

DOIS PLÚTONS GRANÍTICOS OU VARIAÇÃO FACIOLÓGICA DE UM MESMO PLÚTON? O CASO DO STOCK BEZERROS, NORDESTE DO BRASIL

TWO GRANITOID PLUTONS OR FACIES VARIATION OF THE SAME PLUTON? THE CASE OF THE BEZERROS STOCK, NORTHEAST BRAZIL

Syllas Emmanuel Santana dos Santos ¹, Alcides Nóbrega Sial ¹, Valderéz Pinto Ferreira ¹, Charles Henrique Fernandes Sales das Neves ¹

¹ Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, Departamento de Geologia – DGEO, Laboratório NEG-LABISE. Av. Arquitetura s/n, Cidade Universitária, Recife, Pernambuco, 50.740-550, Brasil. *autor correspondente: e-mail: syllas.santana@ufpe.br.

<https://doi.org/10.51359/1980-8208.2025.266483>

RESUMO

A Província Borborema (PB) foi alvo de intenso magmatismo potássico há cerca de 590-550 Ma, durante a fase sin-cinemática/pós colisional da orogenia Brasileira/PanAfricana. Esse magmatismo originou diversos plútons graníticos de afinidade cálcio-alcalina de alto potássio à shoshonítica. Com destaque para a formação de grandes batólitos como o Caruaru-Arcoverde, do qual o stock Bezerros faz parte. O stock Bezerros possui uma forma de gota (“teardrop”) de direção NE-SW, facilmente reconhecido em imagens aerogeofísicas e de satélite. O corpo ígneo intrudiu ortognaisses dioríticos a granodioríticos Paleoproterozóicos, representados pelo Complexo Salgadinho, Ortognaisse Bezerros e o Complexo Neoproterozóico Surubim-Caroalina. Em campo, foram reconhecidos dois granitóides inequigranulares: um com granulação porfirítica e outro com granulação grossa, ambos caracterizados por feldspato potássico, quartzo, biotita, plagioclásio e anfibólio. É comum a presença de enclaves monzodioríticos inequigranulares, de granulação mais fina, ricos em minerais máficos, sobretudo biotita, anfibólio e titanita. No mapa ternário (K, Th e U) foi possível subdividir o stock em dois domínios, um ao norte, caracterizado pelas altas contagens de Th e outro ao sul, de altas contagens de K. A mineralogia dos granitóides e enclaves do stock Bezerros é típica de granitos do tipo I, o que é confirmado por sua natureza metaluminosa ($A/CNK < 1,2$). Em diagrama AFM, as amostras registraram um trend cálcio-alcalino, refletindo origem a partir de um magma parental de alta fugacidade de oxigênio. Os granitos possuem afinidade shoshonítica, como evidenciado no diagrama K_2O versus SiO_2 . Em geral, na Província Borborema, granitos de afinidade shoshonítica possuem gênese associada a processos de mistura de magmas e cristalização fracionada, isso é suportado pelas relações de campo. A análise microestrutural indica recristalização dinâmica, marcada por migração de limites de grãos e rotação de subgrão, o que sugere

Recebido em 12/05/2025. Aprovado em 23/05/2025.



Direitos autorais das pessoas autoras, 2025. Licenciado sob [Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional \(CC BY 4.0\)](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

deformação em estado sólido em condições de média a alta temperatura ($450^{\circ}\text{C} < T < 600^{\circ}\text{C}$). Ainda, é comum a presença de texturas de exsolução, representadas por mirmequitas e pertitas em chamás. As evidências de campo apontam que o stock é composto por dois plútons, originados a partir de múltiplos pulsos magmáticos em uma intrusão sin-cinemática à atividade das zonas de cisalhamento da região, dentre elas a Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste localizada a sul do stock. Por fim, a presença de deformação no estado sólido indica que as zonas de cisalhamento continuaram em atividade após a cristalização dos plútons.

Palavras-chave: afinidade shoshonítica; nordeste do Brasil; stock Bezerros.

ABSTRACT

The Borborema Province (NE Brazil) experienced intense potassic magmatism between approximately 590–550 Ma, during the syn- to post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African orogeny. This magmatism generated several granitoid plutons with high-K calc-alkaline to shoshonitic affinity, notably forming large batholiths such as the Caruaru-Arcoverde, which includes the Bezerros stock. The Bezerros stock has a NE–SW-oriented teardrop shape, clearly identified in satellite and aerogeophysical imagery. This igneous body intruded Paleoproterozoic dioritic to granodioritic orthogneisses, represented by the Salgadinho Complex, Bezerros Orthogneiss, and the Neoproterozoic Surubim-Carolina Complex. In the field, two inequigranular lithotypes were identified: a coarse-grained syenogranite to monzogranite and a porphyritic variety of similar composition. Monzodioritic enclaves are commonly observed; they are also inequigranular, finer-grained, and rich in mafic minerals, especially biotite, amphibole, and allanite. Magnetic and gamma spectrometry data were used in this study. Magnetometric maps helped delineate and characterize the structural framework of the area, while ternary radiometric (K, Th, U) maps allowed subdivision of the stock into two domains: a Th-enriched northern sector and a K-enriched southern sector. Whole-rock geochemistry indicates a metaluminous composition ($A/CNK < 1.2$), classifying the Bezerros stock as an I-type granite. This interpretation is supported by the observed mineralogy. In AFM diagrams, samples follow a calc-alkaline trend, suggesting derivation from a parent magma with high oxygen fugacity. The stock displays shoshonitic affinity based on K_2O vs. SiO_2 plots. In the region, shoshonitic granites are typically related to fractional crystallization and intermediate–felsic magma mixing processes, a scenario supported by field evidence. Microstructural analysis reveals dynamic recrystallization, characterized by grain boundary migration and subgrain rotation, indicative of solid-state deformation under medium- to high-temperature conditions ($450^{\circ}\text{C} < T < 600^{\circ}\text{C}$). Exsolution textures, such as myrmekites and flame perthites, are also common. Field evidence indicates that the Bezerros stock comprises two granitic plutons emplaced through multiple magmatic pulses during a syn-kinematic intrusion associated with regional shear zone activity, including the East Pernambuco Shear Zone located south of the stock. Furthermore, the presence of solid-state deformation suggests that the shear zones remained active after the crystallization of the plutons.

Keywords: shoshontic affinity; northeastern Brazil; Bezerros stock.

1. INTRODUÇÃO

A Província Borborema (PB) foi alvo de intenso magmatismo potássico há cerca de 590-550 Ma, durante a fase sin-cinemática/pós-colisional da orogenia Brasileira/Pan-Africana.

Esse magmatismo originou diversos plútons graníticos de afinidade cálcio-alcalina de alto potássio à shoshonítica (Sial et al., 2016), dentre eles, o Batólito Caruaru-Arcoverde (Neves & Mariano, 1999).

Com aproximadamente 2.000 km², o Batólito Caruaru-Arcoverde é o maior representante desse magmatismo potássico no domínio da Zona Transversal (DZT) da PB. Esse batólito é composto por vários plútons de menor dimensão, como o Stock Bezerros (Mariano & Da Silva, 1996), o Plúton Toritama (Guimarães & Silva Filho, 1998), o Plúton Fazenda Nova (Neves & Vauchez, 1995a), entre outros.

Situado ao norte da cidade de Bezerros (Pernambuco), o Stock Bezerros (SBZ) é facilmente identificado em imagens de satélite, devido ao seu destaque topográfico (até 850 m) e sua forma elíptica de direção NE-SW, condicionada pela atividade das zonas de cisalhamento presentes na região (Fig. 1). Além disso, dados radiométricos revelam que o stock possui dois domínios gamaespectométricos em seu interior.

Assim como outros granitos de afinidade shoshonítica na DZT, o SBZ hospeda numerosos enclaves de composição diorítica a quartzo-diorítica. Em geral, granitos shoshoníticos possuem

gênese associada a processos de cristalização fracionada, coexistência e mistura de magma máfico e félsico (Neves & Vauchez, 1995b; Neves & Mariano, 1997). Registros semelhantes também foram descritos na contraparte africana da PB (Emmanuel et al., 2024; Tchouankoué et al., 2016), enfatizando a importância desse magmatismo na consolidação de Gondwana durante o Ediacarano.

Durante a cristalização, plútons sin-tectônicos podem registrar múltiplos eventos de deformação (Hutton, 1992; Paterson et al., 1998), seja em toda extensão do corpo ígneo ou apenas em porções restritas. Informações a respeito do tempo, esforço, espaço e temperatura de deformação podem ser extraídas a partir das microestruturas associadas, sobretudo em mecanismos de recristalização. Essas condições atuantes na petrogênese do Stock Bezerros favorecem o estudo dos processos tectônicos e magmáticos atuantes durante a formação de rochas graníticas na PB durante o Neoproterozoico. O presente trabalho busca discutir a possibilidade desses distintos domínios gamaespectométricos representarem dois plútons ou apenas uma variação faciológica dentro do mesmo complexo plutônico. Para isso, optou-se por realizar uma abordagem multidisciplinar, consistindo em revisão bibliográfica, análise de imagens geofísicas, estudo de campo, petrografia, análises químicas e micro-estruturais.

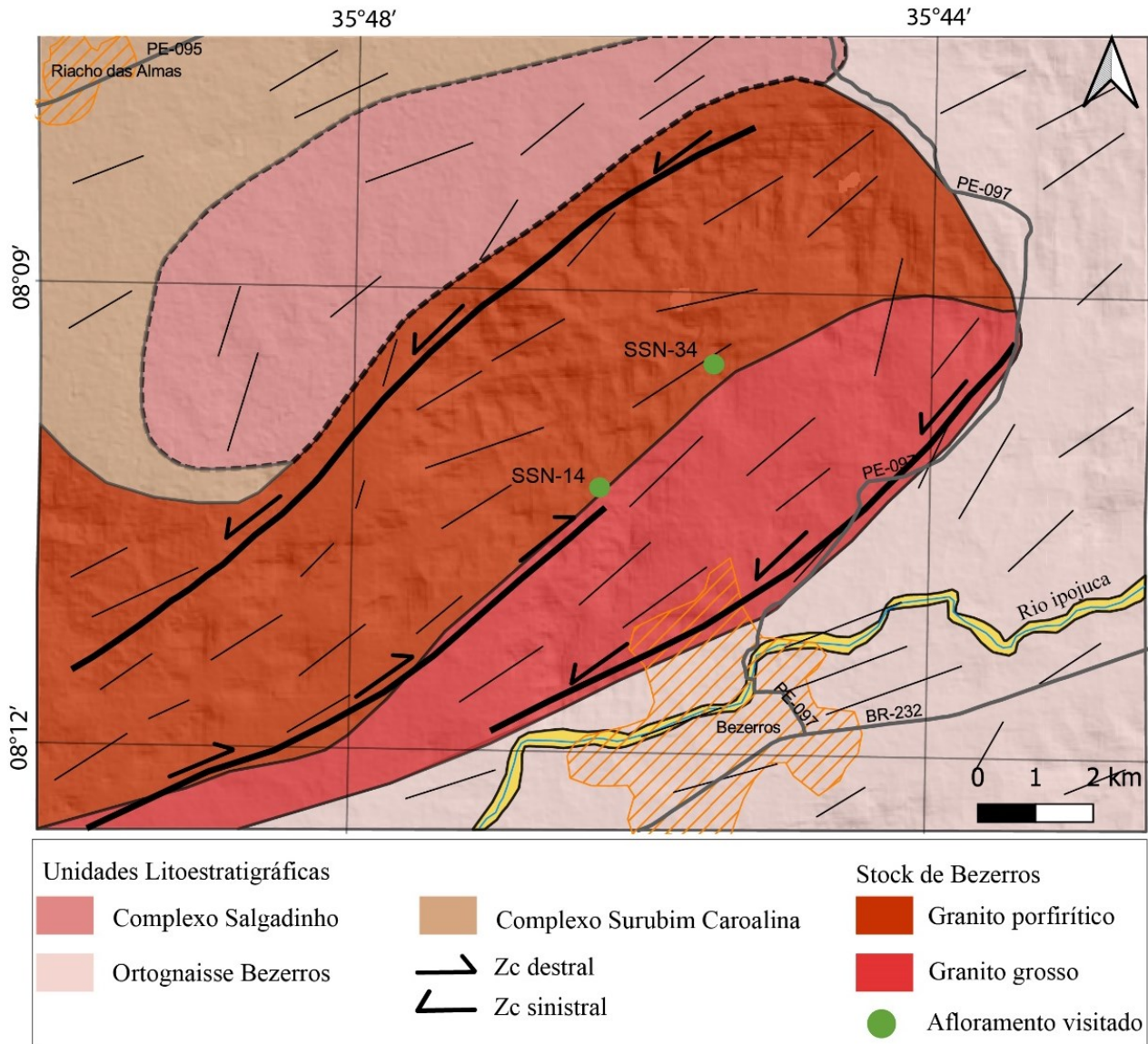


Figura 1. Mapa geológico simplificado do stock bezerros. Fonte: Autores (2025).

1.1 A aplicabilidade da magnetometria e gamaespectrometria no mapeamento geológico: um breve contexto

Levantamentos aerogeofísicos buscam analisar a variação das propriedades físicas e químicas de rochas que compõem a crosta terrestre. Essas propriedades são dependentes de uma série de parâmetros geológicos. Além de pressão e temperatura, elas também são afetadas por variações geométricas,

espaciais, tectônicas e intempéricas, de diferentes tipos litológicos e corpos subjacentes (Telford et al. 1990)

1.1.1 Magnetometria

A magnetometria apresenta bons resultados no mapeamento geológico e no delineamento estrutural, além de permitir a associação entre domínios magnéticos e possíveis mineralizações (Telford et al. 1976; Hinze et al. 2013). As rochas apresentam dois tipos principais de

magnetização: em profundidades acima da temperatura de Curie, ocorre a magnetização induzida, gerada pela interação de minerais ferromagnéticos com o campo magnético terrestre natural (Telford et al. 1990; Kearey et al. 2009). A magnetização remanescente ocorre quando a rocha atinge a temperatura de Curie, ela é registrada ao longo da história geológica, durante a cristalização dos "spins" magnéticos, orientados conforme a direção do campo magnético terrestre do momento. Também depende da história térmica e tectônica da região (Blakely 1996; Clark 1999).

