



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GEOLOGIA**

DANIELLA PASCOAL DE PAIVA MACEDO

**SUÍTE METAGRANÍTICA PETROLINA: MAGMATISMO
ALCALINO DE 2.16 GA NA BORDA NORTE DO CRÁTON DO
SÃO FRANCISCO, ESTADO DE PERNAMBUCO, BRASIL**

**Salvador
2020**

DANIELLA PASCOAL DE PAIVA MACEDO

**SUÍTE METAGRANÍTICA PETROLINA: MAGMATISMO
ALCALINO DE 2.16 GA NA BORDA NORTE DO CRÁTON DO
SÃO FRANCISCO, ESTADO DE PERNAMBUCO, BRASIL**

Monografia apresentada ao curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: MSc (a). Carina G. Lopes

Coorientador: MSc. André A. Klumb Oliveira.

**Salvador
2020**

TERMO DE APROVAÇÃO

DANIELLA PASCOAL DE PAIVA MACEDO

**SUÍTE METAGRANÍTICA PETROLINA: MAGMATISMO
ALCALINO DE 2.16 GA NA BORDA NORTE DO CRÁTON DO
SÃO FRANCISCO, ESTADO DE PERNAMBUCO, BRASIL**

Trabalho final de graduação aprovado como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em geologia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

1º Examinador: MSc (a). Carina Graciniana Lopes – Orientadora –
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

2º Examinador: Profa. Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz –
Universidade Federal da Bahia – UFBA

3º Examinador: Dr. Léo Rodrigues Teixeira –
Autônomo

Salvador, 01 de dezembro de 2020

Macedo, Daniella Pascoal de Paiva

Suíte Metagranítica Petrolina: Magmatismo Alcalino de 2.16 Ga na
Borda Norte do Cráton do São Francisco, Estado de Pernambuco, Brasil /
Daniella Pascoal de Paiva Macedo. – 2020. 100 f.

Orientadora: MSc (a). Carina Graciniana Lopes

Coorientador: Prof. MSc. André Azevedo Klumb Oliveira

Trabalho Final de Graduação – Universidade Federal da Bahia, Instituto
de Geociências, Salvador, 2020.

1. Metagranito. 2. Granito Alcalino 3. Geocronologia. Universidade
Federal da Bahia. Instituto de Geociências.

Para Dona Ana e Seu Daniel.
“O que faz as coisas pararem no tempo é a saudade.”
(Mário Quintana)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos amores da minha vida, melhores amigos, maiores parceiros e inspiração pra tudo que vivo: meus pais, Ivone e Walquírio.

À minha família gigante, meus tios que também são pais, minhas tias que também são mães, meus primos que fazem papel de irmãos e onde sei que sempre encontro apoio. À minha prima Lua, minha fonte inesgotável de conselhos sobre a vida e ajuda com os cálculos e físicas. Agradeço à minha vó Ninha, por sua torcida e doçura, e aos meus avós Ana e Daniel, que com certeza me protegem e vibram muito lá do outro plano.

Agradeço à Carina, minha orientadora, por ter me acolhido nessa missão, sempre com muito zelo, atenção, responsabilidade e grandes explicações. Ao professor André, meu coorientador, agradeço pela confiança, pela liberdade e pelas lições e experiências compartilhadas. Agradeço ainda a Léo Teixeira e a professora Simone Cruz, membros da minha banca e grandes exemplos de profissionalismo.

Agradeço ao Instituto de Geociências da UFBA, em especial aos professores Ângela, Jailma, Marcus Vinícius, César, Carlson, Ricardo e Ana Virgínia, e aos meus colegas da CPRM, em especial aos da GEREMI e da DIEMGE com quem tive o prazer de trabalhar diretamente ao longo desses anos. À Valter Sobrinho, meu chefe e amigo, que sempre me apoiou ao longo da graduação. À Tânia Bastos pela ajuda e carinho. À Cristina Burgos e Rita Cunha, com quem tive o prazer de conviver na época do laboratório. À Ivana, pela ajuda mais que especial com a geoquímica. À Daniel Miranda, Eduardo Grissolia e Basílio Elesbão, pelos conselhos e ensinamentos. À Linda Lucena, por todo apoio e pelas dicas sobre como conciliar o trabalho e os estudos.

Agradeço também às minhas amigas, Lis, Bruna e Bia, verdadeiras irmãs que a vida me deu. À Paula, Rafa, Luty e Sam, por todas as trocas, risadas e histórias que seguimos criando. À Diogo, que chegou quase na reta final e deixou tudo mais interessante.

Por fim, agradeço aos maiores presentes que a geologia vem me dando: os amigos. Bahuan, Victor, Tamara, Rogério (meu herói do ArcGis), Nívia, Madazinha, Luiza, Lorena, Fabrício, Natal, Juliana, Alberto, Memis, Liz, o grupo dos formandos 19/20/21 e os misteriosos Manso, Airton, Lane, João, Gab (vulgo bb), Guido e Jesus, obrigada por terem feito essa jornada tão bonita de viver!

RESUMO

Granitos alcalinos são conhecidos por possuírem grande variedade petrográfica e litoquímica, e podem ser formados em diferentes condições e contextos geotectônicos. Estão comumente associados a processos extensionais ou anorogênicos, e possuem elevados teores de álcalis em sua composição. Em 1990, Figueirôa e Silva Filho identificaram corpos de granitoides alcalinos nas proximidades da cidade de Petrolina, estado de Pernambuco. De acordo com as relações de campo e análises geoquímicas, a Suíte Metagranítica Petrolina foi considerada produto de magmatismo pós-tectônico ocorrido durante o orosiriano, e classificada como alcalina enriquecida em ferro, de natureza potássica e metaluminosa. O afloramento-tipo, aonde a suíte vem sendo descrita e estudada ao longo dos anos, está localizado numa pedreira abandonada às margens da BR-407, a noroeste da cidade. O afloramento é constituído por duas litofácies, sendo a predominante caracterizada como uma rocha cinza de granulação média a grossa, com foliação compatível com o trend regional. Possui composição mineralógica dada por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. Microscopicamente podem ser identificados zircão, apatita, allanita, ilmenita e anfibólio alcalino como minerais acessórios, biotita, titanita, epidoto e carbonatos como produtos de alteração ou substituição, além de características que sugerem a ocorrência de metamorfismo em condições de temperatura e pressão relacionadas à fácies xisto verde a anfibolito baixo. A segunda litofácia pode ser encontrada em forma de bolsões na rocha cinza, com composição mineral dada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e hornblenda. Ao microscópio, também são identificados allanita, apatita e ilmenita, além de epidoto e titanita. Análises geocronológicas realizadas pelo método U-Pb no SHRIMP da Universidade de São Paulo indicaram uma idade de 2155 ± 4 Ma para a rocha cinza da suíte. Posteriormente, um acréscimo de dados analíticos obteve a idade de 2161 ± 8 Ma, interpretada como idade de cristalização. Os dados de campo, geoquímicos e geocronológicos obtidos para a suíte permitem sugerir que sua colocação estaria relacionada a um evento magmático pós-tectônico ocorrido na Paleoplaca Sobradinho, devido ao relaxamento do orógeno.

Palavras-chave: Suíte Metagranítica Petrolina; Geocronologia; Paleoplaca Sobradinho.

ABSTRACT

Alkaline granites are known to have a large petrographic and lithochemical variety, and can be formed in different conditions and geotectonic contexts. They are commonly associated with extension or anorogenic processes, and have high levels of alkali in their composition. In 1990, Figueirôa and Silva Filho identified alkaline granite bodies near the city of Petrolina, state of Pernambuco. According to the field relations and geochemical analyzes, the Petrolina Metagranitic Suite was considered a product of post-tectonic magmatism that occurred during the Orosirian, and classified as iron-enriched alkaline, of a potassium, metaluminous nature. The outcrop-type, where the suite has been described and studied over the years, is located in an abandoned quarry on the banks of BR-407, northwest of the city. The outcrop consists of two lithofacies, the predominant being characterized as a gray rock of medium to coarse grained, with foliation compatible with the regional trend. It has mineralogical composition given by alkaline feldspar, quartz, plagioclase, hornblende and biotite. Microscopically, zircon, apatite, allanite, ilmenite and alkaline amphibole can be identified as accessory minerals, biotite, titanite, epidote and carbonates as alteration or replacement products, in addition to characteristics that suggest the occurrence of metamorphism in temperature and pressure conditions related to facies green shale to lower amphibolite. The second lithoface can be found in the form of pockets in gray rock, with mineral composition given by quartz, plagioclase, potassium feldspar, biotite and hornblende. Under the microscope, allanite, apatite and ilmenite, as well as epidote and titanite, are also identified. Geochronological analyzes performed by the U-Pb method at the SHRIMP of the University of São Paulo indicated an age of 2155 ± 4 Ma for the gray rock of the suite. Subsequently, an increase in analytical data reached the age of 2161 ± 8 Ma, interpreted as the age of crystallization. The field data, geochemical and geochronological data obtained for the suite allow us to suggest that its placement would be related to a post-tectonic magmatic event that occurred in the Sobradinho Paleoplate, due to the relaxation of the orogen.

Keywords: Petrolina Metagranitic Suite; Geochronology. Sobradinho Paleoplate.

