 25, p. 433-486, 1991.

GOMES, H. A., **Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco**. Recife: MME/ Serviço Geológico do Brasil, 2001. 127 p.

GUIMARÃES I.P., SILVA FILHO A.F. The potassic intrusive magmatism in the north boundary of the Sergipano fold belt = shoshonitic affinity?. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneario Camboriu. **Anais** [...]. Balneario Camboriu: CBG, v. 1, p. 182-183, 1994.

GUIMARÃES, I.P., SILVA FILHO, A.F. An example of in situ granite formation in the northern boundary of the Proterozoic Sergipano fold belt, NE Brazil: the Xingo complex. **J. S. Am. Earth Sci**, n. 8, p. 341-354, 1995.

GUIMARÃES, I.P., & SILVA FILHO, A.F. Nd-and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama Complexes: evidences for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province. **Geology**, n. 40, p. 500-527, 1998.

GUIMARÃES, I.P., SILVA FILHO, A.F., ALMEIDA, C.N., VAN SCHMUS, W.R., ARAÚJO, J.M.M., MELO, S.C., MELO, E.B. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. **Precambrian Research**, n. 135, p. 23–53, 2004.

GUIMARÃES, I.P., BRITO, M. F. L., LAGES, G. A., SILVA FILHO, A. F., SANTOS, L., BRASILINO, R. G. Tonian granitic magmatismo of the Borborema Province, NE Brasil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 68, p. 97–112, 2016.

HOLLANDA, M.H.B.M., ARCHANJO, C.J., BAUTISTA, J.R., SOUZA, L.C. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Serido and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. **Precambrian Res.**, n. 258, p. 186-207, 2015.

HOLOCHER, K. **Planilha de Cálculo da norma CIPW**. Disponível em: www.union.edu/public/geodept/courses/petrology/norms.htm. Acesso em: 16 jun 2017.

HURLEY, P.M., ALMEIDA, F.F.M. de, MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., RAND, J.R., KAWASHITA, K., VANDOROS, P., PINNISON, W. H., FAIRBAN, H.W. Test of continental drift by comparison radiometric ages. **R. Science**, Washington, n.157, p. 495-500, 1967.

IRVINE, T.N., & BARAGAR, W.R.A.A. Guide to chemical classification of common volcanic rocks. Canadian. **Journal Earth of Science**, n. 8, p. 523-548, 1971.

KILPATRICK, J. A. & ELLIS, D. J. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. **Earth Sciences**, n. 83, p. 155–164, 1992.

Kozuch, Marianne. **Isotopic and trace element geochemistry of early neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the cariris velhos orogen of the Borborema Province, Brazil and their bearing tectonic setting**. 2003. Tese (Doutorado) - Kansas University, Kansas, 2003.

LEITE, P.R.B., BERTRAND, J.M., LIMA, E.S., LETERRIER, J. Timing of granitic magmatism in the northern Borborema province, Brazil: a U–Pb study of granitoids from the Alto Pajeú terrain. **Journal of South American Earth Sciences**, n.13, p. 549–559, 2000.

LIMA, H.M., FERREIRA, V.P., SANTOS, E.J., PIMENTEL, M.M., SANTOS, L.C.M.L. Origem, significado petrogenético e idade dos ortognaisses Terra Nova: registro de magmatismo alcalino transtensional Neoproterozoico no domínio da zona transversal da Província Borborema. **Geochimica Brasiliensis**, n. 29, p. 70-86, 2015.

LIMA, J.V., GUIMARÃES, I.P., SANTOS L., FARIAS, D.J. & VICTOR, J. Geochemical and isotope characterization of the granitic magmatism along the remígio - pocinhos shear zone, Borborema Province, ne Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 75, p. 116-133, 2016.

LOISELLE, M.C., & WONES, D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geological Society of America Abstracts with Programs**, n.11, p. 468, 1979.

MANIAR, P. D., PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geol. Soc. Am. Bull**, n. 101, p 635-643, 1989.

MARINHO M. M., VIDAL P., ALIBERT C., BARBOSA J. S. F., SABATÉ P. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and of the Contendas-Mirante

volcano-sedimentary belt. **Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo Publicação Especial**, n. 17, p. 73–96, 1994.

MARUEJOL P. CUNNEY M., FUZIKAWA K., NETTO A.M., POTY N. Petrology of a Proterozoic Fe-rich subalkaline granitic complex: Lagoa Real (Bahia, Brazil). *In: INTERN. SYMP.GRANITES ASSOC. MINERALIZATION. Anais [...]*. Salvador, p.181-184, 1987.

MEDEIROS, V.C., Santos, E.J. **Folha Garanhuns (SC.24-X-B, Escala 1:250.000)**. Recife: Serviço Geológico do Brasil, 1998. Integração Geológica (Relatório Interno)

Melo, Silvana Carvalho. **Petrologia e geoquímica dos granitoides do complexo Prata Nordeste de Monteiro-PB**. 1997. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1997.