O objeto de estudo da magnetometria aplicada ao mapeamento geológico é o campo magnético anômalo (CMA). Entretanto, várias outras ferramentas podem ser utilizadas: como a amplitude do sinal analítico (ASA), utilizada na delimitação das bordas de grandes corpos ou estruturas geológicas extensas, assim como na definição da porção central de pequenos tipos litológicos (Nabighian 1974) e a derivada vertical de primeira ordem (1DZ), utilizada para enfatizar feições geológicas próximas à superfície. De forma geral, esse filtro acentua os gradientes nas bordas dos corpos (Milligan & Gunn 1997; Whitehead & Musselman, 2005).

1.1.2 Gamaespectrometria

A gamaespectrometria (Telford et al. 1990) é um método geofísico baseado na detecção da radiação gama emitida a partir do decaimento natural de núcleos atômicos instáveis, do potássio (^{40}K) e de elementos das séries do urânio (^{238}U) e do tório (^{232}Th).

No solo, essa radiação é inversamente proporcional à densidade do meio. A distribuição dos radioelementos está sujeita a diversas alterações, como a cobertura vegetal densa, umidade do solo, variações de

temperatura atmosférica, umidade relativa e grande variação topográfica (Ribeiro et al. 2013).

Isso faz com que as medições radiométricas sejam superficiais, com alcance médio de 30 a 40 cm de profundidade (Minty 1988; Dickson & Scott 1997). Apesar da baixa penetrabilidade, a gamaespectrometria pode ser fundamental no mapeamento geológico, pois auxilia na caracterização e delimitação de diferentes tipos litológicos, assim como na identificação de partes aflorantes de plútons (Ribeiro et al. 2013).

O mapa ternário de elementos radiométricos utiliza o padrão RGB (Red, Green, Blue). Em um determinado domínio gamaespectrométrico, a predominância de uma cor em relação às outras indica a maior contagem de um radioelemento específico. Essas cores são vinculadas aos vértices de um triângulo equilátero, com gradações de cor variando conforme o teor de cada elemento considerado. O padrão RGB associa as cores vermelha, verde e azul ao potássio (%), tório (ppm) e urânio (ppm), respectivamente. A cor branca representa altas contagens para os três elementos, enquanto a cor preta está associada às baixas contagens dos mesmos (IAEA, 2003).

1.1.2.1 Potássio

A crosta continental é composta majoritariamente por LILEs (e.g. potássio) e por cátions de menor abundância como Ba, Rb, Sr, Cs, Pb. A concentração média de potássio na crosta continental é de até 1,81% (Ulbrich et al. 2009), embora possa atingir até 2,8% ao longo de sua porção superior (Rollinson 1994).

A principal ocorrência de potássio em associações minerais ocorre em feldspatos potássicos. No ortoclásio e microclínio, os teores variam de 2,45 a 13,28% (Cox et al. 1979). Este elemento também é abundante em micas, como

flogopita (8,13%); biotita (6,64%-7,76%) e muscovita (8,30%-9,30%), embora o mesmo não aconteça em alguns minerais abundantes na crosta continental, como quartzo, olivinas, cloritas e carbonatos.

Em geral, a resposta radiométrica do potássio é marcante para rochas félsicas, tais quais granitos e riolitos. Naturalmente, baixas contagens são registradas para dunitos e peridotitos (Fertl 1983), ocorrendo apenas em baixos teores nos piroxênios ou anfibólios mais comuns (Deer et al. 1992).

O elemento pode ser facilmente absorvido por argilominerais (ilita e montmorilonita) a partir de intemperismo químico ou alteração hidrotermal. Logo, trata-se de um radioelemento de alta mobilidade durante processos intempéricos, sobretudo em ambientes de clima tropical a subtropical (Wilford et al. 1997).

1.1.2.2 Tório

O tório ocorre na natureza apenas no estado de valência Th^{4+} , possui valor médio de 5,6 ppm ao longo da crosta continental, podendo atingir teor de até 10,5 ppm na porção superior da crosta (Rudnick & Gao 2004).

O tório apresenta a menor mobilidade geoquímica dos três elementos, está presente na estrutura da alanita, monazita, xenotima, zircão (<1000 ppm) e na forma de elemento traço em outros minerais formadores de rochas. A baixa solubilidade do ThO_2 e de outros compostos de tório faz com que estes sejam pouco afetados pelo intemperismo, o que leva a um aumento nas contagens do elemento no perfil de alteração devido à acumulação residual (Queiroz 1975). O tório geralmente apresenta um crescimento maior do número de contagens em função do teor de sílica comparativamente ao urânio, o que torna possível utilizar a razão entre esses elementos (Th/U) para investigar o grau

de diferenciação dentro de uma suíte ígnea (Dickson & Scott 1997).

1.1.2.3 Urânio

Ao longo de toda crosta continental, o urânio apresenta valor médio de 1,3 ppm. Assim como o potássio e o tório, o urânio é mais abundante na porção superior da crosta (2,7 ppm). O elemento ocorre em duas valências, U^{4+} e U^{6+} , presentes principalmente na estrutura cristalina da monazita, xenotima e zircão (Dickson & Scott 1997).

Em rochas ígneas e metamórficas de composição quartzo-feldspática, o urânio possui comportamento semelhante ao tório, logo, espera-se contagens significativas do radioelemento em pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos e gnaisses (Gunn 1998).

Sob condições oxidantes, o urânio tem grande mobilidade, podendo acompanhar o potássio ao longo de processos hidrotermais, especialmente em águas ácidas ou carbonatadas (Silva 2006). Entretanto, sob condições redutoras, em águas ricas em matéria orgânica e/ou óxido de ferro, o elemento é fortemente adsorvido, tornando-se fixo. Portanto, os principais fatores que interferem na mobilidade e na dispersão do urânio são o potencial de oxirredução (redox), o pH e a presença de materiais adsorventes (argilominerais) e de agentes complexantes (orgânicos) na água.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

2.1 Geologia regional

Localizada no Nordeste do Brasil, a Província Borborema (PB) abrange uma área de aproximadamente 450.000 km² (Correa et al. 2016). A província é delimitada ao norte pelo Cráton São Luís e ao sul pelo Cráton São Francisco. Seu limite oeste é dado pela Bacia do Parnaíba

e a leste é recoberta pelas Bacias costeiras do Ceará, Potiguar, Paraíba-Pernambuco e Sergipe-Alagoas.

A PB possui uma longa história tectônica, sendo possível reconhecer rochas que contam sua história desde o Arqueano (Neves 2021). O último grande evento tectônico atuante na PB foi a orogenia Brasiliana-Pan-Africana (Neoproterozoico), responsável pelo desenvolvimento de um complexo sistema de zonas de cisalhamento intrinsecamente relacionado a múltiplos eventos de magmatismo granítico distribuídos ao longo de toda província (Neves et al. 1996; Guimarães & Brito Neves 2004; Ferreira et al. 1998, 2004; Neves et al. 2025).

Muitos autores utilizam a rede de zonas de cisalhamento para subdividir a PB em diferentes domínios, com destaque para as zonas de cisalhamento transcorrentes Pernambuco e Patos, ambas de direção E-W e cinemática dextral, que são utilizadas para dividir a província em três grandes domínios (Brito Neves 2000; Neves 2003; Van Schmus et al. 2008, 2011): O domínio Norte (DN), localizado a norte da zona de cisalhamento Patos; O domínio Central ou Zona Transversal (DZT), delimitado a norte pela zona de cisalhamento Patos e a sul pela zona de cisalhamento Pernambuco; O domínio Sul (DS), localizado a sul da zona de cisalhamento Pernambuco. Ainda, com base em dados litológicos, químicos e isotópicos, alguns autores sugerem que parte destas zonas de cisalhamento são limites de Terrenos tectono-estratigráficos (Brito Neves et al.

2014; Santos et al. 2010), embora Neves et al. 2000a neguem a existência desses Terrenos, e associem essas estruturas a um processo orogênico intracontinental na Província Borborema.

O Stock Bezerros está situado no Terreno Rio Capibaribe (TRC), na porção leste do DZT, entre os Terrenos Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas (Fig. 2). O TRC é delimitado ao norte pela zona de cisalhamento transcorrente Congo-Cruzeiro do Nordeste e ao sul pela zona de cisalhamento transcorrente Pernambuco Leste; essas zonas de cisalhamento apresentam cinemática sinistral e dextral, respectivamente. Como parte do rico histórico geocronológico deste terreno, pode-se citar: (a) os ortognaisses Ryacianos/Orosirianos, representados pelos Complexos Salgadinho, Vertentes e Sertânia; (b) as rochas Mesoproterozoicas representadas pelos anortositos Passira e granitoides Calimianos (Accioly 2000); (c) O Complexo Riacho do Tigre, que trata-se de uma unidade metavulcano-sedimentar Neoproterozoica, associada à orogenia Cariris Velhos (Brito Neves et al. 2000); (d) o ortognaisse Pinhões, identificado por Neves et al. 2012, um dos poucos registros anteriores ao início do ciclo pan-africano neste Terreno (870 ± 8 Ma U-Pb, em zircão); (e) o complexo Neoproterozoico Criogeniano Suburim-Caroalina; e (f) várias intrusões plutônicas ácidas a intermediárias do ciclo pan-africano, incluindo os plútons Bom Jardim, Toritama, Taquaritinga e Bezerros.

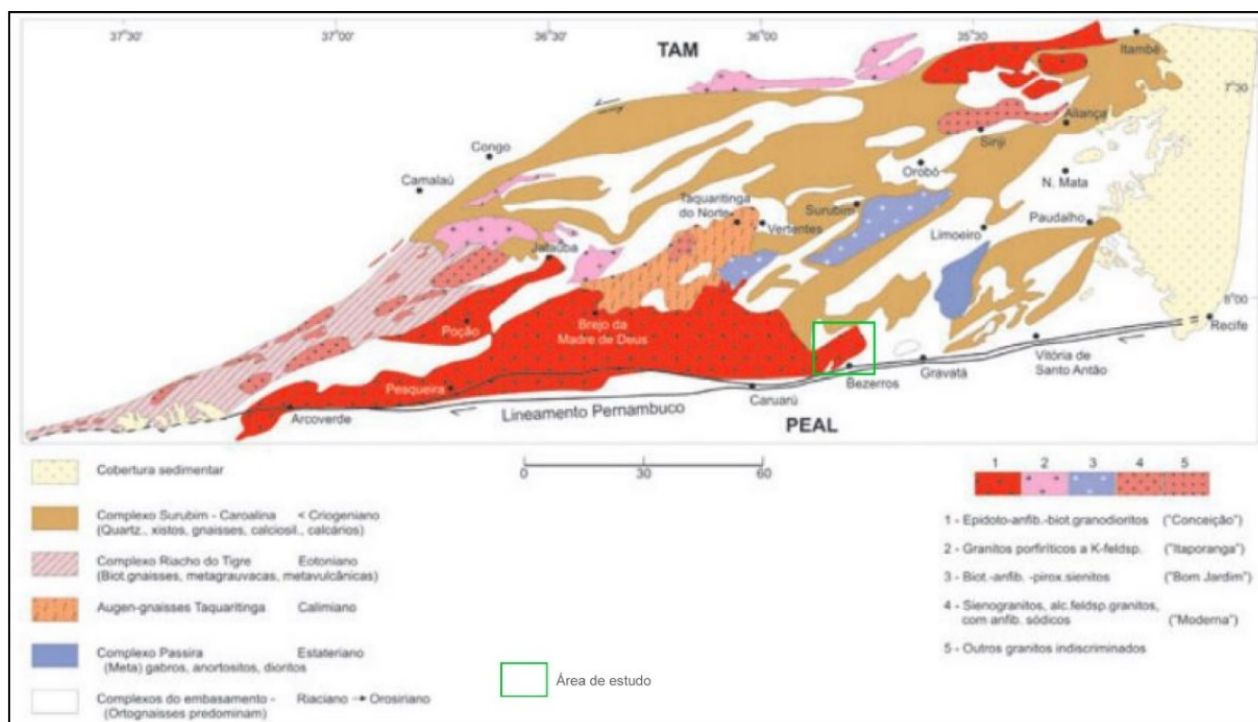


Figura 2. O Terreno Rio Capibaribe apresenta a área de estudo destacada em verde, situado entre o Terreno Alto Moxotó (TAM) e o Terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). Fonte: modificado de Brito Neves et al. 2013.

2.2 Geologia local

O Stock Bezerros é composto por granitóides principais, similares em composição e mineralogia, mas de diferentes granulações: (1) quartzomonzonito a monzogranito porfirítico (Fig. 3a, 3b); (2) sienogranito a monzogranito grosso (Fig. 3c, 3d). Ambos caracterizados por feldspato potássico, quartzo, anfibólio e biotita em diferentes porcentagens modais.

Esses granitos hospedam abundantes enclaves microgranulares bt-dioríticos a quartzomonzodioríticos. Os enclaves são ricos em minerais máficos e a alta porcentagem modal de biotita indica a afinidade potássica desses enclaves (Neves & Mariano 1997). Os enclaves apresentam diferentes formas e dimensões, o que colabora na diversidade de contatos existentes com os granitos (Fig. 3e). Outra característica comum aos enclaves é o englobamento de

xenocristais de K-feldspato do granito hospedeiro (Fig. 3e, 3f).

O corpo ígneo de Bezerros é cortado por três zonas de cisalhamento transcorrentes intrabatolíticas (Fig. 1). Na borda noroeste e sudeste do stock ocorrem as zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática sinistral. Na porção central do stock, está a zona de cisalhamento de cinemática dextral, possivelmente trata-se de uma ramificação da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste, localizada logo ao sul da área de estudo.