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1:

- Figura 1.1** - Contexto geotectônico esquemático da porção norte do Cráton do São Francisco, e sua divisa com outras unidades. A estrela vermelha representa o local aproximado onde a SMP é encontrada aflorante (Modificado de Caxito, 2013). 15
- Figura 1.2** – Mapa de localização da área de estudo. 17

Capítulo 2:

- Figura 2.1** - Mapa simplificado do CSF (Galvão, 2017; modificado de Delgado et al., 2003). Área de estudo representada pelo quadrado vermelho. 19
- Figura 2.2** – Modelo esquemático para a disposição das paleoplacas arqueanas, cuja movimentação (indicada pelas setas) teria ocasionado a Orogenia Riacciana e a consolidação do norte do Cráton do São Francisco. As interrogações indicam ausência de informações precisas acerca dos limites entre as paleoplacas Gavião e Sobradinho (Modificado de Alckmin e Noce, 2006, in: Heilbron et al., 2016) 20
- Figura 2.3** - Diagramas discriminantes (Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989) aplicados para caracterização de granitos “tipo A” (Adaptado de Ring, 1999). 26
- Figura 2.4** – Séries de decaimento radioativo dos isótopos ^{238}U e ^{235}U (Modificado de Allègre, 2008; Voll, 2015). 30
- Figura 2.5** – Diagrama de concórdia com os desvios relativos que podem ser encontrados no sistema U-Pb (Harrison et al., 2002). 31
- Figura 2.6** – Desenho esquemático de um espectrômetro de massa (Sato et al., 2002). 33

Capítulo 3:

- Figura 3.1** – Contexto geotectônico esquemático da porção norte do Cráton do São Francisco, e sua divisa com outras unidades. O ponto vermelho representa o local aproximado onde a SMP é encontrada aflorante (Modificado de Caxito, 2013). 39
- Figura 3.2** – Mapa de localização do afloramento-tipo da SMP (elaborado por Daniella Macedo). 40
- Figura 3.3** – Recorte dos mapas geológicos das Folhas Petrolina e Itamotinga, onde a SMP é encontrada aflorante (modificado de Macedo et al., 2019; Sobrinho et al., 2019), com destaque para a área de estudo (afloramento-tipo). 42

Figura 3.4 – A) Afloramento-tipo da SMP, localizado em pedreira abandonada; B) Litofácia 1, cinza, predominante no afloramento e cortada por veios pegmatíticos (exemplo delimitado em amarelo) de direções N015° e N055°0; (C) Amostra da litofácia 1 (AD13A); D) Bolsão da litofácia 2 (delimitado em amarelo), visível dentro da litofácia 1; E) Aspecto pegmatítico visível no centro do bolsão da litofácia 2; e F) Amostra da litofácia 2 (AD13B)..... 47

Figura 3.5 – Fotomicrografias das lâminas da litofácia 1, onde (A) Visão geral da rocha, onde se pode observar seu aspecto inequigranular e a predominância de microclina (Mc) pertítica e quartzo (Qz) com extinção ondulante, principais representantes da microestrutura granoblástica granular; (B) Grãos alongados de quartzo, microclina e plagioclásio (Pl) mimerquítico; (C) aspecto granular da rocha, onde se pode observar a presença de apatita (Ap) e Ilmenita (Ilm); (D) Grãos de microclina, quartzo e plagioclásio com mimerquita, (E) Grãos de hornblenda orientados segundo direção preferencial, marcando a microestrutura nematoblástica; (F) grão de Allanita (Aln) com borda de reação para epidoto (Ep), em contato com grão de anfibólio alcalino (Anf); (G) Grãos de ilmenita com borda de reação para titanita (Ttn), em contato com hornblenda e zircão (Zr); e (G) grãos de ilmenita. (A), (B), (C) e (D) obtidas com nicóis cruzados. (E), (F) e (G) obtidas sem nicóis cruzados. (H) obtida em luz refletida. 50

Figura 3.6 – Fotomicrografias da litofácia 2, onde (A) visão geral da rocha, onde é possível observar seu aspecto granular, com grãos de microclina (Mc) e quartzo (Qz) alongados; (B) Visão geral da rocha, mostrando presença de apatita (Ap), microclina e quartzo; (C) Mimerquita em contato com microclina pertítica, quartzo; (D) Visão geral da lâmina mostrando predominância de microclina pertítica, quartzo com extinção ondulante forte e presença de hornblenda (Hbl); (E) Hornblenda sendo alterado para biotita (Bt), em contato com ilmenita (Ilm); (F) Hornblenda sendo alterado para biotita, em contato com ilmenita com bordas de alteração para titanita (Ttn); (G) Ilmenita com bordas de reação para titanita e epidoto; e (H) Ilmenita. Fotomicrografias (A), (B), (C) e (D) obtidas com nicóis cruzados. Fotomicrografias (E), (F) e (G) Obtidas sem nicóis cruzados. Fotomicrografia (H) obtida em luz refletida..... 53

Figura 3.7 – Composições modais obtidas em lâminas petrográficas plotadas no diagrama QAP, proposto por Streckeisen (1976). A estrela vermelha corresponde à composição modal média das lâminas descritas para a litofácia 1, enquanto a estrela verde corresponde à amostra da litofácia 2..... 54

Figura 3.8 – Diagramas de Frost et al. (2001) gerados a partir dos dados de Teixeira (2013), onde pode-se observar em (A) o enriquecimento em ferro para as amostras da litofácia 1, e em (B), a evolução do magmatismo de termos alcalinos até calcioalcalinos..... 55

Figura 3.9 – Diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos maiores das amostras da SMP analisadas por Teixeira (2013). 60

Figura 3.10 - Diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos traço das amostras da SMP analisadas por Teixeira (2013).	61
Figura 3.11 – Diagramas multielementares para (A) elementos traço (Wood et al., 1979) e (B) ETR normalizado pelo condrito (Boynton, 1984), gerados a partir dos dados de Teixeira (2013) para a SMP.	61
Figura 3.12 – Diagramas petrogenéticos de Whalen et al. (1987) com as amostras da SMP analisadas por Teixeira (2013).	62
Figura 3.13 – Diagramas discriminantes para ambientes tectônicos, onde (A) Diagrama Rb/(Y+Nb), proposto por Pearce et al. (1996) e (B) Diagrama Y-Nb-3Ga (Eby, 1992) para distinção entre granitoides tipo A1 e A2.	63
Figura 3.14 – Imagem de catodoluminescência dos 84 grãos de zircão selecionados para análise, dos quais, 18 foram selecionados para datação (numerados em vermelho). Os círculos amarelos indicam o local onde foi feita a análise, evidenciando que alguns grãos tiveram seus núcleos datados, enquanto outros, suas bordas.	64
Figura 3.15 - Diagrama da idade concordante com os dados geocronológicos da amostra AD13A obtidos por Lopes (2019).	67
Figura 3.16 - Diagrama do cálculo da idade concordante (Lopes, 2019). A elipse vermelha representa a superposição das elipses dos dados isotópicos U/Pb dos cinco grãos de zircão mais concordantes entre si para a amostra AD13A.	68
Figura 3.17 - Diagrama da idade concordante com os dados geocronológicos completos gerados a partir da média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os dados mais concordantes.	68
Figura 3.18 - Diagrama da idade concordante com os dados geocronológicos da amostra AD13A.	69
Figura 3.19 - Diagrama do cálculo da idade concordante para todas as amostras analisadas. A elipse azul representa a superposição das elipses dos dados isotópicos U/Pb dos cinco grãos de zircão mais concordantes.	69
Figura 3.20 - Diagrama da média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os dados mais concordantes.	70
Figura 3.21 – (A) Modelo esquemático para a disposição das paleoplacas arqueanas, cuja movimentação (indicada pelas setas) teria ocasionado a Orogenia Riacciana e a consolidação do norte do Cráton do São Francisco. As interrogações indicam ausência de informações precisas acerca dos limites entre as paleoplacas Gavião e Sobradinho (Modificado de Alckmim e Noce, 2006, in: Heilbron et al., 2016); (B) Modelo evolutivo proposto para a colocação da SMP (em rosa), onde (I) ilustra estágio inicial da convergência entre as Paleoplacas Serrinha e Sobradinho, (II) ilustra estágio mais avançado da colisão, com ocorrência de subducção, (III) ilustra estágio colisional e (IV) ilustra momento pós-colisional, onde o colapso do orógeno ocasiona um relaxamento na área, com distensões e instalação de falhamentos que permitem a	

instalação de granitoides pós-colisionais, quando em 2.16 Ga a SMP se instala na Paleoplaca Sobradinho. Escalas meramente ilustrativas. 76

LISTA DE TABELAS

Capítulo 2

Tabela 2.1 - Características dos granitos tipo S, A e I (Adaptado de Gill, 2009).....	25
--	----

Capítulo 3

Tabela 3.1 - Composição modal em porcentagem das amostras petrográficas correspondente à litofácies 1 da SMP.....	54
Tabela 3.2 - Composição modal em porcentagem da amostra petrográfica correspondente à litofácies 2 da SMP.....	54
Tabela 3.3 - Dados químicos obtidos por Teixeira (2013) para as amostras da SMP (Modificado de Teixeira, 2013).....	56
Tabela 3.4 - Dados isotópicos obtidos para a amostra AD13A.....	67

LISTA DE APÊNDICES

APÊNDICE A

Tabela com os dados geoquímicos brutos obtidos por Teixeira (2013).....	94
---	----

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A

Regras de Formatação – Journal of the Geological Survey of Brazil.....	98
--	----

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO GERAL.....	15
CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE	18
2.1 Contexto Geológico Regional.....	18
2.2 Suíte Metagranítica Petrolina.....	22
2.3 Granitos Alcalinos	24
2.4 Geocronologia.....	27
CAPÍTULO 3 – ARTIGO	34
3.1 Introdução	38
3.2 Contexto Geológico Regional.....	41
3.3 Materiais e Métodos.....	44
3.4 Resultados	46
3.5 Discussões.....	70
3.6 Conclusões	77
3.7 Agradecimentos	78
3.8 Referências.....	79
CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	86
APÊNDICE A	94
ANEXO A.....	98

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

A Suíte Metagranítica Petrolina (SMP) foi descrita pela primeira vez por Figueirôa e Silva Filho, em 1990, durante mapeamento geológico da Folha Petrolina, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Ela está localizada nas proximidades da cidade de Petrolina, Estado de Pernambuco, sendo geologicamente representada por stocks intrusivos na suíte neoarqueana Juazeiro-Lagoa do Alegre, parte norte do Cráton do São Francisco (Figura 1.1).