Melo, Silvana Carvalho. **Estrutura, petrologia e geocronologia do batólito Brejo da Madre de Deus (Estado de Pernambuco): relações com a zona de cisalhamento Pernambuco Leste**. 2002. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2002.

MENDES, V.A., BRITO, M.F.L., PAIVA, I.P. **Programa Geologia do Brasil-PGB**. Arapiraca. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Recife: CPRM, 2009. Mapa Geológico. 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala – 1:250.000.

MENDES, V.A., LIMA, M.A.B. de, MORAIS, D.M.F. **Mapa de geologia e recursos minerais do Estado de Alagoas**. Folha SC.24-X-D. Escala 1:250.000. Recife: Serviço Geológico do Brasil, 2013.

MIDDLEMOST, E. **Magma, Rocks and Planetary Development**. A Survey of Magma/Igneous Rock Systems. Longman: Harlow, 1997.

MORRISON, G. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. **Lithos**, n. 13, p. 97-108, 1980.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 38, p.757-775, 1974.

NEVES, S.P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, n. 22, p. 1031-1044, 2003.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., BOSCH, D., SILVA, J.M.R., MARIANO, G. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and metamorphism. **J. S. Am. Earth Sci.**, n. 25, p. 285-297, 2008.

NEVES SP, BRUGUIER O, SILVA JMR, BOSCH D, ALCANTARA V. C, LIMA C.M. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? **Precambrian Res**, n. 175, p. 187–205, 2009.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., VAUCHEZ, A., BOSCH, D., RANGEL DA SILVA, J.M., MARIANO, G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. **Precambrian Res.**, n. 149, p. 197-216, 2006.

NEVES, S.P., MELO, S.C., MOURA, C.A.V., MARIANO, G., SILVA, J.M.R. Zircon Pb e Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. **Int. Geol. Rev.**, n. 46, p. 52-63, 2004.

NEVES, S.P., SILVA, J.M.R., BRUGUIER, O. The transition zone between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Sergipano Belt (Borborema Province, NE Brazil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks. **Journal of South American Earth Sciences.**, n. 72, p. 266-278, 2016.

O'CONNOR, J.T. A classification of quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. **U.S.G.S. Prof. Pap.**, n. 525B, p. 79-84, 1965.

OLIVEIRA E. P., WINDLEY B. F., MCNAUGHTON N., PIMENTEL M., FLETCHER I. R. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna–Salvador–Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. **Precambrian Research**, n. 128, p.143–165, 2004.

OLIVEIRA E.P., WINDLEY B., ARAÚJO M.N.C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Res**, n. 181, p. 64–84, 2010.

Osako, Liliana Sayuri. **Caracterização geológica da região entre as localidades de Paranatama e Curral Novo, PE, porção centro-norte do Complexo Pernambuco- Alagoas, Província Borborema.** 2005. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2005.

PATIÑO DOUCE, A.E., BEARD, J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. **Journal of Petrology**, n. 36, p. 707–738, 1995.

PEARCE, J.A., Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: Thorpe, R.S. (Ed.). **Andesites**. New York: John Wiley, 1982. p. 525–548.

PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, n. 25, p. 956–983, 1984.

PECCERILLO, A., TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n. 58, p. 63–81, 1976.

PETRO, W.L., VOGEL, T.A., WILBAND, J.T. Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. **Chem. Geol.**, n. 26, p. 217–235, 1979.

RAPP, R.P., WATSON, E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. **Journal of Petrology**, n. 36, p. 891–931, 1995.

Rogers J.J.W, A history of continents in the past three billion years. **J Geol**, n.104, p. 91–107, 1996.

Santos, Edilton José dos. **O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema**. 1995. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SANTOS, E.J., BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco). Província Borborema. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, ATAS, SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA*, 16, 1995. p. 401–406.

SANTOS E.J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, **Anais[...]**. Salvador: CBG, 1996. p. 47-50, 1996.

SANTOS R. A., MARTINS A. A. M., NEVES J. P., LEAL R. A. **Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Codise**. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe, 1998.

SANTOS, E.J., NUTMAN, A.P., BRITO NEVES, B.B. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. **Geologia USP: Série Científica**, n. 4, p. 1-12, 2004.

SANTOS, E.J., BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., DANTAS, E.L. Suite Serrote das Pedras Pretas: a provável crosta oceânica Cariris Velhos do terreno alto Pajeú. Província Borborema. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 44. p. 37, 2008. (Boletim de Resumos).

SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. The cariris velhos tectonic event in northeast Brazil. **J. S. Am. Earth Sci.**, n, 29, p. 61-76, 2010.

SANTOS, T.J.S., AMARAL, W.S., ANCELMÍ, M.F., PITARELLO, M.Z., FUCK, R.A., DANTAS, E.L. U-Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: implications for western Gondwana assembly. **Gondwana Res.** n. 28, p. 1183-1196, 2015.