O Stock Bezerros intrude ortognaisses paleoproterozoicos de composição diorítica a granodiorítica, representados pelos Complexos Salgadinho e Ortognaisse Bezerros (França et al. 2019), além de metassedimentos neoproterozoicos do Complexo Surubim-Carolina, originados sob condições de até fácies anfibolito alto. A idade do Ortognaisse Bezerros foi obtida a partir do método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão, duas amostras forneceram $2111 \pm$

7 Ma e 2104 ± 8 Ma, interpretadas como a idade de cristalização do protólito. A idade obtida para o Complexo Surubim-Caroalina foi de 623 ± 6 Ma, em U-Pb (Neves et al. 2009).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

As imagens aerogeofísicas utilizadas neste trabalho foram provenientes de levantamento realizado por empresa terceirizada a serviço do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) durante o projeto 1079. O levantamento aerogeofísico abrangeu 122.486,09 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução.

A análise topográfica do terreno foi realizada a partir de imagens de satélite da U.S. Geological Survey e do Google Earth Pro. As cotas topográficas e o modelo digital de elevação (MDE) foram extraídos no software Qgis 3.1.15 with Grass, o mesmo aplicativo foi utilizado na elaboração de mapas magnetométricos e gamaespectrométricos utilizando dados previamente interpolados no software Oasis Montaj, através dos métodos da curvatura mínima (gamaespectrometria) e bidirecional (magnetometria), usando-se tamanho de célula de 125 m. Além do campo magnético anômalo, também foram utilizados os mapas obtidos através dos filtro de Amplitude do Sinal analítico (ASA) e Derivada Vertical de primeira ordem (1DZ).

A contagem total de radiação é realizada por um espectrômetro, com a janela do detector paralela ao plano de

medida (Gunn 1998), operando no intervalo energético de 0,41 a 2,81 MeV (IAEA 1991).

Vinte seções delgadas foram preparadas na Universidade Federal de Pernambuco. A preparação destas seções envolveu corte com serra apropriada, em seções perpendiculares à foliação e paralelas à lineação (quando presente). Posteriormente, estas seções delgadas foram analisadas em microscópio petrográfico Zeiss.

A preparação das amostras para análise química seguiu os cuidados analíticos referentes a quantidade de amostra por tamanho de cristal e quarteamento, visando minimizar resultados não representativos. As amostras foram processadas em britador e moinho que foram devidamente limpos, com o intuito de evitar contaminação das amostras e alteração dos resultados. Foram realizadas a britagem e pulverização de vinte e duas amostras representativas do stock bezerros, cuidadosamente selecionadas e tratadas, para realização das análises químicas de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$) e alguns traços (Ba, Sr, Rb, Nb, Y e Zr) no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do LABISE, Departamento de Geologia da UFPE. Ao se obter os resultados analíticos, foram confeccionados diagramas para caracterização e classificação litogeoquímica e tectônica, através da utilização de softwares como Microsoft Office Excel e Grapher 12.

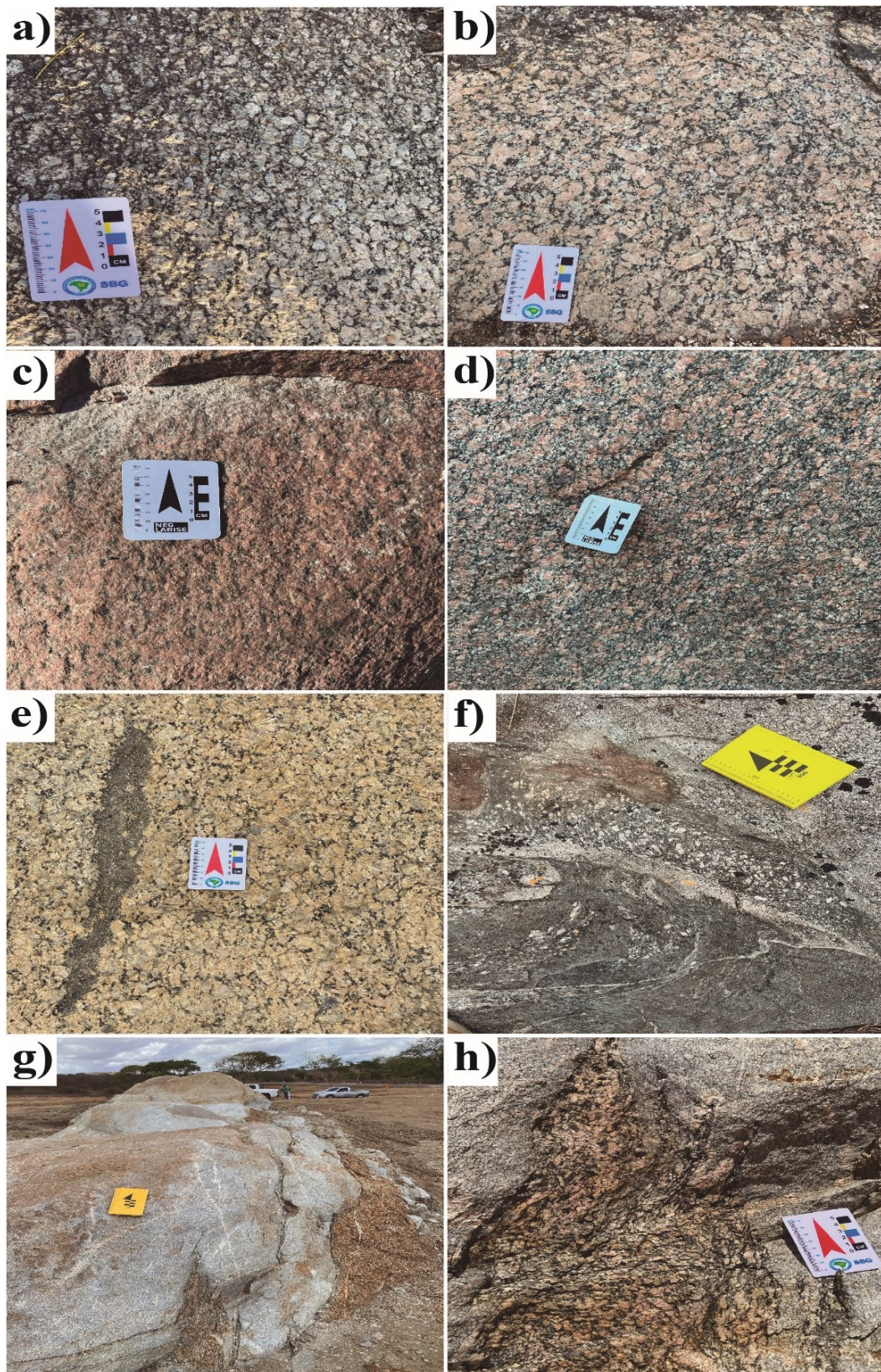


Figura 3. Feições de campo encontradas. Litotipo porfirítico com megacristais de KF com até 7 cm no maior eixo (a) e (b); Litotipo granítico grosso (c) e (d); enclave máfico alongado com bordas cerrilhadas e presença de xenocristais de KF do granito hospedeiro (e); (f) fenocristais de feldspato potássico capturados pelo magma máfico em larga escala (g) contato entre os litotipos graníticos do stock bezzeros; (h) injeção do granito porfirítico no granito grosso. Fonte: Autores (2025).

Estudos Geológicos: Recife-PE, Brasil, v. 35, n. 1, p. 01-32, 2025. Universidade Federal de Pernambuco.

ISSN 1980-8208. DOI: <https://doi.org/10.51359/1980-8208.2025.266483>.

 Este artigo está sob uma [Licença Creative Commons 4.0 Internacional - CC BY](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

4. RESULTADOS

4.1 Geofísica

4.1.1 Magnetometria

O uso do método magnetométrico foi utilizado com o objetivo de investigar e caracterizar as zonas de cisalhamento e outras estruturas presentes na área de estudo. Essa abordagem se baseia na capacidade dessas estruturas de deformar e/ou orientar minerais, bem como nas feições geradas pela variação da susceptibilidade magnética das rochas, a qual está diretamente relacionada à presença ou ausência de minerais magnéticos, como magnetita, titanomagnetita e pirrotita.

As imagens do campo magnético anômalo, da amplitude do sinal analítico e da primeira derivada vertical são mostradas na Figura 4a; 4b e 4c. Vale ressaltar que o filtro 1DZ foi que melhor destacou as estruturas, sendo utilizado para marcar os lineamentos interpretados (Fig. 4d). A partir desses mapas, foi possível interpretar os lineamentos magnéticos (Fig. 4d). Os lineamentos magnéticos possuem orientação preferencial NE-SW e E-W, com destaque para uma maior densidade de lineamentos na porção central e norte do stock. Ainda, os lineamentos de direção NE-SW são mais longos e contínuos que os de direção E-W.

4.1.2 Radiometria

A utilização do método teve por objetivo compartimentalizar a área de estudo em função da distribuição das concentrações de potássio (^{40}K), tório (^{232}Th) e urânio (^{238}U).

Os mapas dos canais individuais de eK, eTh e eU, são apresentados na Figura 4e; 4f e 4g, respectivamente. A imagem ternária de K (%), Th (ppm) e U (ppm) no sistema de cores RGB e a interpretação de domínios aerogamaespectrométricos é mostrada na Figura 4h. A partir da análise do mapa ternário foi possível detectar cerca de cinco domínios gamaespectrométricos principais, os quais, conforme a geologia local e a Folha Caruaru (SC.25-V-A-I) de Neves et al. 2012, indicam se tratar de quatro unidades geológicas: Complexo Surubim-Carolina (domínio 1); Complexo Salgadinho (domínio 2); Stock Bezerros (domínios 3a, 3b) e Ortognaisse Altinho (domínio 4). O stock Bezerros apresenta assinaturas radiométricas características, facilmente observáveis no mapa ternário e no canal do Th. A porção superior do stock (3a), possui altas contagens para os canais do K e Th, e médias a altas no canal do U, o que justifica sua coloração esbranquiçada no mapa ternário, já a porção inferior (3b) é avermelhada e caracteriza-se por altas contagens no canal do K, baixas a médias no canal do Th e médias a altas no U.

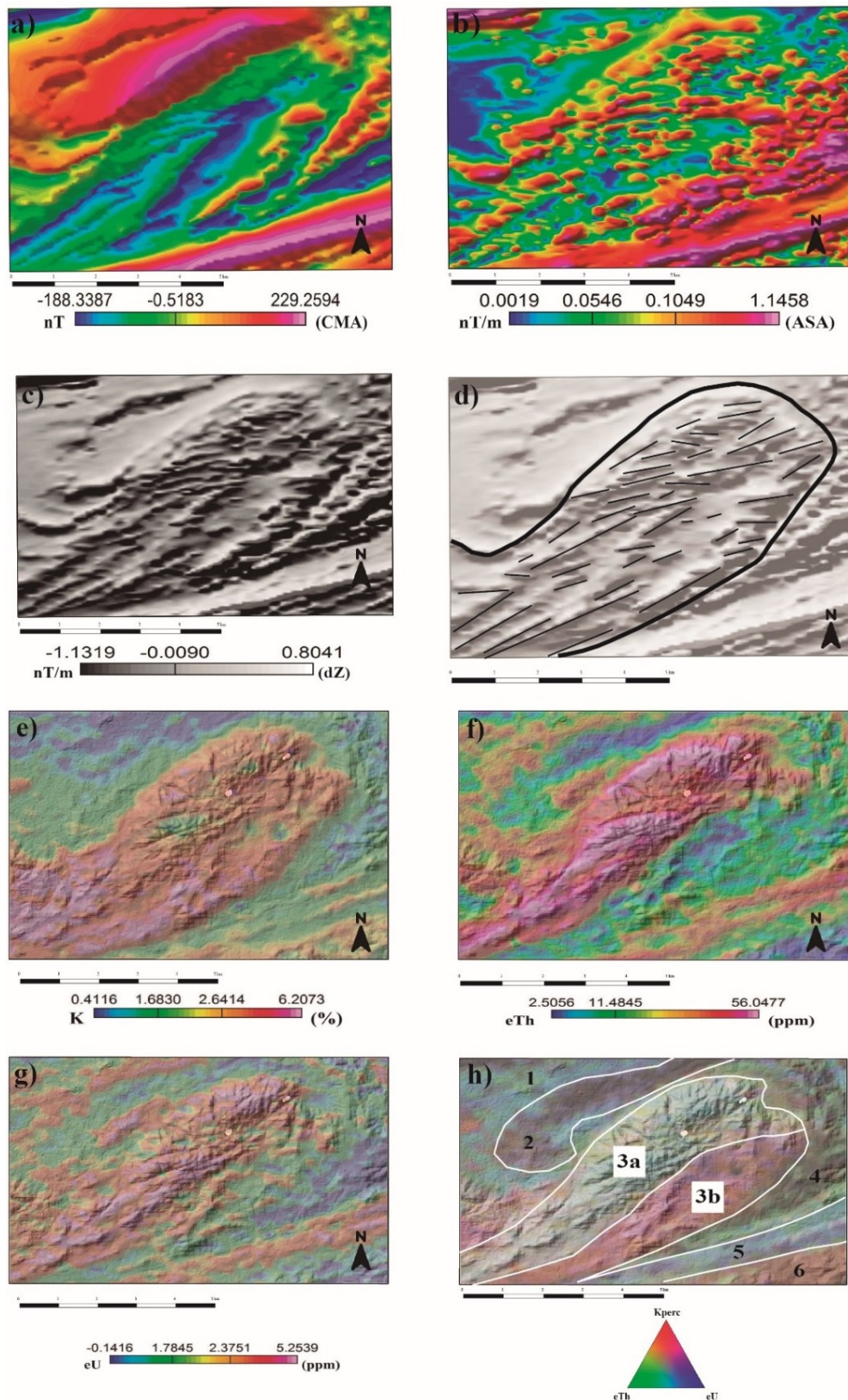


Figura 4. Mapas obtidos a partir do processamento de dados de magnetometria, (a) Campo magnético anômalo; (b) Amplitude do sinal analítico; (c) 1DV derivada vertical; (d) interpretação dos lineamentos magnéticos. Mapas radiométricos sobrepostos ao modelo de elevação do Terreno, (e) mapa do canal de K; (f) mapa do canal de Th; (g) mapa do canal de Urânio; (h) mapa ternário com domínios gamaespectométricos delimitados em branco. Fonte: Autores (2025).