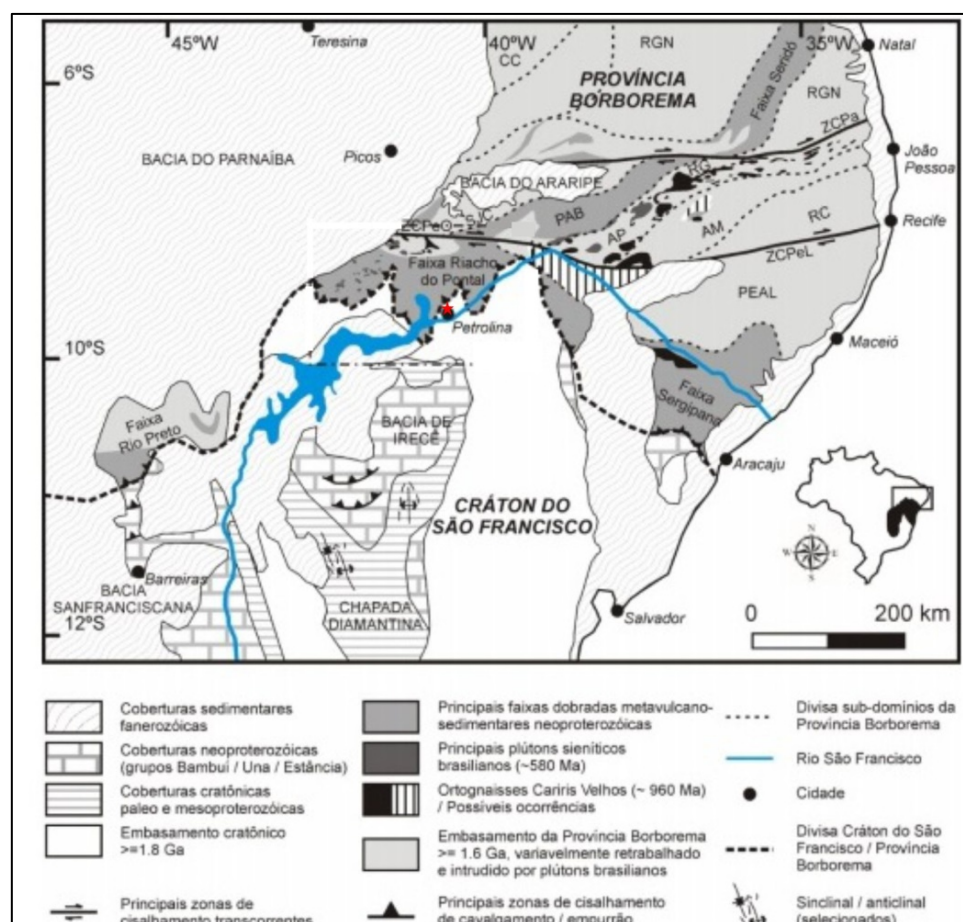


Figura 1.1 - Contexto geotectônico esquemático da porção norte do Cráton do São Francisco, e sua divisa com outras unidades. A estrela vermelha representa o local aproximado onde a SMP é encontrada aflorante (Modificado de Caxito, 2013).

A rocha foi classificada por Teixeira (2013) como um granito alcalino típico de ambiente distensivo, cuja colocação estaria relacionada a um evento magmático orosiriano, do tipo tardi a pós-tectônico (Souza et al., 2003;). Outras ocorrências deste granitoide foram descritas durante mapeamento da Folha Itamotinga (Gomes et al., 1990; Sobrinho et al., no prelo), realizado pela CPRM.

No ano de 2018, a CPRM deu início ao Projeto Gavião, cujo objetivo principal é estudar sob aspectos geológicos, geofísicos e geocronológicos algumas partes da Paleoplaca Gavião (Sensu Cruz et al., 2016), componente do embasamento do Cráton do São Francisco. Nesse contexto, a SMP virou objeto de estudo deste Trabalho Final de Graduação (TFG) e novos dados vêm sendo encontrados.

Com o objetivo de entender suas características geoquímicas e posicionamento estratigráfico, este trabalho busca fazer uma reinterpretação dos dados geoquímicos obtidos por Teixeira (2013) e de dado geocronológico obtido por Lopes (2019) para a SMP, além de apresentar um refinamento e inclusão de dados analíticos geocronológicos.

O estudo tem como base o afloramento-tipo da SMP (Figueirôa e Silva Filho, 1990; Angelim, 1997; Loureiro et al., no prelo; Macedo et al., no prelo), geograficamente localizado em uma pedreira desativada às margens da BR-407, atualmente sob responsabilidade da Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Parnaíba (CODEVASF), cerca de 5 km a noroeste da cidade de Petrolina, (Figura 1.2).

O volume deste TFG está estruturado da seguinte forma:

No **capítulo 1** é apresentada a SMP, seu contexto geológico, a localização geográfica do afloramento-tipo, a justificativa e a importância desta pesquisa.

O **capítulo 2** traz a base teórica acerca do objeto de estudo e temas relacionados.

O **capítulo 3** consiste em artigo científico que será submetido ao “*Journal of the Geological Survey of Brazil*”, *Qualis CAPES B4*.

O **capítulo 4** traz as conclusões e recomendações referentes ao TFG, mostrando as possibilidades de estudos futuros.

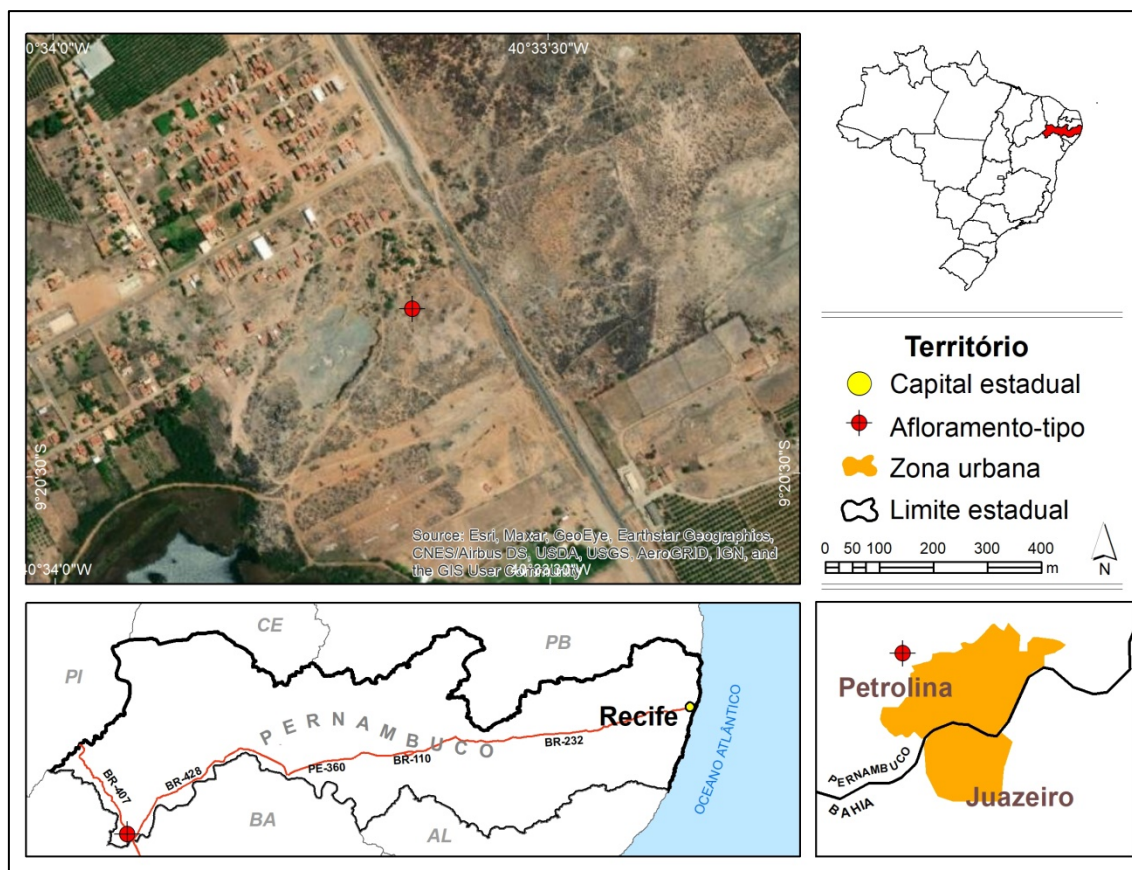


Figura 1.2 – Mapa de localização da área de estudo.

CAPÍTULO 2

ESTADO DA ARTE

A Suíte Metagranítica Petrolina está geologicamente inserida na porção setentrional do Cráton do São Francisco (CSF), reconhecida como Paleoplaca Sobradinho (Hartmann e Delgado, 2001), ou como porção norte da Paleoplaca Gavião (Cruz et al., 2016). Ela aflora como um sistema de corpos graníticos intrusivos na Suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre, compondo o embasamento do Cráton.

Abaixo será brevemente introduzido o estado da arte para o contexto geológico regional e para a Suíte Metagranítica Petrolina, além de revisões de conceitos geológicos sobre granitos alcalinos e sobre geocronologia, utilizados neste Trabalho Final de Graduação.

2.1 Contexto Geológico Regional

2.1.1 Cráton do São Francisco

O CSF foi definido por Almeida (1977) como um segmento crustal consolidado no paleoproterozoico, bordejado por orógenos desenvolvidos durante o ciclo Brasileiro – as faixas Sergipana, Rio Preto e Riacho do Pontal, a norte e nordeste (Inda e Barbosa, 1978; Brito Neves et al., 2000), o cinturão Araçuaí, a sul (Almeida, 1977) e a faixa Brasília, a oeste (Almeida, 1969).

A estruturação do CSF setentrional teria ocorrido a partir da colisão unidades tectônicas então denominadas como Blocos (Figura 2.1), durante o paleoproterozoico: o

Bloco Gavião ou Sobradinho (Hartmann e Delgado, 2001), o Bloco Serrinha e o Bloco Jequié (Barbosa e Sabaté, 2002). Dessa colisão, haveria a formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa e Sabaté, 2002; Barbosa et al., 2012), consolidando o embasamento da região norte do CSF. Posteriormente, Cruz et al. (2016) reinterpretou as unidades tectônicas arqueanas, classificando-as como Paleoplacas.