SANTOS, E.J., MEDEIROS, V.C., Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 29, p. 73–84, 1999.

SHAND, S. J. **Eruptive Rocks**: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. New York: John Wiley & Sons, 1943.

SIAL, A.N. Granitic rocks in northeast Brazil. *In*: SIMP. GRANITES ASSOC. MINERALIZ., Salvador, 1987. **Anais [...]**. Salvador: SGAM, 1987. p. 61-69.

SIAL, A.N., TOSELLI, A.J., SAAVEDRA, J., PARADA, M.A., FERREIRA, V.P. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina, and Chile. **Lithos**, n. 46, p. 367–392, 1999.

SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; SAMPAIO, M.A.; LUNA, E.B.A. A super suíte de granitóides ricos em K Neoproterozóicos tardi a pós - tectônicos da parte sul do Maciço PE-AL: magmatismo intra-placa? *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, **Anais[...]**. Salvador: SBG, 1996. v. 6, pp 318–320, 1996.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., LYRA DE BRITO, M.F., PIMENTEL, M.M. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano Fold Belt, Brazil: significance for the Brasiliano orogeny. **Int. Geol. Rev.**, 39, p, 639-659, 1997.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I. P., VAN SCHMUS, W. R. Crustal evolution of the Pernambuco Alagoas complex, Borborema Province, NE Brasil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. **Gondwana Research**, 5, p. 409–422, 2002.

SILVA FILHO, A.F, GUIMARÃES I.P., SILVA J.M.R., Osako L., Gomes H.A., LUNA E.B.A. Nota Explicativa para a Folha Rio Una (escala 1:100.000 SC-24-X-B-V). **CPRM-PLGB**, Technical Report, Brasília, 2007.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., FERREIRA, V.P., ARMSTRONG, R.A., and SIAL, A.N. Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation: **Gondwana Research**, 17, p. 676–687, 2010.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., VAN SCHMUS, W.R., ARMSTRONG, R.A., RANGEL DA SILVA, J.M., OSAKO, L.S., COCENTINO, L. SHRIMP U-Pb zircon Geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. **Int. J. Earth Sci**, 103, p.2155-2190, 2014.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., SANTOS, L., ARMSTRONG, R., VAN SCHMUS, W.R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, p.1–21, 2016.

Silva, Ísis Maria Gomes. **Mapeamento geológico da região de Sirinhaém e adjacências**: uma relação tectônica e estratigráfica entre o embasamento cristalino

e a bacia sedimentar Pernambuco. 2017. TCC (Graduação) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.

SISSON, T., RATAJESKI, K., HANKINS, W., GLAZNER, A. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 148, p. 635–661, 2005.

SOUZA, Z.S., KALSBECK, F., DENG, X.D., FREI, R., KOKFELT, T.F., DANTAS, E.L., LI, J.W., PIMENTEL, M.M., GALINDO, A.C. Generation of continental crust in northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. **J. S. Am. Earth Sci**, 68, p. 68-96, 2016.

STRECKEISEN, A., LE MAITRE R.W. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. **Egypt Neues Jahrb Mineral Abh**, 136, p. 169-206, 1979.

THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. **Scottish Journal of Geology** 18, p. 50-107, 1982

TROMPETTE R. Neoproterozoic aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. **Prec Res** 82, p. 101–112, 1997.

TURNER, S., ARNAUD, N., LIU, J., ROGERS, N., HAWKESWORTH, C., HARRIS, N., KELLEY, S., VAN CALSTEREN, V., DENG, W. Post-collision shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithospheres and the source of ocean island basalts. **Journal of Petrology** 37, p. 45–71, 1996.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C., BABINSKY, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil: initial conclusions. **J. S. Am. Earth Sci.** 8, p. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P.C. BABINSKY M., FETTER A.H., DANTAS E.L. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil, and its implications for the evolution of west Gondwana. **South American Symposium on Isotope Geology**, São Paulo, 1, Proc., p. 27-29, 1997.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, S.F., PENAYE, J., GUIMARÃES, I.P. Proterozoic links between the borborema province, NE Brazil, and the Central african fold Belt. **Geol. Soc. Lond. e Special Publication** 294, p. 69-99, 2008.

VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. Precambrian history of the Zona transversal of the borborema province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. **J. S. Am. Earth Sci.** 31, p. 227-252, 2011.

VAUCHEZ A., NEVES S.P. The Borborema shear zone systems, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 8, p. 247–266, 1995.

WHALEN, J.B., CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 95, p. 407-419, 1987.

WHITE, A.J.R. Sources of granite magmas. **Geological Society of America. Abstract with Programs**, 11, p. 539, 1979

WONES, D.R. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks, **American Mineralogist**, 74, p. 744–749, 1989.