Estudos Geológicos: Recife-PE, Brasil, v. 35, n. 1, p. 01-32, 2025. Universidade Federal de Pernambuco.

ISSN 1980-8208. DOI: <https://doi.org/10.51359/1980-8208.2025.266483>.

 Este artigo está sob uma [Licença Creative Commons 4.0 Internacional - CC BY](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

4.2 Petrografia

4.2.1 Litotipos graníticos

O granito grosso (5a), possui composição sienogranítica a monzogranítica, sendo caracterizado por teores moderados a altos de quartzo (25–35%), alta proporção de feldspato potássico (30–45%) e plagioclásio subordinado (20–35%). Os minerais máficos, principalmente biotita e anfibólio, ocorrem em menores proporções (5–15%). O granito porfirítico (5b), apresenta composição quartzo-monzonítica a monzogranítica, com menores teores de quartzo (15–25%) e proporções mais equilibradas entre feldspato potássico (30–40%) e plagioclásio (30–40%). Os minerais máficos estão ligeiramente mais concentrados nesse grupo, representando cerca de (10–20%) do volume modal. As fases acessórias são representadas por titanita, allanita, apatita, zircão e minerais opacos. O feldspato potássico apresenta-se na forma de fenocristais subédricos incolores de até 10 cm, com geminação carlsbad característica (ortoclásio), geminação xadrez (microclínio), textura de exsolução (pertitas) e intercrescimento (mimerquitas), podendo apresentar inclusão de quartzo e plagioclásio. O quartzo ocorre como cristais incolores anédricos, de extinção ondulante, por vezes, policristalinos e deformados. A biotita ocorre como cristais subédricos a anédricos, fortemente pleocróicos, com variação de cor do marrom-avermelhado ao marrom-escuro, em dois estágios de formação: (1) cristalizada diretamente do magma e (2) originada a partir da reação do anfibólio com o líquido residual (Speer, 1987; Mariano et al. 1996). O anfibólio ocorre na forma de fenocristais esverdeados, fortemente pleocróicos, com variação de cor entre verde-claro e verde-escuro, apresentando formas subédricas a anédricas e frequentes

inclusões de quartzo. A titanita é facilmente identificada por seu alto relevo e cor marrom, exibe-se na forma de cristais losangulares subédricos a anédricos, por vezes maclados. Por fim, a allanita ocorre como fenocristais subédricos, fortemente pleocróicos, com variação de cor do amarelo-claro ao marrom-amarelado; alguns cristais apresentam evidências de metamictização.

4.2.2 Enclaves

Os enclaves podem ser classificados como monzonitos a quartzo-monzonitos, facilmente identificados pela alta quantidade de minerais máficos, sobretudo biotita, anfibólio, titanita (Fig. 5c, 5d). A fase acessória é representada por opacos, zircão, allanita e apatita acicular. Plagioclásio (30–50%) e feldspato potássico (25–40%) ocorrem como fenocristais subédricos a anédricos, em porcentagem similar. Anfibólio (10–20%) ocorre em quantidades variáveis, e o quartzo (5–10%) possui baixa ocorrência. Os grãos de plagioclásio possuem geminação polissintética ligeiramente curvada, ocorrendo por vezes como inclusão em feldspato potássico. O feldspato potássico por vezes exibe geminação Carlsbad preservada (ortoclásio), geminação xadrez (microclínio), texturas de intercrescimento (mimerquitas) e pertitas, podendo conter inclusões de plagioclásio, quartzo ou biotita. O anfibólio ocorre comumente em agregados glomeroporfíricos, em associação a titanita, allanita e minerais opacos, sendo fortemente pleocróico com variação de cor do verde-claro ao verde-escuro. A biotita é encontrada sob a forma de fenocristais avermelhados fortemente pleocróicos, com variação de cor do marrom-avermelhado ao marrom-escuro, de textura seriada, em formas subédricas a anédricas (seções basais), por vezes

geradas a partir da alteração do anfibólio. Por fim, a titanita apresenta-se na forma de cristais losangulares subédricos a

anédricos, de cor marrom, associada à biotita e ao anfibólio, além de conter abundantes inclusões de quartzo.

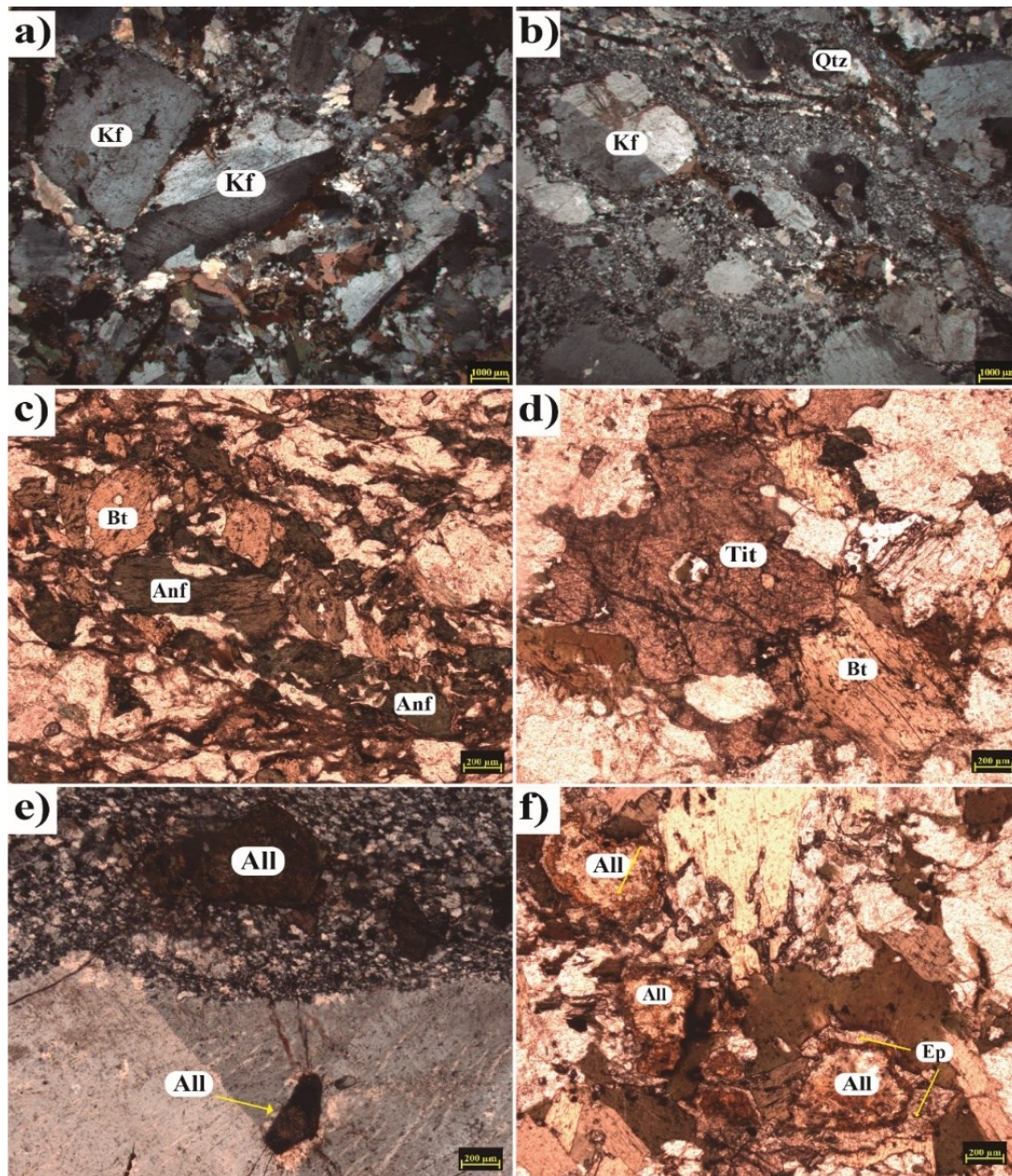


Figura 5. Fotomicrografias de rochas do stock Bezerros, (a) granito grosso, exibindo megacristais subédricos de feldspato potássico e sua geminação carlsbad típica; (b) granito porfiritico deformado, percebe-se sua matriz quartzo feldspática fina; (c-d) enclaves exibindo biotita, anfibólio e titanita em textura glomeroporifirítica; (e) allanita metamictizada em amostra do granito porfiritico; (f) allanita com coroas de epidoto em amostra de enclave monzonitico Fonte: Autores (2025).

4.3 Química de rocha total

4.3.1 Geoquímica de elementos maiores

A composição félsica dos granitóides é confirmada pelos teores de sílica, que variam de 62.26 a 69.50 wt.%. Para os enclaves, como o esperado, foram obtidos teores de SiO₂ mais baixos (55.61 - 59.2 wt.%), o que evidencia a composição intermediária do magma que deu origem aos monzonitos e quartzomonzonitos (Fig. 6a), isso também é confirmado pela maior presença de Fe₂O₃, CaO, MgO, MnO, TiO₂ e P₂O₅.

A afinidade shoshonítica dos granitóides hospedeiros e dos enclaves associados é evidenciada no diagrama K₂O vs. SiO₂ (Fig. 6b). Embora os valores de K₂O acima de 4 wt.% extrapolem o diagrama clássico de Peccerillo & Taylor (1976), as razões K₂O/Na₂O dos granitóides (1,2–1,8) e enclaves (0,85–1,4) indicam uma tendência shoshonítica em ambos os grupos. Conforme Liégeois et al. (1998), a combinação de baixo conteúdo de Na₂O (~4 wt.%) e alto teor de K₂O caracteriza melhor uma tendência shoshonítica do que uma tendência cálcio-alcalina de alto potássio.

Em diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971), os granitos e enclaves analisados exibem uma tendência cálcio-alcalina, resultado que aponta que os magmas parentais continham alta fugacidade de oxigênio (Fig. 6c).

Nos diagramas FeO/(FeO + MgO) e (Na₂O + K₂O) - CaO vs. SiO₂, ambos de Frost et al. 2001, os granitos e os enclaves se enquadram no campo ferroso (Fig. 6d), mostrando uma evolução a partir de magmas alcalinos (Fig. 6e).

Esses granitos são classificados como tipo I e são metaluminosos a ligeiramente peraluminosos (Shand

1943), como evidenciado pelas suas razões molares A/CNK entre 0,8 e 1,1 (Fig. 6f). Em diagramas de elementos maiores vs. SiO₂ para as rochas analisadas (Fig. 7), observa-se uma relação inversamente proporcional de SiO₂ com TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, and P₂O₅. O empobrecimento em Fe₂O₃, MgO, and MnO sugere o fracionamento de hornblenda e biotita, em CaO, para o plagioclásio. O fracionamento de feldspato potássico, magnetita e plagioclásio é sugerido pela diminuição dos teores de P₂O₅, TiO₂, e Sr com o aumento de SiO₂.

4.3.2 Geoquímica de elementos traços

Os granitos e enclaves são caracterizados pela abundância em LILEs (large-ion lithophile elements, e.g Ba, Sr, Rb, Th), e elementos terras raras leves. Os baixos teores de Ni, Co e Cr (8, 7 e 200 ppm, respectivamente) indicam que os magmas envolvidos na formação desses tipos litológicos são evoluídos (Wilson 1989).

Em diagramas de elementos traços vs. SiO₂ (Fig. 8), as concentrações de Sr, Ba, Th, Zr e Nb, decrescem com o aumento de SiO₂, o oposto ocorre com o Rb. A diminuição nas concentrações de Sr, juntamente com o decréscimo de P₂O₅ e CaO com o aumento da sílica, corrobora a proposta do fracionamento de plagioclásio e apatita durante a evolução do magma granítico. A existência de *gaps* nos resultados obtidos para os granitóides e enclaves indica que ambos não são cogenéticos, e que o *trend* registrado sugere que a evolução magmática do stock Bezerros provavelmente ocorreu por mistura de magmas.