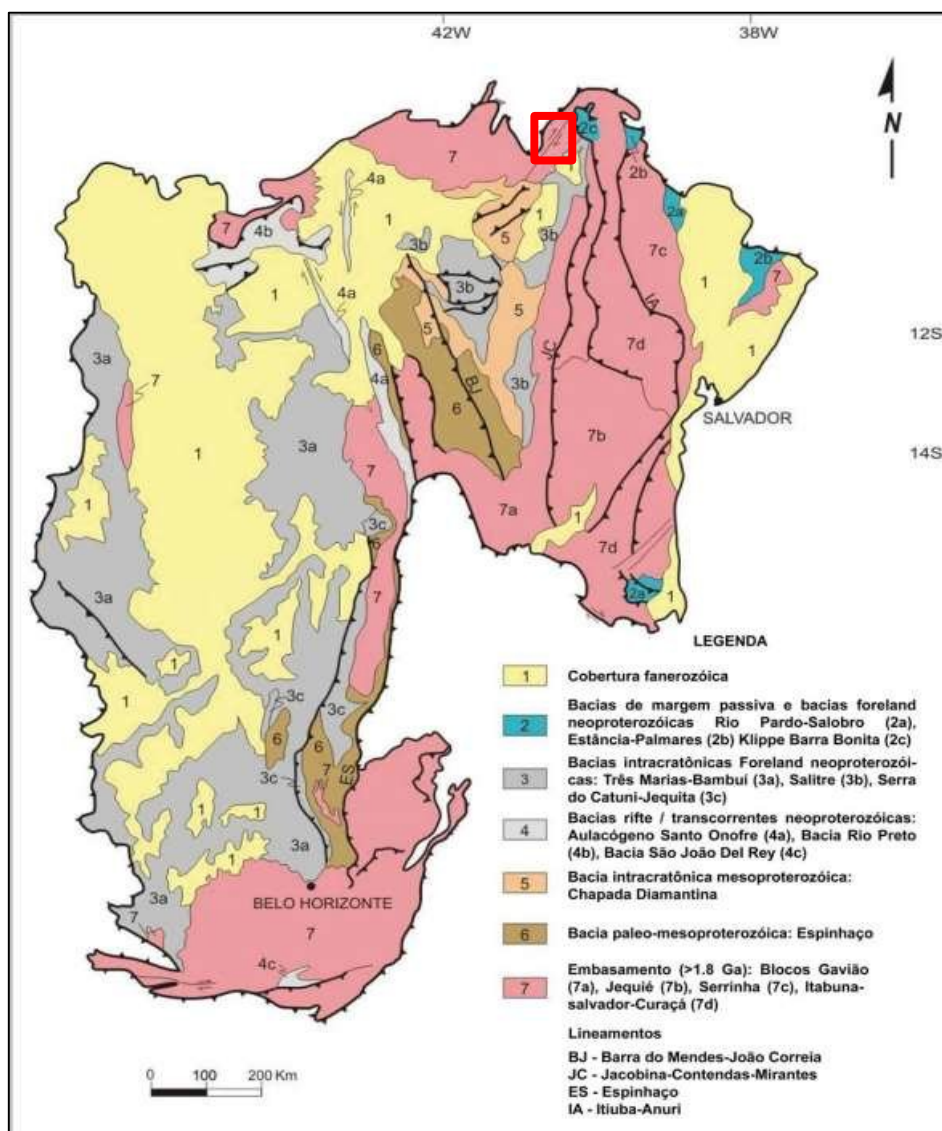


Figura 2.1 - Mapa simplificado do CSF (Galvão, 2017; modificado de Delgado et al., 2003). Área de estudo representada pelo quadrado vermelho.

A constituição da porção norte do CSF e a dinâmica da movimentação das paleoplacas, entretanto, ainda não é muito bem determinada. Barbosa et al. (2012) descrevem o segmento norte do Bloco Gavião como sendo o Bloco Sobradinho, considerando, dessa forma, que o segundo seria um prolongamento para norte do primeiro. Dantas et al. (2013), por sua vez, descrevem a Paleoplaca Sobradinho como um micro continente que, durante o paleoproterozoico, foi aglutinado ao paleocontinente São Francisco. Conforme se pode observar na Figura 2.2, a relação de contato ou os limites entre os dois seguimentos ainda não são muito bem compreendidos.

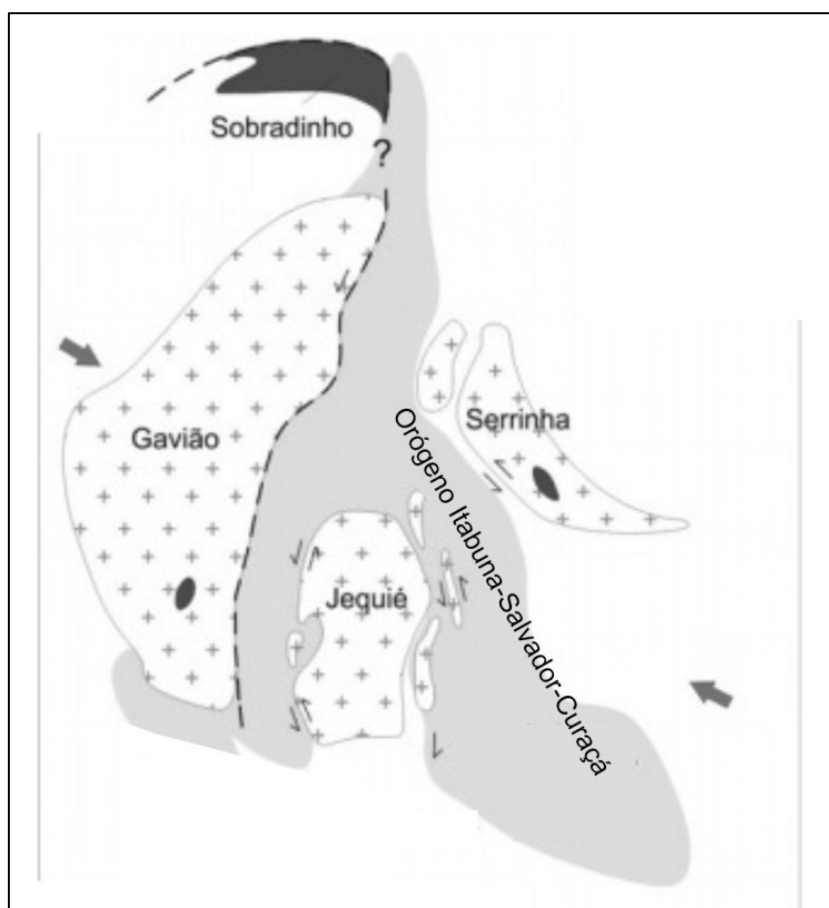


Figura 2.2 – Modelo esquemático para a disposição das paleoplacas arqueanas, cuja movimentação (indicada pelas setas) teria ocasionado a Orogenia Riacciana e a consolidação do norte do Cráton do São Francisco. As interrogações indicam ausência de informações precisas acerca dos limites entre as paleoplacas Gavião e Sobradinho (Modificado de Alckmin e Noce, 2006, in: Heilbron et al., 2016)

2.1.2 Paleoplaca Sobradinho

A Paleoplaca Sobradinho (Hartmann e Delgado, 2001) é constituída predominantemente por rochas arqueanas de composição TTG do Complexo Sobradinho-Remanso, migmatizadas e metamorfizadas em fácies anfibolito e contendo enclaves máficos e níveis calcissilicáticos (Loureiro et al., no prelo). Adicionalmente, sequências metavulcanossedimentares arqueano-paleoproterozóicas, enxames de diques máficos e ultramáficos e intrusões graníticas (Figueiroa e Silva Filho, 1990; Loureiro et al., no prelo; Macedo et al., no prelo) também são encontradas compondo este bloco arqueano.

2.1.3 Complexo Sobradinho-Remanso

De acordo com Macedo et al. (no prelo), o Complexo Sobradinho-Remanso é constituído por rochas ortognáissicas migmatizadas, compostas por bandas tonalíticas, granodioríticas e graníticas e reequilibradas em fácies anfibolito (Azevedo Gomes et al., 1990; Barbosa et al., 2012). Adicionalmente, podem ser encontradas rochas supracrustais e rochas intrusivas, provenientes de fusão dos ortognaisses (Loureiro et al., no prelo; Macedo et al., no prelo).

Figueirôa & Silva Filho (1990) descrevem a ocorrência de enclaves máficos e de níveis calcissilicáticos nos paleossomas das rochas migmatizadas. Macedo et al. (no prelo) identificaram a ocorrência desses enclaves em forma de lentes, níveis e massas ovoides boudinadas, concordantes com a orientação regional e truncados por massas leucossomáticas. Além disso, este autor descreve o mesossoma como sendo de natureza

tonalítica a granodiorítica e o leucossoma, de composição sienogranítica a monzogranítica.

Análises geocronológicas (zircão U/Pb em SHRIMP) realizadas por Dantas et al. (2010) encontraram a idade de 3537 ± 8 Ma (MSWD = 48), confirmando o domínio arqueano para as rochas do Complexo (Macedo et al., no prelo).

2.1.4 Suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre

A Suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre é considerada a rocha encaixante da Suíte Metagranítica Petrolina. É caracterizada por sua ampla distribuição no domínio Sobradinho e por seu bandamento ortognaíssico migmatizado (Loureiro et al., no prelo).

Souza (1979) descreveu e distribuiu as rochas componentes da Suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre em duas litofácies. A primeira é composta por diatexitos que intrudem o Complexo Remanso-Sobradinho, enquanto a outra corresponde a um augengnaisse individualizado. Adicionalmente, Loureiro et al. (no prelo) descrevem a Suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre como sendo composta por três litofácies migmatizadas predominantes: ortognaisses, augenortognaisses e ortognaisses leucocráticos.

O grau metamórfico identificado por Loureiro et al. (no prelo) para tais rochas é de fácies xisto verde a anfibolito médio. Teixeira (2013) as caracteriza geoquimicamente como ricas em magnésio, calcioalcalinas, potássicas e peraluminosas, típicas de ambiente de subducção. Xenólitos dos outros constituintes da Paleoplaca Sobradinho podem ser encontrados, bem como intrusões graníticas (Macedo et al., no prelo).

2.2 Suíte Metagranítica Petrolina

Figueirôa e Silva Filho (1990), durante projeto de mapeamento geológico da Folha Petrolina realizado em conjunto pela CPRM e pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), identificaram e descreveram pela primeira vez a Suíte Metagranítica Petrolina. Utilizaram como afloramento-tipo uma pedreira abandonada localizada às margens da BR-407, nas proximidades da cidade de Petrolina. O litotipo encontrado foi descrito como um álcali-feldspato granito com ferrohastingsita, cuja colocação estaria relacionada a um evento deformacional transcorrente.

Gomes (1990), realizando o mapeamento da Folha Itamotinga – adjacente à Folha Petrolina - para o mesmo projeto, identificou a existência de rocha semelhante, a qual denominou de álcaligranito com ferro-hastingsita. Em concordância com Gomes (1990), na oportunidade de um novo mapeamento da Folha Petrolina, Angelim (1997) adotou a designação de suíte para o agrupamento de corpos graníticos, e sugeriu uma idade paleoproterozoica para a sua colocação.

Posteriormente, em 2001, a CPRM realizou o Projeto Aracaju, cujo mapeamento em escala 1:500.000 descreveu esta suíte como ferro-hastingsita alcaligranito e sienogranito, e sugeriu um provável quimismo peralcalino para a mesma (Angelim et al., 2001). Souza et al. (2003), no desenvolvimento do Mapa Geológico do Estado da Bahia pela CPRM, sugeriram para este granitoide uma idade orosiriana, relacionando a suíte com granitoides de colocação tardi a pós-tectônica.

Nos anos posteriores, a CPRM executou três projetos na área aflorante da SMP. O primeiro deles, o projeto Médio São Francisco, sugeriu que o granitoide foi metamorfizado em fácies xisto verde, e relatou a existência do anfibólio hastingsita preservado, o que confirmaria a sua natureza intrusiva (Loureiro et al., no prelo). Neste mesmo projeto, Teixeira (2013) classifica geoquimicamente a suíte como enriquecida em FeO, definida como Fe₂, de natureza potássica, metaluminosa e rica em álcalis, cuja

origem estaria relacionada a magmatismo alcalino tipo A2, segundo a classificação de Eby (1992).

Os dois projetos mais recentes, Remanso-Sobradinho (Macedo et al., no prelo) e Chorochó-Macururé (Melo et al., no prelo) deram continuidade às interpretações feitas pelo Projeto Médio São Francisco, no mapeamento da Folha Petrolina, e por Gomes (1990), no mapeamento da Folha Itamotinga. Macedo et al. (no prelo), entretanto, sugerem que a colocação da SMP estaria relacionada ao evento transtraccional do Estateriano, ocorrido há cerca de 1.74 Ga.

Durante o Projeto “Evolução Tectônica e Metalogenética do Bloco Gavião” pela CPRM, Lopes (2019) datou uma amostra proveniente do afloramento-tipo da SMP, encontrando a idade de 2155 ± 4 Ma. A partir deste dado e das interpretações geoquímicas feitas previamente por Teixeira (2013), Lopes (2019) sugeriu que a colocação do granitoide alcalino de natureza intra-placa poderia ser explicada pela ocorrência de campos extensionais localizados, temporalmente relacionados ao evento orogênico Riacciano, observado regionalmente em todo o Cráton do São Francisco.

2.3 Granitos Alcalinos

Shand (1951) dividiu os granitoides em três tipos, de acordo com suas características químicas: peraluminosos (tipo S), peralcalinos (tipo A) e metaluminosos (tipo I). As principais características de cada tipo foram definidas por Chappell e White (1974) e encontram-se na tabela 2.1.

O termo “tipo A” foi definido por Loiselle e Wones (1979) para um grupo de rochas graníticas de origem anorogênica, formadas em condições anidras e com composição majoritariamente alcalina, tendo sido aplicado pela primeira vez por Collins (1982), para um grupo de rochas ricas em álcalis, encontradas na Austrália.

	TIPO S	TIPO A	TIPO I
Características Químicas	$[Al_2O_3]_{mol} > [Na_2O]_{mol} + [K_2O]_{mol} + [CaO]_{mol}$	$[Na_2O]_{mol} + [K_2O]_{mol} > [Al_2O_3]_{mol}$	$[Na_2O]_{mol} + [K_2O]_{mol} < [Al_2O_3]_{mol} < [Na_2O]_{mol} + [K_2O]_{mol} + [CaO]_{mol}$
Minerais Característicos	Moscovita e minerais ricos em Al	Biotita rica em Fe e piroxênios/anfibólios alcalinos	Hornblenda e biotita
Tipos de rocha representantes	Leucogranitos com alto teor de SiO ₂	Granitóides com alto teor de SiO ₂ , associados a sienitos	Rochas com grande variação no teor de SiO ₂ (básicas a ácidas)
Razão (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀	0.704 – 0.706	0.708 – 0.765	0.702 – 0.717

Tabela 2.1 - Características dos granitos tipo S, A e I (Adaptado de Gill, 2009).

Whalen (1987) usou os trabalhos de Collins (1982) como base para discutir as principais características litoquímicas dos granitos “tipo A”, a partir da aplicação de diagramas discriminantes que utilizam as relações Ga/Al, Zr+Ce+Y e Zr+Nb+Ce+Y (Figura 2.2). Trabalhos posteriores, como os de Sylvester (1989) analisaram os ambientes relacionados à formação dos granitos “tipo A”, tendo em vista as diferentes características petrográficas e litoquímicas até então definidas para este grupo de rochas.

Trabalhos como os de Lameyre e Bowden (1982), Liégeois et al. (1998) e Bonin et al. (1998) consideram a existência de duas associações descritivas principais para as diferenças petrográficas identificadas em granitos “tipo A” (Martin e Bonin, 1976; Nardi, 1991; Bonin et al., 1998; Dall’Agnol et al., 1999; Gualda, 2001), sendo elas:

- a) Associação alcalina, composta majoritariamente por feldspato alcalino e quartzo, além de plagioclásio, anfibólios ricos em cálcio e/ou sódio, biotita e piroxênios ricos em cálcio. Também podem ser encontrados zircão, allanita, fluorita, apatita e óxidos como minerais acessórios.
- b) Associação aluminosa, composta por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, majoritariamente, além de biotita, muscovita, anfibólios ricos em

cálcio. Granada, zircão, apatita, allanita, titanita e óxidos podem ocorrer como minerais acessórios.

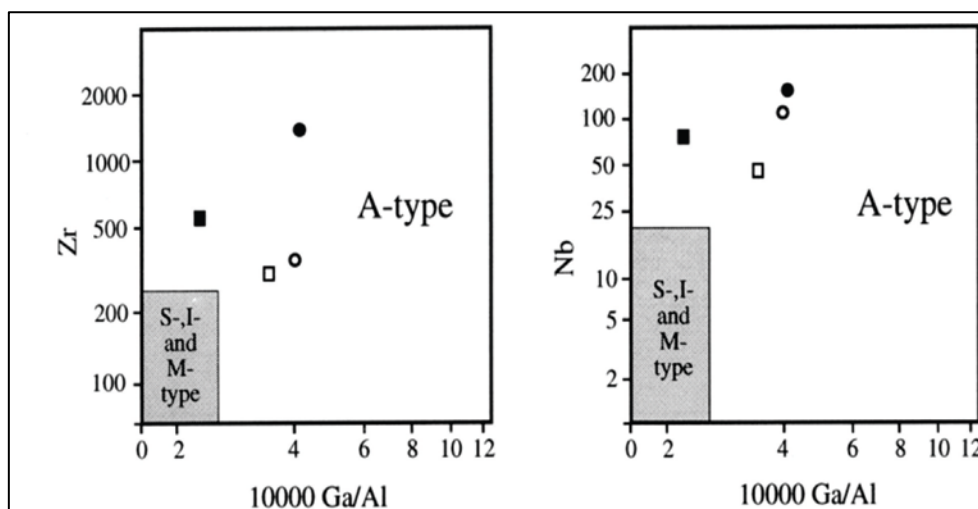


Figura 2.3 - Diagramas discriminantes (Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989) aplicados para caracterização de granitos “tipo A” (Adaptado de Ring, 1999).

Frost et al. (2001) sugerem uma classificação química para rochas graníticas, tendo como base os índices MALI, que as dividem em alcalinas, álcali-cálcicas, calcioalcalinas e cálcicas. Além disso, permite uma classificação com base na relação entre álcalis e alumínio, definindo a rocha como peraluminosa, metaluminosa ou peralcalina.

Anderson e Bender (1989) sugeriram que os granitos alcalinos se formam tanto em condições oxidantes, quanto redutoras, tendo sido posteriormente corroborados por diversos trabalhos, como os de Dall’Agnol e Oliveira (2007), Cunha et al.(2016).

Diante de tais características, Dalan (2018) observou que a variedade de ambientes tectônicos relacionados a este grupo de rochas e as diferenças composicionais significativas definidas por geoquímica, sugerem que os granitoides alcalinos são formados a partir de processos específicos, de acordo com o ambiente onde são encontrados (Turner et al., 1992; Whalen, 2005; Dalan, 2018).

Eby (1992), por sua vez, dividiu os granitos “tipo A” em dois subgrupos: A1, cuja origem estaria relacionada à existência de uma pluma mantélica ou *hotspot*, em ambiente anorogênico e com contribuição de material basáltico, e A2, formado em ambientes tectônicos continentais extensionais.