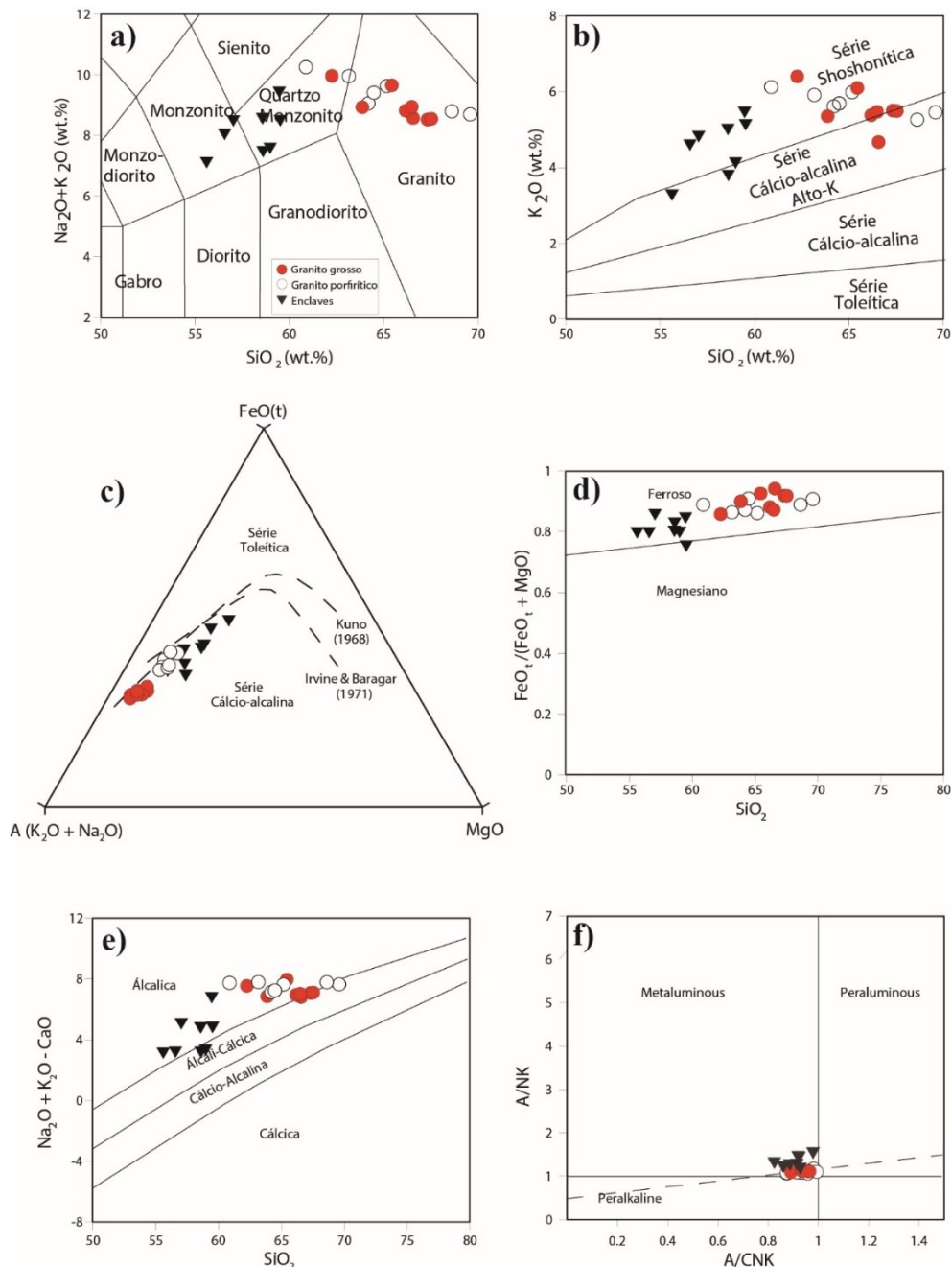


Figura 6. Os diagramas de elementos maiores para granitos e enclaves do Stock Bezerras incluem: (a) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 segundo Le Bas et al. 1986; (b) K_2O versus SiO_2 modificado de Peccerillo & Taylor 1976; (c) diagrama AFM com campos elaborados por Irvine & Baragar 1971 e Kuno 1968; (d-e) relação $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ e $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO}$ versus SiO_2 conforme Frost et al. 2001; (f) diagrama A/CNK versus A/NK de Shand 1943. Fonte: Autores (2025).

Embora a concentração de zircônio seja bastante dispersa, a quantidade média aproximada em amostras dos granitóides (481 ppm) e enclaves (477 ppm) são consideravelmente maiores que os estimados para crosta terrestre (100-200 ppm; Taylor & McLennan 1985). Esses valores foram utilizados no

diagrama $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Müller et al. 1992). O gráfico sugere um ambiente tectônico pós-colisional para o Stock (Fig. 9a), a minoria das amostras de enclaves, com valores mais altos de zircônio ocupam o campo de rochas geradas em ambiente intraplaca. O resultado é corroborado no diagrama de Rb vs.

Estudos Geológicos: Recife-PE, Brasil, v. 35, n. 1, p. 01-32, 2025. Universidade Federal de Pernambuco.

ISSN 1980-8208. DOI: <https://doi.org/10.51359/1980-8208.2025.266483>.



Este artigo está sob uma [Licença Creative Commons 4.0 Internacional - CC BY](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

(Y+Nb) de Pearce et al. 1984, onde as amostras analisadas ocupam o campo de

arco vulcânico e granitos de ambientes pós-colisionais (Fig. 9b).

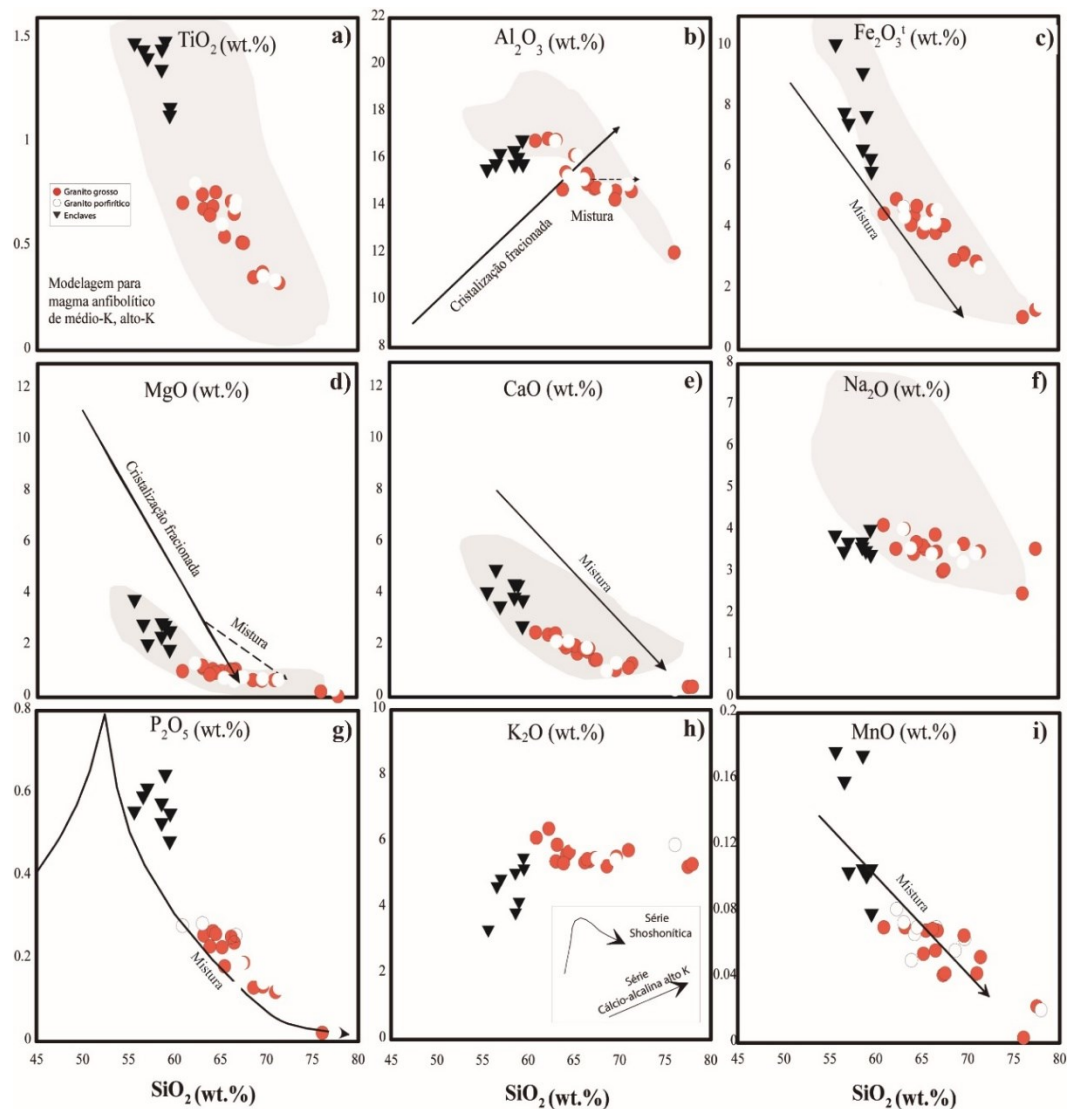


Figura 7. O diagrama de elementos maiores (em wt.%) versus SiO_2 apresenta campos obtidos através de modelagens experimentais realizadas por Chen et al. 2013. Fonte: Autores (2025).

Em geral, elementos traços de baixa mobilidade (high field-strength elements, HFSE) são os mais utilizados em diagramas de discriminação tectônica. Entretanto, o uso desses diagramas geoquímicos em rochas potássicas é bastante limitado, pois a maioria foi desenvolvido para rochas basálticas e graníticas (Müller et al. 1992). Além disso, rochas originadas em diferentes

ambientes tectônicos podem compartilhar assinatura química semelhante (e.g., Briqueu et al. 1984; Eby 1990).

Conforme o diagrama ternário de Eby et al., 1992 (Fig. 9c), a assinatura química dos granitos que compõem o Stock Bezerros indica que o magma teve origem crustal ou derivação por mistura de magma crustal e mantélico (manto litosférico).

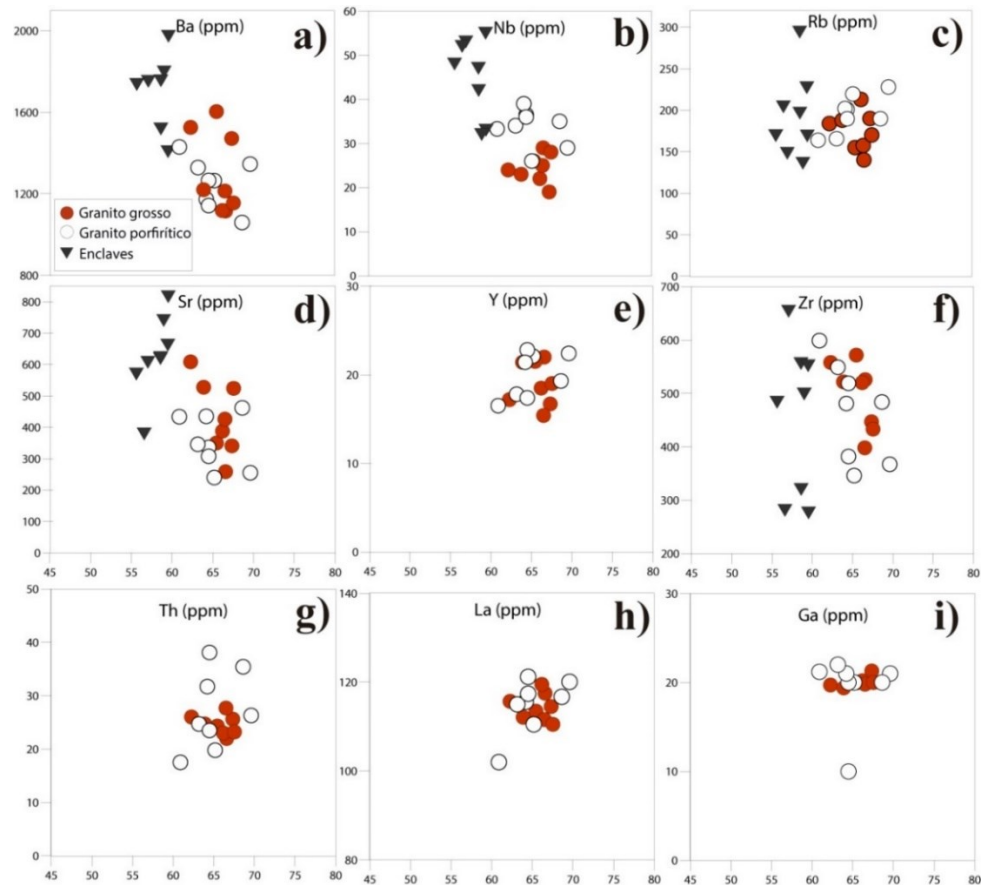


Figura 8. Diagrama de elementos traços (ppm) vs. SiO₂. Fonte: Autores (2025).

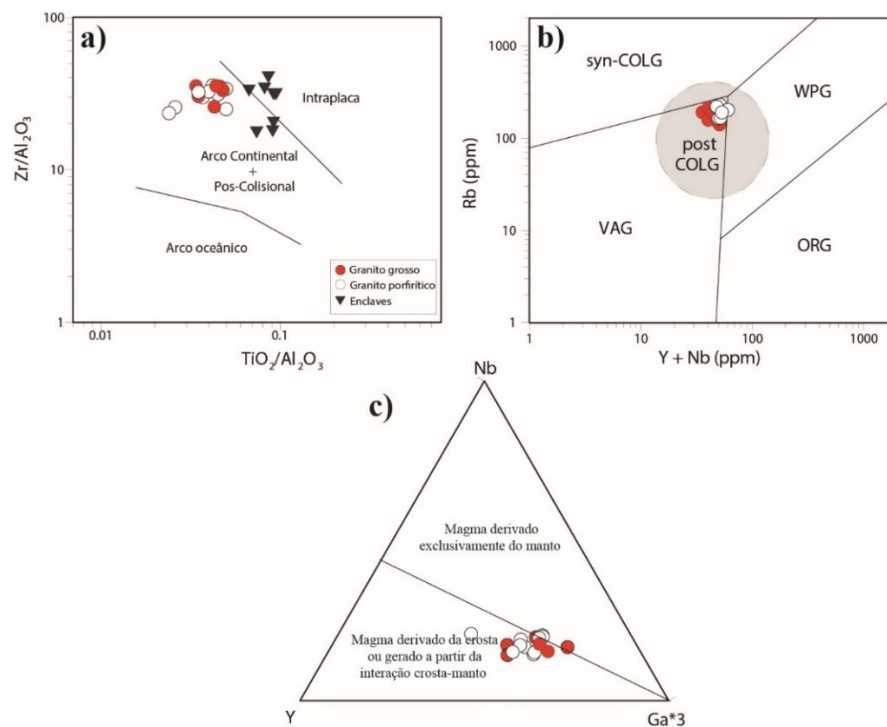


Figura 9. (a) Diagramas geoquímicos para discriminação tectônica: (a) Zr/Al₂O₃ vs. TiO₂/Al₂O₃ (Müller et al. 1992); (b) Rb vs. Y+Nb (Pearce et al. 1984); (c) Nb/La vs. La/Yb (Eby et al., 1992). Fonte: Autores (2025).