Diante disso, quatro modelos genéticos diferentes foram propostos (Bonin, 2007; Nedelec e Bouchez, 2015):

- a) Diferenciação de um magma mantélico do tipo OIB, evoluindo para um magma mais alcalino a partir de contaminação e assimilação de material crustal;
- b) Interação entre magmas toleíticos continentais e material crustal;
- c) Fusão parcial de crosta continental empobrecida por outros eventos de fusão;
- d) Fusão de crosta metassomatizada aliada a fracionamento de magma basáltico.

Essa variedade fez Frost e Frost (2011) sugerirem, ainda, a substituição do termo “tipo A” por “granitos ferrosos”, tendo em vista os valores de ferro total encontrados em todas as classificações até então propostas. Nardi (2016), por sua vez, sugere uma classificação baseada em séries magmáticas, sendo os granitos “tipo A” correspondentes à série alcalina sódica saturada em sílica (Dalan, 2018).

2.4 Geocronologia

De acordo com o Glossário Geológico da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), vinculada a CPRM, geocronologia seria o

estudo do tempo geológico realizado a partir de datações de diferentes eventos geológicos. Tais datações podem ser classificadas como relativas ou absolutas.

As datações relativas são aquelas realizadas a partir de parâmetros como relações estratigráficas entre rochas e presença de fósseis, permitindo estabelecer uma relação temporal entre rochas e eventos geológicos, sem uma determinação de idade específica para os mesmos.

As datações absolutas, por sua vez, são aquelas que, baseadas nas razões isotópicas presentes nos minerais, conseguem estabelecer uma idade para as rochas e eventos geológicos. Esse processo tem como princípio básico a desintegração radioativa dos elementos químicos radioativos que podem ser encontrados na estrutura de alguns minerais, como o zircão (Finch et al., 2003).

2.6.1 Zircão

Finch et al. (2003) definem o zircão ($ZrSiO_4$) como um ortossilicato comumente encontrado como mineral acessório em todos os tipos de rocha. É caracterizado por sua forma prismática e por apresentar elevada resistência a processos externos, como intemperismo, metamorfismo e migmatização (Finch et al., 2003).

Os zircões ígneos possuem, em geral, entre 20 e 250 μm na sua maior dimensão e estão comumente associados a rochas de composição intermediária a saturada em sílica (Hoskin e Schaltegger, 2003). Internamente, apresentam zoneamentos de crescimento (Shore e Fowler, 1996), que para Fowler et al. (2002) podem ser uma resposta a processos que operam em todo o sistema onde o mineral está inserido.

De acordo com Klein e Hurlbut (1993), o zircão pode ser quimicamente caracterizado por apresentar, em média, 67,2% de ZrO_2 e 32,8% de SiO_2 em sua estrutura. Essa configuração pode ser alterada a partir da substituição do zircônio por outros elementos, como os radioativos urânio (U) e tório (Th), devido a similaridades em seus respectivos raios iônicos (Sabedot e Sampaio, 2002; Klein e Dutrow, 2012).

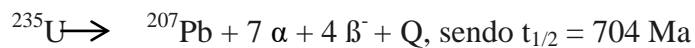
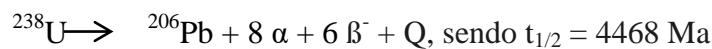
Tais características e propriedades do zircão, em especial, o de origem ígnea, fazem deste mineral um importante instrumento para os estudos de datação. Métodos geocronológicos, como o sistema de datação U-Pb, estudam e analisam as relações entre as concentrações de urânio e chumbo existentes nos grãos de zircão.

2.6.2 Sistema Isotópico U-Pb

O urânio é um elemento químico radioativo natural, cuja descoberta aconteceu em 1789 por Martin Klaproth (Schuettmann, 1989). Seus isótopos sofrem sucessivos decaimentos radioativos, responsáveis pela liberação de partículas alfa e beta e pela geração de isótopos intermediários (Faure, 1986).

Chamamos de meia-vida a taxa de decaimento de metade da massa de isótopos considerados. Ela depende do grau de instabilidade dos isótopos, e àqueles intermediários que são formados pelo processo possuem meia-vida mais curta que seus antecessores.

O urânio possui dois isótopos radioativos de maior interesse geocronológico: ^{238}U e ^{235}U . De acordo com Bourdon et al., 2003, as séries de decaimento desses isótopos permitem abranger os eventos geológicos ocorridos na Terra (Figura 2.3), conforme pode ser observado nas seguintes reações:



Onde ^{238}U , ^{206}Pb , ^{235}U e ^{207}Pb são os isótopos, α são as partículas alfa geradas, β^- são as partículas beta geradas, Q é a energia liberada pelo processo e $t_{1/2}$ é a meia-vida, em milhões de anos.

O sistema U-Pb analisa, portanto, as relações entre $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ encontradas nos grãos dos minerais analisados, e suas respectivas meias-vidas. Holmes (1911) foi o responsável por realizar os primeiros estudos utilizando a datação pelo sistema U-Pb, e sugerir a utilização do mineral zircão para o processo (Lewis, 2016).

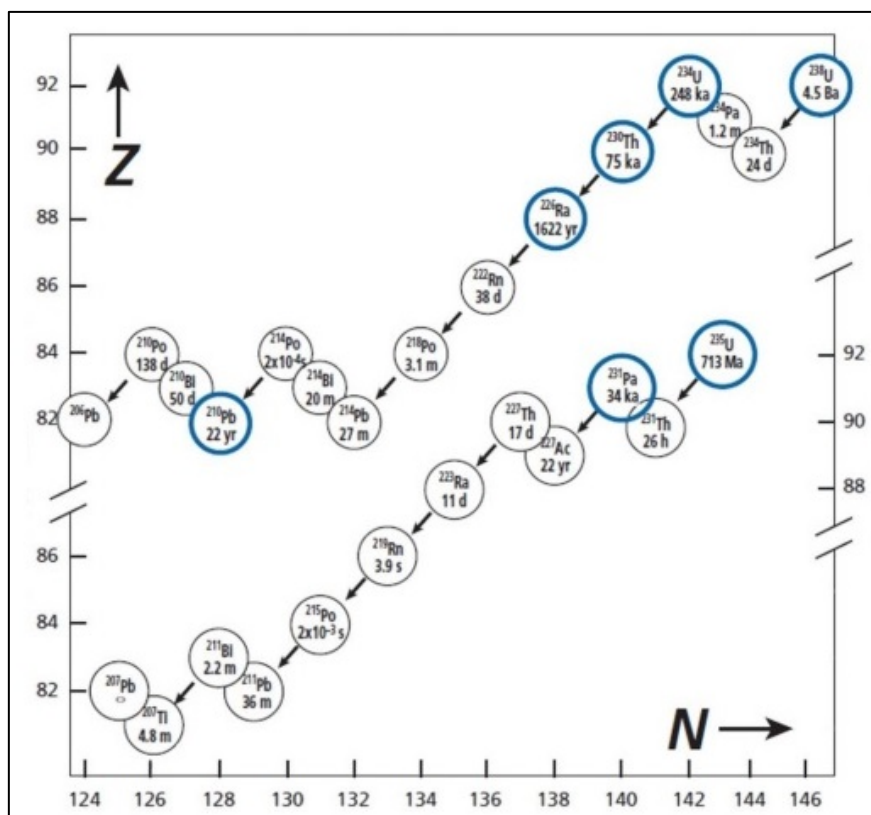


Figura 2.4 – Séries de decaimento radioativo dos isótopos ^{238}U e ^{235}U (Modificado de Allègre, 2008; Voll, 2015).

A similaridade entre os raios iônicos do urânio e do zircônio facilita que trocas sejam realizadas na estrutura cristalina do zircão. O mesmo não acontece com o chumbo, que possui um raio iônico maior. Sendo assim, todo chumbo encontrado na estrutura cristalina deste mineral seria proveniente de processos de decaimento radioativo (Finch et al., 2003).

Apesar de serem sistemas independentes, o decaimento dos dois isótopos de urânio são estudados em conjunto, para efeito comparativo. Em condições de sistema fechado, onde não ocorreram perturbações e trocas com o meio externo, as idades encontradas para as duas relações são coincidentes (Davis, William e Krogh, 2003).

Essa relação pode ser representada pelo diagrama concórdia (Wetherill, 1956). O comportamento da curva encontrada nesse diagrama permite interpretar a ocorrência de abertura e influências externas no sistema (Figura 2.4).

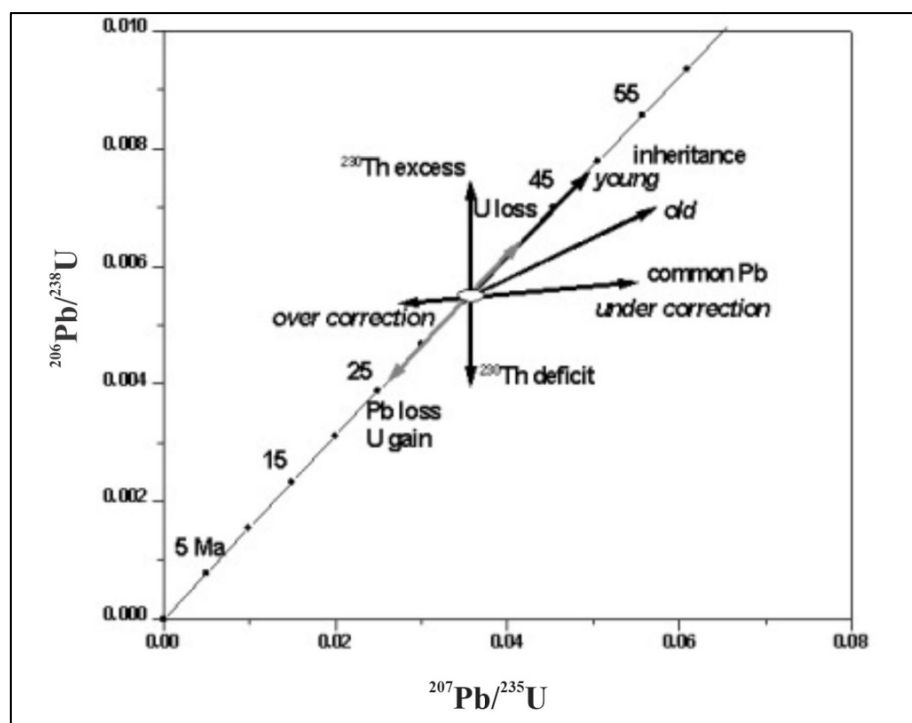


Figura 2.5 – Diagrama de concórdia com os desvios relativos que podem ser encontrados no sistema U-Pb (Harrison et al., 2002).