Estudos Geológicos: Recife-PE, Brasil, v. 35, n. 1, p. 01-32, 2025. Universidade Federal de Pernambuco.

ISSN 1980-8208. DOI: <https://doi.org/10.51359/1980-8208.2025.266483>.



Este artigo está sob uma [Licença Creative Commons 4.0 Internacional - CC BY](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

4.4 Arcabouço estrutural

4.4.1 Macroestruturas

O arcabouço estrutural da área de estudo foi controlado pelas zonas de cisalhamento existentes na região (seção 3.2), sendo estas responsáveis por diversas características observadas, como: o formato do stock Bezerros; orientação das foliações tectônicas; planos de falha e lineamentos magnéticos.

A região central do stock é afetada por uma zona de cisalhamento de transcorrente de cinemática destal (Fig.1). Essa zona de cisalhamento é responsável pela ocorrência de estruturas como: (1) bandas de cisalhamento S-C (Fig. 10a) e (2) falhas transcorrentes com planos de falha subverticais (Fig 10b, 10c). Vale salientar que o sentido de cisalhamento dessas estruturas, evidencia a clara influência da zona de cisalhamento transcorrente destal na porção central do stock Bezerros.

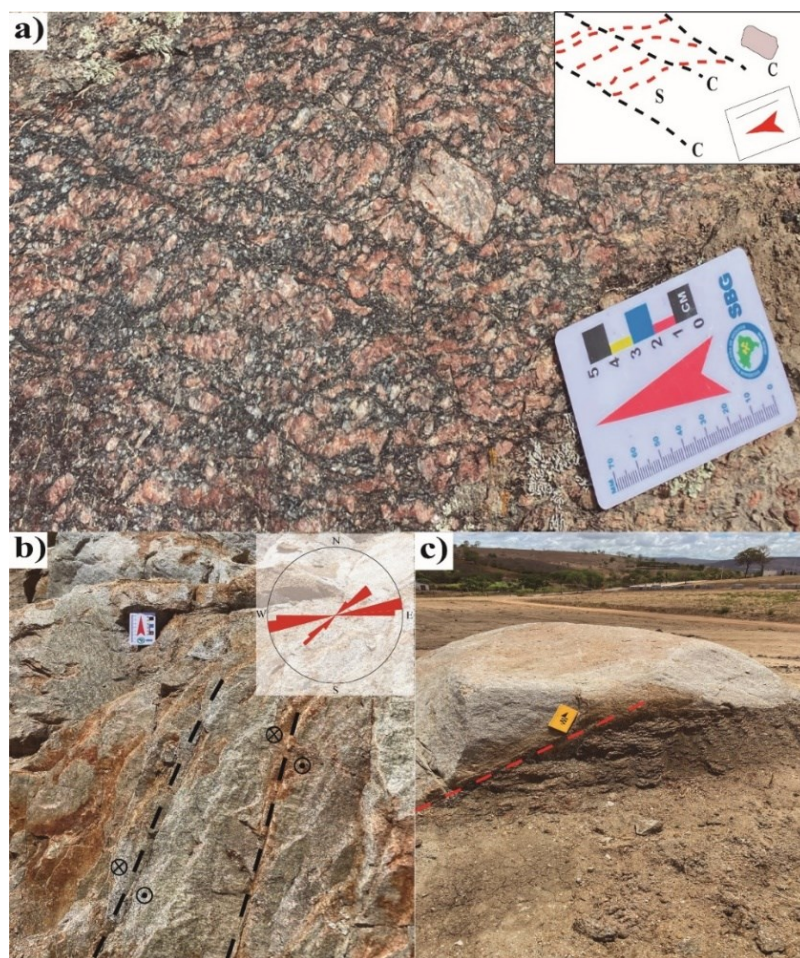


Figura 10. Foliação S/C em afloramento do stock bezerros (SSN-34), percebe-se a transição do estado magmático para deformação em estado sólido (a); (b) planos de falha orientados em NE/SW paralelo ao arcabouço estrutural da área (SSN-14); (c) contato o granito porfirítico (abaixo) e o granito de granulação grossa. Fonte: Autores (2025).

4.4.2 Análise micro-estrutural

A foliação tectônica do stock bezerros em alguns pontos, retrabalha a trama magmática prévia dos granitos hospedeiros e de seus enclaves. Nos granitos, a trama magmática é

representada por grãos euédricos imbricados de feldspato potássico, biotita e plagioclásio (Fig. 11a). Nos enclaves, é representada principalmente por cristais subédricos levemente rotacionados de anfibólio (Fig. 11b).

A deformação em estado sólido em rochas graníticas do Stock Bezerros é evidenciada pelo fraturamento e

recristalização dinâmica em quartzo e feldspato (Hirth & Tullis 1992; Tullis & Yund 1985; Gleason & Tullis 1993; Paterson et al. 1989). Os três principais mecanismos de deformação por recristalização dinâmica são: bulging, rotação de subgrão e recristalização por migração de limite de grãos (Urai et al. 1986; Stipp et al. 2002).

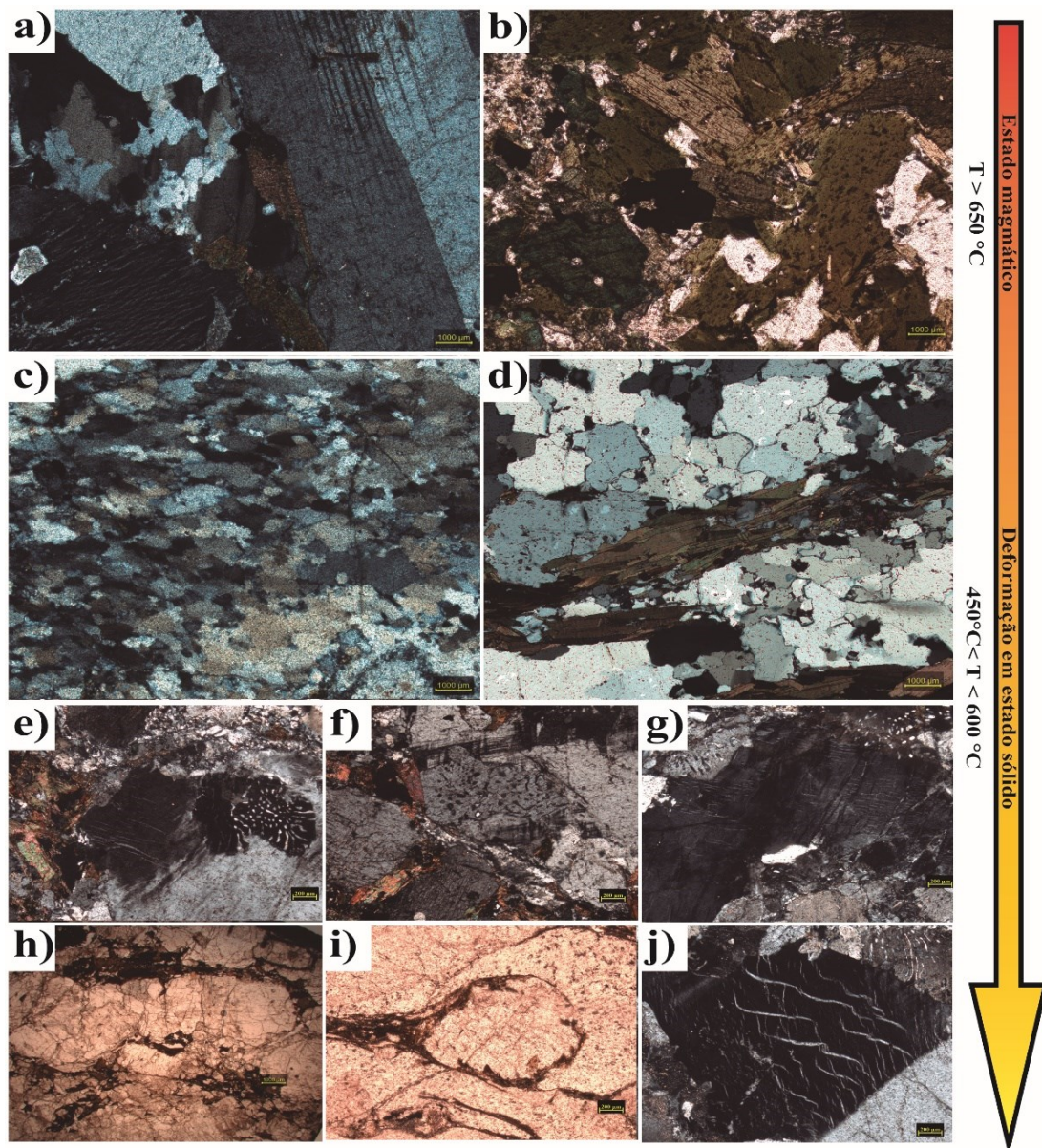


Figura 11. Análise microestrutural em amostras do stock bezerros: (a) feldspato potássico e plagioclásio euédricos em amostra da fácies granítica porfiritica; (b) enclave rico em fenocristais euédricos de anfibólio; (c) rotação de subgrão e (d) migração de limite de grão em quartzo; (e), (f) e (g) mimerquitas abundantes; (h) microfraturamento proeminente em fenocristal de feldspato potássico; (i) porfiroclasto de feldspato potássico do tipo δ e (j) Pertitas em chama em feldspato potássico. Fonte: Autores (2025).

Os grãos de quartzo apresentam deformação interna, evidenciada por extinção ondulante. A recristalização ocorre por rotação de subgrãos (Fig. 11c) e sob migração de limite de grãos (Fig. 11d). Os grãos e subgrãos neoformados se desenvolvem paralelamente a direção de “ribbons”, nas proximidades de fenocristais de feldspato potássico dando um aspecto bandado a rocha (Fig. 6b).

Grãos de plagioclásio apresentam microfraturamentos, por vezes perpendiculares à extinção polissintética. É comum a presença de mimerquitas (Fig. 11e, 11f e 11g), originadas a partir do intercrescimento com o quartzo (Vernon et al. 1983; Simpson & Wintsch 1989). Essas mimerquitas estão majoritariamente dispostas nas adjacências de cristais de feldspato potássico.

No feldspato potássico, além da ocorrência de abundantes microfraturas (Fig. 11h), é comum o desenvolvimento de porfiroclastos manteados do tipo δ (Fig. 11i), com núcleos exibindo extinção ondulante e bordas parcialmente recristalizadas. Em geral, os fenocristais de feldspato são subédricos, embora ocorram pequenos grãos anédricos dispersos na matriz fina, originados por recristalização. Pertitas em chama (Pryer & Robin 1995) são comuns (Fig. 11j), assim como bandas de deformação. A recristalização é dominada por rotação de subgrão e migração de limite de grão. Muitos apresentam geminação xadrez típica do microclínio (Eggleton & Buseck 1980).

5. DISCUSSÃO

5.1 Geofísica vs. Mineralogia

A combinação de métodos aerogeofísicos, modelo digital de elevação de terreno e dados de campo permitiu uma delimitação precisa do stock Bezerras (Fig. 1).

A partir da correlação do modelo digital de terreno com os mapas de canal dos radioelementos (K, Th, U), percebe-se que o aumento das contagens de tório e urânio, estão associadas às áreas de maior elevação topográfica, na porção norte do stock (Fig. 4f).

O potássio apresenta uma mobilidade consideravelmente maior que os demais radioelementos (U, Th). Portanto, é possível que este tenha sido lixiviado das regiões de maiores altitudes, enquanto o tório e o urânio, muito menos móveis, tenham permanecido na rocha (Ribeiro et al. 2013). Esse resultado pode ser associado à alta contagem de potássio e urânio nos sedimentos quaternários do Rio Ipojuca, possivelmente provenientes da lixiviação do granito e das rochas encaixantes adjacentes. Outra possível explicação para as altas contagens no domínio 3a, é a maior concentração de allanita (Fig. 5e, 5f). Allanita é um mineral rico em elementos terras raras, sua maior concentração na porção norte do stock pode justificar a coloração esbranquiçada obtida no mapa de composição ternária de radioelementos, embora, a ocorrência desse mineral não esteja restrita ao referido domínio, ocorrendo também no domínio 3b.

5.2 Aspectos de campo

Na porção central do stock (SSN-14, ver Fig. 1), especificamente no limite dos domínios gamaespectométricos 3a e 3b foi possível observar o contato entre os dois litotipos graníticos do stock Bezerras (Fig. 3g). As evidências vistas em campo indicam que o granito de granulação grosso foi o primeiro litotipo a cristalizar, no entanto, antes de sua total cristalização, essa rocha foi intrudida pelo granito porfirítico e por sucessivas injeções de magma máfico na câmara magmática. A mineralogia dos enclaves máficos indica que esse magma era relativamente evoluído e hidratado. Esses

fatores influenciaram na viscosidade e temperatura desse magma (Barbarin & Didier, 1992), tornando possível a mistura mecânica e química do magma máfico com o magma granítico.

Vale salientar que a ocorrência de enclaves se estende ao litotipo granítico porfirítico e que em alguns pontos foi possível observar que fenocristais de feldspato potássico em suspensão no magma granítico foram capturados e remobilizados pelas sucessivas injeções de magma máfico (Fig. 3f). Ainda, a ausência de fraturas nesses fenocristais capturados indica que havia líquido suficiente para evitar quaisquer deformações associadas.

Em afloramentos isentos de deformação, os enclaves exibem formas ovaladas e alongadas, com seus minerais dispostos conforme a orientação da foliação magmática do granito hospedeiro. O fato desses enclaves serem equigranulares e não possuírem deformação interna suporta a ideia de que eles foram injetados na forma de glóbulos máficos (Paterson et al. 1989; Vernon 1983). Portanto, esses enclaves não representam restitos do magma granítico hospedeiro. Essa relação corrobora a ideia de que os magmas máfico e félsico são contemporâneos, embora a diferença de temperatura seja registrada pela ocorrência de apatitas aciculares (Neves & Mariano 1997). Por fim, esses enclaves não estão dispostos radialmente ou indicam qualquer strain associado a um processo de colocação por diapirismo, o que leva a crer que a colocação do stock ocorreu a partir de sucessivas injeções de magma granítico e máfico.

5.3 Trama magmática

A reologia no regime "submagmático" é preferencialmente controlada pelas fases sólidas presentes em detrimento do líquido intersticial residual (Petford 2003). Como observado

em alguns afloramentos, a trama magmática foi preservada devido à alta viscosidade do magma granítico – propriedade que depende extensivamente da temperatura, da ausência de deformação e/ou de novo fluxo magmático sobreposto.

A presença de grãos imbricados de feldspato potássico indica que o magma não estava completamente solidificado, pois somente na presença de líquido (20–40%) esses grãos teriam liberdade para rotacionar isentos de deformação plástica interna (Shelley 1985; Blumenfeld & Bouchez 1988). A trama magmática também é evidente nos afloramentos isentos de deformação, onde a orientação dos enclaves máficos e de seus minerais é paralela à foliação magmática do granito hospedeiro.

5.4 A transição para a deformação em estado sólido

A existência de zonas de cisalhamento nas bordas e/ou interiores de plútons foi bastante estudada com o passar dos anos (Pe-Piper et al. 1998; Neves et al. 1996; Weinberg et al. 2004). Desvendar as relações e causas dessas ocorrências requer análise espacial, geométrica e temporal, levando em consideração as taxas de deformação e aporte de magma (Paterson & Tobisch 1992).

Dentre as diversas hipóteses formuladas, duas são mais aceitas atualmente. A primeira sugere que as zonas de cisalhamento atuam como canais para migração de magma, além de fornecer espaço para o alojamento de plútons (Hutton & Reavy 1992; Weinberg et al. 2004), enquanto a segunda associa a ocorrência dessas zonas de cisalhamento à partição de deformação nos limites reológicos (Neves et al. 1996; Neves & Mariano 1999). No âmbito da orogenia Pan-Africana no Nordeste do

Brasil, a primeira hipótese só é válida para plútons pré-cinemáticos, com idade de cristalização entre 680-650 Ma.

As zonas de cisalhamento existentes na área de estudo estão restritas aos limites do corpo ígneo, características que apontam que a nucleação dessas zonas de cisalhamento ocorreu devido ao contraste térmico-reológico entre a rocha encaixante intrudida e o magma em ascensão (Neves et al. 1996; Vauchez et al. 1997). Ainda, a superposição da deformação em estado sólido ao fluxo magmático é bastante comum em plútons sin-cinemáticos. O Stock Bezerros foi previamente datado pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão, obtendo-se uma idade de 687 ± 34 Ma (Silva et al. 1996). Entretanto, os resultados de maior precisão revelaram idades entre 588-592 Ma (Guimarães et al. 1998; Neves et al. 2004), revelando seu caráter sin-cinemático.

Independentemente do mecanismo responsável por originar essas zonas de cisalhamento, a superposição da deformação em estado sólido ao fluxo magmático é bastante comum, com vários registros, sejam eles referentes a plútons sin-tectônicos ou pré-cinemáticos.

Na porção central do pluton, foram observados grãos anédricos de feldspato potássico, deformados e alongados conforme o sentido do cisalhamento. Entretanto, é possível observar a trama magmática prévia representada por um porfiroclasto euédrico imbricado de feldspato potássico (Fig. 10a).

Como visto no tópico anterior, a reologia do magma é controlada pela presença de minerais cristalizados. À medida que o magma resfria, a porcentagem de minerais cristalizados aumenta, favorecendo a propagação do esforço tectônico e dando início à deformação submagmática. Caso o resfriamento perdure, a deformação submagmática é seguida por deformação em estado sólido (Fig. 11).

A transição entre o estado submagmático e a deformação em estado sólido é representada pelas bandas de cisalhamento S-C que definem a trama C/S (Blumenfeld & Bouchez 1988). Bandas de cisalhamento do tipo C são paralelas e contínuas (Hanmer & Passchier 1991), originadas em regiões adjacentes a porfiroclastos de feldspato potássico, e intersectam a banda S ('cisaillement'), que marca o cisalhamento (Berthé et al. 1979; Lister & Snoke 1984).

5.5 Deformação no estado sólido

A existência de faixas milonitizadas nas proximidades de zonas de cisalhamento indica a ocorrência de um sítio de strain preferencial restrito às bordas e porção central do plúton (Neves et al. 2000b; Fossen et al. 2017; Neves et al. 2025).

A deformação em estado sólido no Stock Bezerros é bem marcada nas microestruturas. A presença de microfraturamentos internos em grãos de feldspato e o desenvolvimento de porfiroclastos manteados do tipo δ são ocorrências típicas de deformação em estado sólido (Fig. 11h, 11i). Ainda, o material que preenche as microfraturas é semelhante ao das bordas recrystalizadas, o que pode indicar que a deformação rúptil e a recrystalização ocorreram em intervalos de tempo próximos.

Mimerquitas podem ser originadas tanto por processos ígneos (Paterson et al. 1989) como por deformação em estado sólido (Vernon 2000). A ocorrência de mimerquitas em pontos de maior tensão, como nas bordas de fenocristais, é um indicativo de que elas foram originadas por conta da deformação (Simpson & Wintsch 1989). A ocorrência de pertitas em chama segue o mesmo princípio. Normalmente, são originadas durante o processo de sericitização, com a substituição de albita por feldspato potássico (Pryer & Robin 1995).

Em geral, foram encontradas microestruturas de média a alta temperatura ($450^{\circ}\text{C} < T < 600^{\circ}\text{C}$). Os processos de recristalização dominantes são: rotação de subgrão em feldspato potássico e quartzo. Nessas condições, o feldspato possui reologia mais dútil que o quartzo (Tullis & Yund 1977; Simpson 1985; Gapais 1989; Fitz Gerald & Stünitz 1993). Condições semelhantes foram encontradas por Castellan et al. 2020 para rochas deformadas pela Zona de Cisalhamento Pernambuco em locais próximos ao Stock Bezerros.

5.6 Variação faciológica ou dois plútons distintos?

O resultado geofísico, sobretudo no mapa de composição ternária, aponta para a existência de dois corpos distintos. Contudo, o resultado pode ter sido mascarado pela alta mobilidade do K (Seção 6.1), intensificada em regiões de elevada altitude, e pela ocorrência homogênea de alanita em toda a extensão do stock.

A variação topográfica e os distintos domínios gamaespectométricos também favorecem o modelo de dois plútons. Em campo, observa-se a predominância do granito grosso na porção sul do stock, enquanto a porção norte é majoritariamente composta pelo granito porfirítico. Evidências de campo indicam que o Stock Bezerros foi originado a partir de diversos pulsos magmáticos máficos sucessivos, injetados na câmara magmática antes da cristalização total do magma granítico. Os contatos difusos entre as fácies graníticas sugerem que cada plúton representa um evento distinto de pulso magmático. Segundo esse modelo, o stock pode ser dividido em dois plútons: a parte norte denominada Plúton Serra Negra e a porção sul como Plúton Bezerros.

A diferença topográfica do Stock Bezerros pode estar associada a: (1) processo de erosão preferencial do primeiro plúton cristalizado (Plúton Bezerros) ou (2) processo de uplift do Plúton Serra Negra, associado à estratificação e distribuição da câmara magmática (Neves et al. 1995a).

A mineralogia essencial de todo o Stock Bezerros é homogênea. O fato de ambas as fácies graníticas apresentarem assinaturas químicas semelhantes apoia o modelo de variação faciológica dentro do mesmo complexo plutônico. Embora exista relativa diferença de temperatura (Neves & Mariano 1997), as evidências de campo indicam que esses magmas foram misturados sob condições equivalentes de viscosidade, permitindo difusão química de elementos até o sistema atingir equilíbrio (Barbarin & Didier, 1992), conforme registrado nos resultados químicos.

Outra possibilidade para explicar a sobreposição da composição química geral é que os dois granitos tenham sido extraídos de uma mesma fonte. Essa interpretação é sustentada pelo fato de que a química dessas rochas reflete o mesmo ambiente de formação (pós-colisional; Fig. 9a, 9b) e a mesma combinação de rochas-fonte (interação crosta-manto; Fig. 9c).

Por fim, embora os dados apresentados sugiram que o Stock Bezerros seja composto por dois plútons menores, faz-se necessária a utilização de datação geocronológica para confirmação definitiva.

6. CONCLUSÕES

Os granitos são basicamente compostos por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio. Allanita, zircão e minerais opacos são os principais minerais acessórios.

Os enclaves possuem composição quartzo-monzonítica a monzonítica, são

caracterizados pela alta presença de minerais máficos, sobretudo em anfibólio, biotita e titanita.

A radiometria revelou dois domínios gamaespectométricos para o stock bezerros, em campo, esses domínios delimitam dois plútons distintos, o Pluton Serra Negra (norte) e plúton Bezerros (Sul).

Os plútons são metaluminosos à levemente peraluminosos ($A/CNK < 1,3$) e foram originados sob condições de alta fugacidade de oxigênio. O diagrama K_2O vs SiO_2 confirma a afinidade shoshonítica dos granitos e enclaves. Magmas shoshoníticos, em geral, representam avançados estágios de colisão em orógenos continentais, como apontado no diagrama de discriminação tectônica (Y vs Nb). Entretanto, o uso de diagramas químicos para discriminação de ambientes tectônicos deve ser utilizado com cautela, já que muitas rochas originadas sob distintas condições tectônicas partilham de mesma assinatura química.

Assim como diversas rochas shoshoníticas no âmbito do domínio da Zona Transversal, a química de rocha total aponta que houve assimilação e hibridização na gênese desses magmas. Além disso, é possível afirmar que a fonte era rica em K e que cristalização fracionada foi um importante processo gênese do magma granítico.

A análise de microestruturas indica recristalização dinâmica, marcada por rotação de subgrão e migração de limites de grãos, o que sugere deformação em estado sólido em condições de média a alta temperatura ($450^\circ C < T < 600^\circ C$).

A forma elíptica do stock, a estruturação interna marcada na geofísica e a deformação registrada na análise micro-estrutural sugerem uma intrusão sin-cinemática as zonas de cisalhamento em suas bordas e na porção central do corpo ígneo. Conforme os critérios de campo, a colocação do stock bezerros não

ocorreu por diapirismo, e sim a partir de diversos pulsos magmáticos máficos sucessivos injetados na câmara magmática antes da total cristalização do magma granítico.

REFERÊNCIAS

- Accioly, A.C.A., 2000. Geologia, Geoquímica e significado Tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira- Província Borborema-Nordeste Brasileiro. Tese Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP, São Paulo, 168 p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1–29.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Blakely, R.J., 1996. Potential theory in gravity & magnetic applications. Cambridge University Press, Cambridge, 441 p.
- Blumenfeld, P., Bouchez, J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.* 10, 361–372.
- Briqueu, L., Bougault, H., Joron, J.L., 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, 297–308.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151–182.

- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Braz. J. Geol.* 44, 493–518.
- Chen, J., Yang, J.H., Zhang, J.H., Sun, J.F., Wilde, S.A., 2013. Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence. *Lithos* 162–163, 140–156.
- Clark, R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy, in: Rencz, A.N. (Ed.), *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Science*. John Wiley and Sons, New York, pp. 3–58.
- Correa, R.T., Vidotti, R.M., Oksum, E., 2016. Curie surface of Borborema province, Brazil. *Tectonophysics* 679, 73–87.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, Londres, 450 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals, second ed. Longman Scientific & Technical, Hong Kong, 558 p.
- Dickson, B.L., Scott, K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17, 187–200.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 115–134.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.
- Eggerton, R.A., Buseck, P.R., 1980. The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 123–133.
- Emmanuel, B.A.A., Ma, C., Nguo, K.S., Wang, L.X., Lentz, D.R., Mukherjee, S., Signe, N.N.S., 2024. Late Ediacaran post-collisional granite in Babouri–Figuil (Northwest Cameroon): Implication for crustal–mantle contributions in an extensional setting. *J. Afr. Earth Sci.* 213, 105212.
- Fertl, W.H., 1983. Gamma-ray spectral logging: a new evaluation frontier. *World Oil*, 79–91.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Moura, C.A.V., 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil, in: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano*. BECA, São Paulo, pp. 189–201.
- Fitz Gerald, J.D., Stünitz, H., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade I. Reaction and grain size reduction. *Tectonophysics* 221, 269–297.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones—A review. *Earth-Sci. Rev.* 171, 434–455.
- França, R.H.M., Neves, S.P., Bezerra, J.P.S., Bruguier, O., 2019. Geochemistry and geochronology of orthogneisses across a major transcurrent shear zone (East Pernambuco shear zone, Borborema province, Northeast Brazil): tectonic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 91, 285–301.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *J. Petrol.* 42, 2033–2048.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and

- thermal indications. *Geology* 17, 1144–1147.
- Gleason, G.C., Tullis, J., Heidelbach, F., 1993. The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. *J. Struct. Geol.* 15, 1145–1168.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., 1998. Nd and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. *Int. Geol. Rev.* 40, 500–527. <https://doi.org/10.1080/00206819809465221>.
- Guimarães, I.P., Brito Neves, B.B., 2004. Geochemistry characterization of part of the early neoproterozoic plutonism in the central structural domain of the Borborema Province, ne Brazil, in: *International Geological Congress, 32., Firenze. Resumos, International Union of Geological Sciences, Firenze.*
- Gunn, P.J., 1998. Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. Course, AGSO Australian Geological Survey Organisation, Canberra, 150 p.
- Hanmer, S., Passchier, C.W., 1991. Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Can. Pap.* 90, 1–71.
- Harris, N.B.W., Pearce, J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Collision Tectonic. Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Pub.* 19, 67–81.
- Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., Saad, A.H., 2013. *Gravit and Magnetic Exploration. Principles, Practices, and Applications*, first ed. Cambridge, 502 p.
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.* 14, 145–159.
- Hutton, D.H.W., Reavy, R.J., 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics* 11, 960–967.
- IAEA, 1991. Airborne gamma ray spectrometer surveying. International Atomic Energy Agency, Viena, 97 p. (Technical Report Serie, nº 323).
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2009. *Geofísica de Exploração. Oficina de textos*, São Paulo.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origins of postcollisional high-K calc-alkaline-shoshonitic and alkaline-peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1–28.
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.* 6, 617–638.
- Lloyd, G.E., Freeman, B., 1994. Dynamic recrystallisation of quartz and quartzites. *J. Struct. Geol.* 16, 867–881.
- Mariano, G., Da Silva, J.M.R., 1996. Geoquímica do batólito cálcio–alcalino de Bezerros. 39º Congr. Bras. Geol. 6, 370–371.
- Mariano, G., Sial, A.N., Cruz, M.J., Conceição, H., 1996. The potassic calc-alkalic Itaporanga Batholith, northeastern Brazil: mineral chemistry and oxygen-isotope data. *Int. Geol. Rev.* 38, 74–86.
- Miller, R.B., Paterson, S.R., 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *J. Struct. Geol.* 16, 853–865.