2.6.3 Espectrômetro de massa

A espectrometria de massa é um método analítico responsável por separar partículas de acordo com a razão entre suas cargas e massas, a partir de sua transformação em íons. Nesse contexto, os espectrômetros de massa são equipamentos capazes de fazer essa separação e gerar gráficos que medem os valores obtidos.

O primeiro espectrômetro de massa foi desenvolvido por Dempster, em 1918, que, seguindo os estudos de J.J. Thomson (1913) descobriu o isótopo ^{235}U . Nos anos subsequentes, Aston fez melhorias no equipamento e descobriu 212 outros isótopos naturais (Medeiros, 1999). Juntos, Dempster e Aston são responsáveis por nortear os conceitos adotados para o desenvolvimento dos espectrômetros de massa modernos.

A compartimentação do espectrômetro de massa pode ser bem entendida nos trabalhos de Hoffmann e Stroobant (2007) e está ilustrado na Figura 2.5. O equipamento é constituído, no geral, por um componente onde a amostra é colocada e onde sua pressão é reduzida para aquelas compatíveis com as do espectrômetro. Posteriormente, existe o compartimento onde as partículas da amostra são transformadas em íons em fase gasosa. Estes sofrem uma aceleração originada por um campo eletromagnético e seguem posteriormente para o analisador, onde ocorre a separação iônica. Por fim, ocorre a contagem dos íons, e os dados são computados e registrados no espectro de massa.

Existem três principais tipos de espectrômetro de massa sendo utilizados atualmente, descritos por Sato et al. (2002). O TIMS é caracterizado por apresentar alta precisão, mas é uma técnica limitada. O ICP-MS, por sua vez, apresenta alta precisão quando faz uso de sistema analisados eletrostático, magnético ou sistema de detecção multicoletor para análise de elemento em meio líquido. O SIMS, terceiro tipo de

espectrômetro, é o mais preciso entre os três e é o utilizado para a análise desenvolvida neste trabalho.

O SIMS é um espectrômetro de massa suportado por uma sonda iônica do tipo SHRIMP – *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*. É caracterizado por sua alta precisão e pela repetição do processo para cada isótopo de interesse, após a contagem iônica.

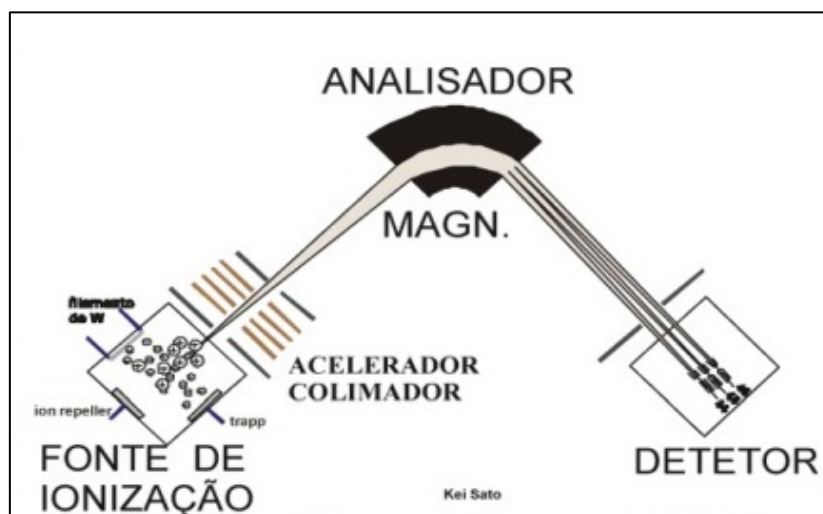


Figura 2.6 – Desenho esquemático de um espectrômetro de massa (Sato et al., 2002).

CAPÍTULO 3**ARTIGO**

*Artigo científico a ser submetido ao
Journal of the Geological Survey of Brazil – Qualis B4*

Suíte Metagranítica Petrolina: Magmatismo Alcalino de 2.16 Ga na Borda Norte do Cráton do São Francisco, Estado de Pernambuco, Brasil

Petrolina Metagranitic Suite: Alkaline magmatism at 2.16 Ga in north edge of the São Francisco Craton, State of Pernambuco, Brazil

Daniella Pascoal de Paiva Macedo^{1,2}, Carina Graciniana Lopes², André Azevedo Klumb Oliveira¹

¹Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Rua Barão de Geremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina, 40.170-290, Salvador, Bahia, Brasil.

²Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Ministério de Minas e Energia. Gerência de Geologia e Recursos Minerais (GEREMI). Superintendência Regional de Salvador, Av. Ulysses Guimarães, 2862, Sussuarana, 41.213-000, Salvador, Bahia, Brazil.

daniella.paiva@cprm.gov.br; carina.lopes@cprm.gov.br; andreklumb@ufba.br.

Resumo

A Suíte Metagranítica Petrolina está posicionada na borda norte do Cráton do São Francisco, na porção correspondente a Paleoplaca Sobradinho, onde pode ser encontrada intrusiva na suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre. Com base nas relações de campo descritas por estes autores, os litotipos componentes da suíte foram considerados produto do último evento magmático pós-tectônico na região, ocorrido no final do paleoproterozóico. O afloramento-tipo da suíte é constituído predominantemente por uma litofÁCie cinza, de granulação média a grossa, foliada, composta por microclina, quartzo, plagioclásio e hornblenda. Ao microscópio podem ser identificados anfibólio alcalino, apatita, allanita, ilmenita e zircão, além de biotita, epidoto e titanita como produto de alteração ou substituição. A segunda litofÁCie encontrada neste afloramento é constituída por rocha rosa de granulação grossa a pegmatítica, composta por quartzo, plagioclásio, microclina e minerais máficos. Microscopicamente são adicionalmente identificados allanita, apatita e ilmenita, além de epidoto, biotita e titanita como produto de alteração ou substituição. Ambas as litofÁCies apresentam feições de deformação compatíveis com fácies xisto verde a anfíbolito baixo. Quimicamente, a suíte é descrita como ferrosa, de natureza potássica, metaluminosa e com assinatura de magmatismo alcalino de ambiente distensivo pós-colisional. Análises geocronológicas apontaram a idade de 2161 ± 8 para a litofÁCie principal da suíte, interpretada como idade de cristalização da rocha. Ela permite relacionar temporalmente a colocação da suíte a um momento pós-colisional precocemente observado na Paleoplaca Sobradinho, concomitante com a Orogenia Riacciana observada em outras partes do Cráton do São Francisco.

Palavras-chave: Suíte Metagranítica de Petrolina; Granitoide Alcalino; U-Pb SHRIMP

Abstract

The Metagranitic Suite Petrolina is positioned on the north edge of the São Francisco Craton, in the portion corresponding to Paleoplaca Sobradinho, where it can be found intrusive in the Juazeiro-Lagoa do Alegre suite. Based on the field relationships described by these authors, the suite's lithotypes were considered the product of the last post-tectonic magmatic event in the region, which occurred at the end of the paleoproterozoic. The standard outcrop of the suite consists predominantly of a gray lithoface, medium to coarse grained, foliated, composed of microcline, quartz, plagioclase and hornblende. Under the microscope, alkaline amphibole, apatite, allanite, ilmenite and zircon can be identified, in addition to biotite, epidote and titanite as an alteration or replacement product. The second lithofacie found in this outcrop is constituted by pink rock with coarse to pegmatitic granulation, composed of quartz, plagioclase, microcline and mafic minerals. Microscopically, allanite, apatite and ilmenite are additionally identified, in addition to epidote, biotite and titanite as a product of alteration or replacement. Both lithofacies have deformation features compatible with green schist to low amphibolite facies. Chemically, the suite is described as ferrous, of a potassium, metaluminous nature and with a signature of alkaline magmatism in a post-collisional distensive environment. Geochronological analyzes indicated the age of 2161 ± 8 for the main lithoface of the suite, interpreted as the age of rock crystallization. It allows to temporarily relate the placement of the suite to a post-collisional moment early observed in the Paleoplaca Sobradinho, concomitant with the Riacian Orogeny observed in other parts of the São Francisco Craton.

Key words: Petrolina Metagranitic Suite; Alkaline granitoid; U-Pb SHRIMP

3.1 Introdução

Granitos alcalinos são conhecidos por apresentarem uma ampla associação com diferentes ambientes tectônicos, além de variações geoquímicas e mineralógicas significativas. No geral, possuem altas concentrações de álcalis e podem ser originados a partir de diferentes fontes, segundo classificação proposta por Eby (1992).

Os granitoides alcalinos da Suíte Metagranítica Petrolina (SMP) foram identificados pela primeira vez por Figueirôa e Silva Filho (1990) durante mapeamento da Folha Petrolina (SC.24-V-CIII), quando o litotipo principal da suíte foi descrito como álcali-feldspato-granito com ferrohastingsita. Posteriormente, outros projetos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB) deram continuidade à caracterização dessa unidade, a partir de suas propriedades petrográficas, geoquímicas e relações de campo.

O afloramento-tipo da suíte, aonde a mesma vem sendo historicamente descrita, está localizado a cerca de cinco quilômetros a noroeste da cidade de Petrolina, estado de Pernambuco, em uma pedreira abandonada, geologicamente inserido na porção norte da Paleoplaca Sobradinho (Figura 3.1). Foi descrito como uma rocha cinza-esverdeada, com cor de alteração rosa, granulação média a grossa e composta por microclina, quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. Microscopicamente, também foram identificados por estes autores epidoto, hastingsita, apatita, zircão e opacos, bem como feições de deformação plástica e extinção ondulante nos grãos de quartzo e feldspato (Figueirôa & Silva Filho, 1990; Loureiro et al., no prelo; Macedo et al., no prelo). Diante disso, Loureiro et al. (no prelo) sugeriram que as rochas foram metamorfizadas em fácies xisto verde.