- Milligan, P.R., Gunn, P.J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17, 62–75.
- Minty, B.R.S., 1988. A review of airborne gamma-ray spectrometric data-processing techniques. Australian Gov. Publ. Service, Canberra, 48 p.
- Müller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineral. Petrol.* 46, 259–289.
- Nabighian, N.M., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. *Geophysics* 39, 85–92.
- Neves, C.H.F.S., Neves, S.P., Ferreira, V.P., Sial, A.N., Lima, B.T.A., Ardila, D.H., Siqueira, R., 2025. Multistage emplacement of a composite intrusion: magnetic fabric and zircon U–Pb age of the Parnamirim Pluton, NE Brazil. *Int. J. Earth Sci.* 1–21.
- Neves, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of Western Gondwana. *Tectonics* 34, <https://doi.org/10.1029/2001TC001352>.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., Bosch, D., Alcantara, V.C., Lima, C.M., 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Res.* 175, 187–205.
- Neves, S.P., Mariano, G., 1997. High-K calc-alkalic plútons in NE Brazil: Origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *Int. Geol. Rev.* 39, 621–638.
- Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *J. Struct. Geol.* 21, 1369–1383.
- Neves, S.P., Mariano, G., Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Melo, S.C., 2000a. Intralithospheric differentiation and crustal growth: Evidence from the Borborema province, northeastern Brazil. *Geology* 28, 519–522.
- Neves, S.P., Mariano, G., Silva, H.M.R., 2012. *Geologia da Folha Caruaru – SC.25-V-A-I, escala 1:100.000*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Rangel Da Silva, J.M., 2004. Zircon Pb–Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *Int. Geol. Rev.* 46, 52–63.
- Neves, S.P., Vauchez, A., 1995a. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil - Fazenda Nova and Pernambuco shear, State of Pernambuco. *J. South Am. Earth Sci.* 8, 289–298.
- Neves, S.P., Vauchez, A., 1995b. Successive mixing and mingling of magmas in a plútonic complex of Northeast Brazil. *Lithos* 34, 275–299. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)00012-Q](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)00012-Q).
- Neves, S.P., Vauchez, A., Archanjo, C.J., 1996. Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics* 262, 349–364.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Feraud, G., 2000b. Tectonothermal evolution,

- magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Res.* 99, 1–32.
- Neves, S. P., Tommasi, A., Vauchez, A., & Carrino, T. A. (2021). The Borborema strike-slip shear zone system (NE Brazil): large-scale intracontinental strain localization in a heterogeneous plate. *Lithosphere*, 2021(Special 6), 6407232.
- Paterson, S.R., Fowler, T., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plútons. *Lithos* 44, 53–82.
- Paterson, S.R., Tobisch, O.T., 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of plúton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.* 14, 291–300.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.* 11, 349–364.
- Pearce, J., Harris, N.B.W., Tindle, A.D., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 68–81.
- Pe-Piper, G., Koukouvelas, I., Piper, D.J., 1998. Synkinematic granite emplacement in a shear zone: the Pleasant Hills plúton, Canadian Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110, 523–536.
- Petford, N., 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 399–427.
- Pryer, L.L., Robin, P.Y.F., 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *J. Metamorph. Geol.* 14, 645–658.
- Queiroz, F.C., 1975. Distribuição da radioatividade natural no perfil de um podzol tropical e suas implicações genéticas. *Distribuição da Radioatividade Natural no Perfil de um Podzol Tropical e suas Implicações Genéticas*.
- Ribeiro, V.B., Mantovani, M.S.M., Louro, V.H.A., 2013. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terræ Didática* 10, 29–51.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125.
- Rollinson, H.R., 2014. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge.
- Rudnick, R., Gao, S., 2004. Composition of the continental crust, in: Holland, H.D., Turekian, N.N. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 61–76.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, New York.
- Shelley, D., 1985. Determining paleo-flow directions from groundmass fabrics in the Lyttleton radial dykes, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 69–79.
- Silva, J.M.R. da, Mariano, G., Moura, C.A.V., Scheller, T., 1996. *Datação Pb-*

- Pb em monozircão da fácies porfírica quartzo-monzonítica do batólito de Bezerros, Pernambuco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, v.6, p. 81-82.
- Silva, L.G., 2006. Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na província alcalina do Alto Parnaíba, MG. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 78p.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology* 7, 503-511.
- Simpson, C., Wintsch, R.P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology* 7, 261-275.
- Speer, J.A., 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite in the Liberty Hill pluton, South Carolina. *American Mineralogist* 72, 863-878.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861-1884.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312p.
- Tchouankoué, J.P., Li, X.H., Ngo Belnoun, R.N., Mouafo, L., Ferreira, V.P., 2016. Timing and tectonic implications of the Pan-African Bangangté Syenomonzonite: constraints from in-situ zircon U-Pb age and Hf-O isotopes. *Journal of African Earth Sciences* 124, 94-103.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 860p.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, New York, 770p.
- Tullis, J., Yund, R.A., 1977. Experimental deformation of dry Westerly Granite. *Journal of Geophysical Research* 82, 5705-5718.
- Tullis, J., Yund, R.A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* 13, 238-241.
- Ulbrich, H.H.G.J., Ulbrich, M.N.C., Ferreira, F.J.F., Alves, L.S., Guimarães, G.B., Fruchting, A., 2009. Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U. *Geologia USP: Série Científica* 9(1), 33-53.
- Urai, J., Means, W.D., Lister, G.S., 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In: Heard, H.C., Hobbs, B.E. (Eds.), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*. Geophysical Monograph 36, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 161-200.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African Fold Belt. In: *Geological Society, London, Special Publications* 294, pp. 69-99.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites (Clarke Memorial Lecture). *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales* 116, 77-103.
- Vernon, R.H., Williams, V.A., D'Arcy, W.F., 1983. Grain-size reduction and foliation

- development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics* 92, 123-145.
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences* 5, 1-23.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plútons and shear zones. *Geology* 32, 377-380. <https://doi.org/10.1130/G20290.1>
- Whitehead, N., Musselman, C., 2005. *montaj Geophysics v.6.1 Tutorial and User Guide*. Geosoft Incorporated, Toronto, 210p.
- Wilford, J.R., Bierwirth, P.N., Craig, M.A., 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *Australian Journal of Earth Sciences* 17(2), 201-216.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466p.

1 APÊNDICE A

Tabela 1 – Química de rocha total de elementos maiores e traços dos litotipos graníticos e enclaves associados

Elementos maiores (%)																								
Granito grosso (plúton Bezerras)									Granito porfirítico (plúton Serra Negra)								Enclaves							
	SSN - 07	SSN - 09	SSN - 10	SSN - 14	SSN - 31	SSN - 32	SSN - 33	BZS - 05	SSN - 16	SSN - 17	SSN - 19	SSN - 20	SSN - 22	SSN - 23	BZS - 18	BZS - 26	SSN - 08I	SSN - 12M	SSN - 13M	SSN - 18M	SSN - 05	SSN - 10I	SSN - 10M	SSN - 15M
SiO ₂	66.568	65.444	62.262	67.324	66.178	66.490	63.870	67.533	69.595	60.88	68.618	65.174	64.48	64.202	63.162	64.480	58.345	58.583	59.466	59.523	58.986	56.575	55.613	58.420
Al ₂ O ₃	14.950	16.168	16.879	14.761	15.158	15.372	14.720	14.802	14.288	16.79	14.729	16.170	15.29	15.441	16.824	15.290	16.145	16.268	16.715	15.697	15.978	15.706	15.483	15.677
TiO ₂	0.687	0.547	0.803	0.519	0.716	0.657	0.650	0.517	0.375	0.71	0.351	0.606	0.76	0.692	0.680	0.760	1.395	1.340	1.120	1.157	1.475	1.434	1.467	1.438
Fe ₂ O ₃	3.855	4.158	4.967	4.106	4.592	4.199	4.110	4.089	3.136	4.49	2.950	3.866	4.74	4.410	4.382	4.740	7.381	6.529	6.227	5.800	7.634	7.739	10.427	8.526
MgO	0.625	0.748	1.317	0.773	1.081	1.038	0.870	0.775	0.636	1.01	0.664	1.014	0.95	1.089	1.130	0.950	1.978	2.275	1.763	2.493	2.697	2.746	3.709	2.795
MnO	0.070	0.068	0.081	0.041	0.069	0.056	0.050	0.042	0.065	0.07	0.056	0.054	0.07	0.066	0.070	0.070	0.102	0.104	0.104	0.077	0.100	0.157	0.175	0.173
CaO	1.765	1.694	2.420	1.445	1.872	1.913	2.080	1.447	1.052	2.51	1.013	1.997	2.17	1.924	2.157	2.170	3.436	3.777	2.664	3.682	4.262	4.862	3.992	4.294
K ₂ O	4.668	6.093	6.397	5.501	5.376	5.467	5.350	5.488	5.453	6.12	5.258	5.986	5.69	5.609	5.911	5.690	4.817	4.998	5.453	5.121	4.117	4.589	3.271	3.791
Na ₂ O	3.903	3.559	3.564	3.024	3.441	3.473	3.580	3.058	3.242	4.13	3.536	3.645	3.72	3.447	4.043	3.720	3.665	3.551	3.969	3.366	3.457	3.444	3.834	3.669
P ₂ O ₅	0.129	0.182	0.318	0.189	0.253	0.239	0.230	0.190	0.133	0.28	0.130	0.228	0.26	0.267	0.257	0.260	0.607	0.523	0.479	0.546	0.640	0.588	0.551	0.571
PF	0.98	0.72	0.64	1.53	0.47	0.58	0.75	1.07	0.52	0.71	1.05	0.38	0.64	1.06	0.45	0.64	1.68	0.56	0.82	0.78	1.47	0.58	1.27	0.60
Total	98.200	98.661	99.648	99.213	98.736	99.484	96.260	99.011	98.495	97.700	98.355	98.740	98.770	98.207	98.616	98.770	99.551	97.948	97.960	97.462	99.346	98.420	98.522	99.953
Elementos traços (ppm)																								
Granito grosso (plúton Bezerras)									Granito porfirítico (plúton Serra Negra)								Enclaves							
	SSN - 07	SSN - 09	SSN - 10	SSN - 14	SSN - 31	SSN - 32	SSN - 33	BZS - 05	SSN - 16	SSN - 17	SSN - 20	SSN - 19	SSN - 22	SSN - 23	BZS - 18	BZS - 26	SSN - 08I	SSN - 12M	SSN - 13M	SSN - 18M	SSN - 05	SSN - 10M	SSN - 15M	
Ba	1116.0	1604.0	1526.0	1471.0	1118.0	1214.0	1220.0	1155.0	1346.0	1430.0	1059.0	1264.9	1266.0	1173.0	1329.0	1142.0	1752	1518	1407	1973	1799	1737	1755	
Rb	140.0	155.0	184.0	190.0	213.0	157.6	188.0	170.0	228.0	163.8	189.7	219.5	201.1	202.0	165.7	189.6	148	294	227	169	136	169	197	
Sr	259.0	350.0	609.0	341.0	388.0	426.0	528.0	524.0	255.0	434.0	462.0	240.0	336.0	435.0	346.0	308.0	607	619	662	816	741	570	622	
Zr	526.0	572.0	558.0	447.0	520.0	398.0	522.0	433.0	367.0	599.0	484.0	346.0	519.0	481.0	549.0	382.0	654	556	552	276	499	484	320	
Y	22.0	21.5	17.2	16.7	18.5	15.4	21.4	19.0	22.4	16.5	19.3	22.1	22.8	21.4	17.8	17.4	47	68	58	42	40	39	43	
Nb	29.0	26.0	24.0	19.0	22.0	25.0	23.0	28.0	29.0	33.3	35.0	26.0	36.5	39.0	34.0	36.0	53	47	55	33	32	48	42	
Th	22.0	24.3	26.0	25.6	26.0	27.7	24.7	23.2	26.3	17.5	35.4	19.8	38.1	31.7	24.7	23.5								
Ga	20.0	20.0	19.7	21.3	20.2	19.8	19.4	20.0	21.0	21.2	20.0	20.0	20.0	21.0	22.0	10.0								
La	117.5	113.5	115.7	114.5	119.5	111.6	112.1	110.5	120.1	102.0	116.7	110.5	121.2	115.6	115.0	117.4								

Estudos Geológicos: Recife-PE, Brasil, v. 35, n. 1, p. 01-32, 2025. Universidade Federal de Pernambuco.

ISSN 1980-8208. DOI: <https://doi.org/10.51359/1980-8208.2025.266483>.

Este artigo está sob uma [Licença Creative Commons 4.0 Internacional - CC BY](#).