As características petrográficas e as análises químicas realizadas por Teixeira (2013) permitem classificar o corpo como um granito alcalino típico de magmatismo

distensivo do tipo A2, cuja colocação estaria relacionada a um evento magmático pós-tectônico, ocorrido no final do paleoproterozoico (Souza et al., 2003; Loureiro et al., no prelo).

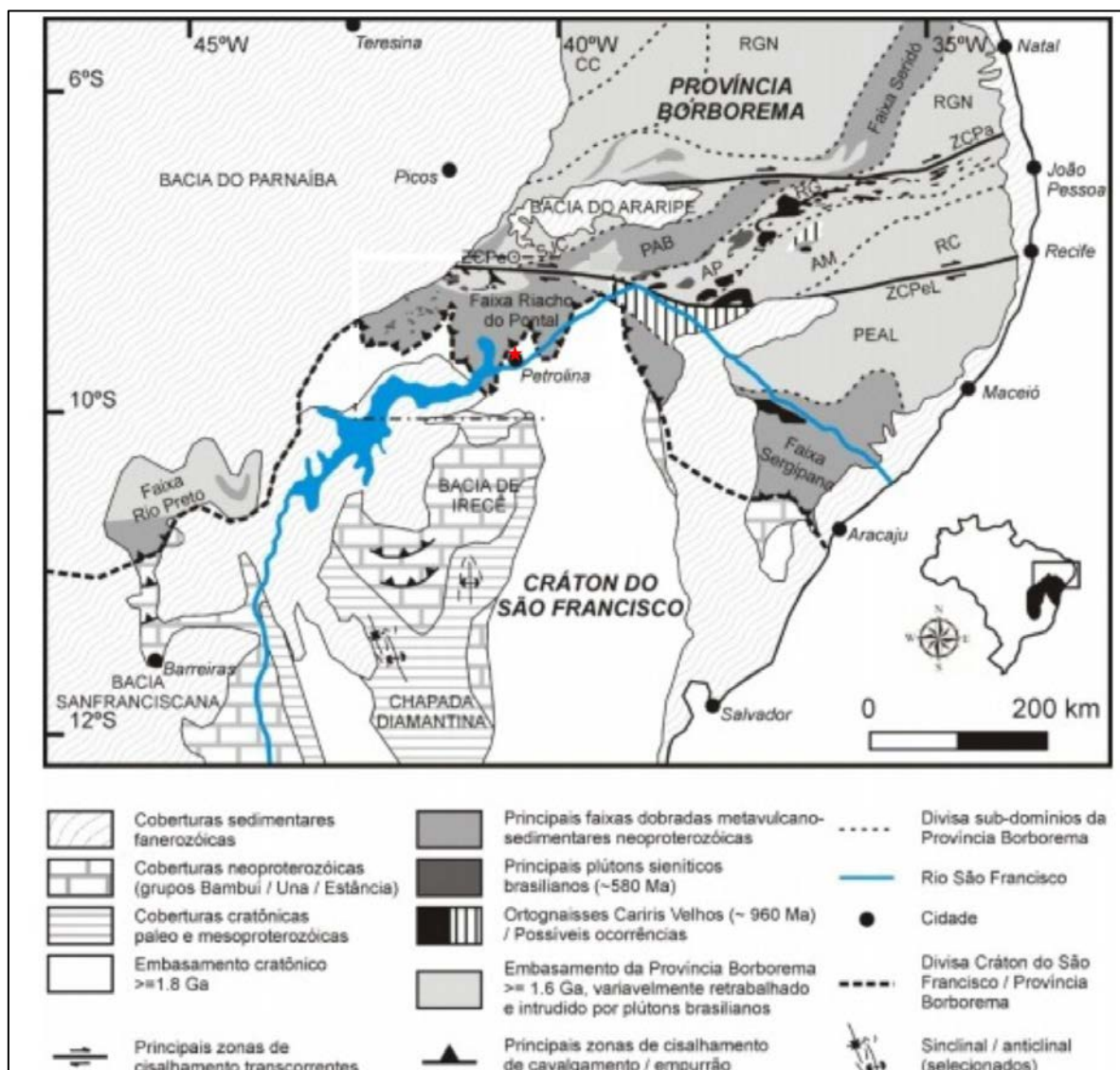


Figura 3.1 – Contexto geotectônico esquemático da porção norte do Cráton do São Francisco, e sua divisa com outras unidades. O ponto vermelho representa o local aproximado onde a SMP é encontrada aflorante (Modificado de Caxito, 2013).

Visando entender seu posicionamento estratigráfico, Lopes (2019) datou quinze grãos de zircão de uma amostra da SMP pelo método U-Pb, no SHRIMP da Universidade de São Paulo, interpretando a sua idade de cristalização em 2155 ± 4 Ma (MSWD=2.5). Diante da idade obtida, mais três grãos de zircão foram datados no mesmo laboratório, obtendo resultados semelhantes, porém mais precisos. Além disso, foi realizada uma descrição petrográfica das litofácies do afloramento-tipo e uma reinterpretação dos dados geoquímicos obtidos por Teixeira (2013), apresentando novos gráficos antes não abordados. Portanto, este trabalho busca discutir as implicações dessa idade e das características geoquímicas da suíte no contexto tectônico regional, tendo como base o afloramento-tipo da suíte (Figura 3.2).

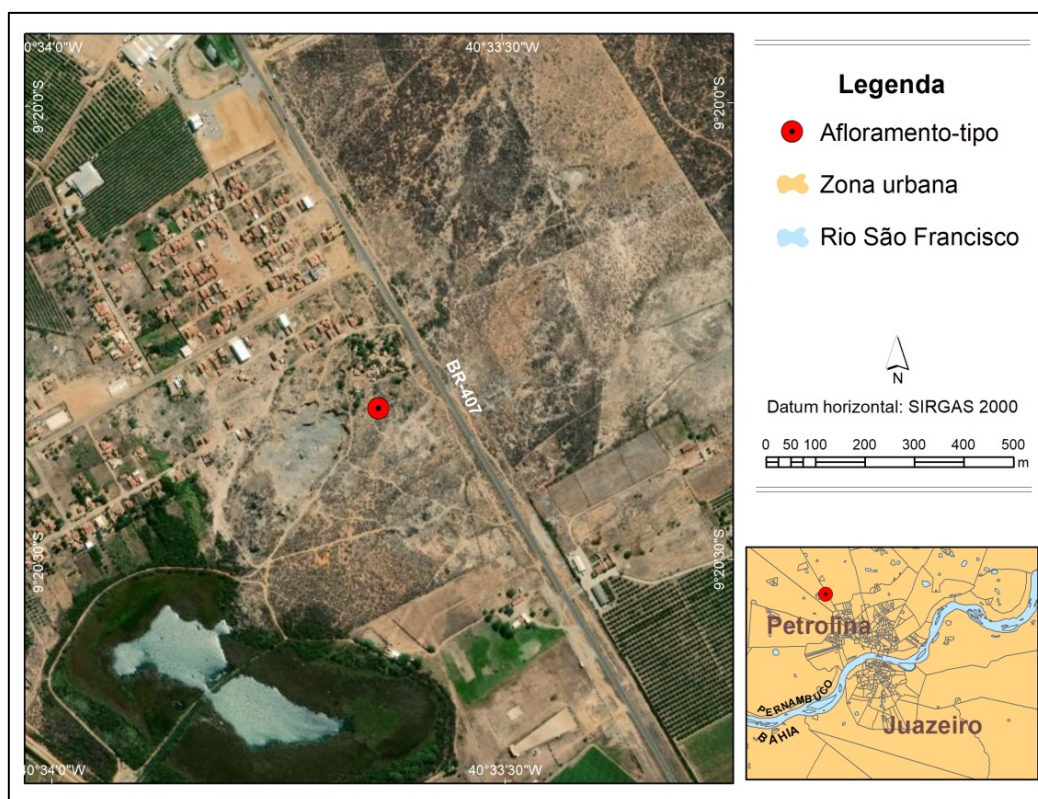


Figura 3.2 – Mapa de localização do afloramento-tipo da SMP (elaborado por Daniella Macedo).

3.2 Contexto Geológico Regional

A SMP é encontrada aflorante na porção norte do Cráton do São Francisco, próximo ao seu limite com o Orógeno Riacho do Pontal (Figura 3.1). Consolida-se como um conjunto de corpos intrusivos na Suíte neoarqueana Juazeiro-Lagoa do Alegre (Figura 3.3), uma provável resultante da fusão do Complexo Sobradinho-Remanso, componente do embasamento da Paleoplaca Sobradinho, norte do Cráton do São Francisco (Macedo et al., no prelo; Loureiro et al., no prelo).

A Paleoplaca Sobradinho é uma unidade constituída por rochas metaplutônicas gnaissificadas paleoarqueanas de composição TTG do Complexo Sobradinho-Remanso, bem como por sequências metavulcanossedimentes e intrusões graníticas arqueano-paleoproterozoicas (Figueiroa e Silva Filho, 1990; Macedo et al., no prelo; Loureiro et al., no prelo). É conhecida na bibliografia como um prolongamento para norte da Paleoplaca Gavião (Almeida, 1977; Hartmann & Delgado, 2001; Babosa & Sabaté, 2002; Barbosa et al., 2012; Cruz et al., 2016). Alguns autores, entretanto, sugerem que a Paleoplaca Sobradinho seria um micro continente individualizado, que, durante o paleoproterozoico, foi aglutinado ao Paleocontinente São Francisco (Dantas et al., 2013).

O Complexo Sobradinho-Remanso (CSR), correspondente ao embasamento da Paleoplaca Sobradinho (Figura 3.3), é constituído por rochas ortognáissicas migmatizadas e metamorfizadas em fácies anfíbolito, bem como por restos de supracrustais e material intrusivo oriundo da fusão do próprio CSR, como a Suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre (SJLA). Alguns autores sugerem que teria se formado a partir de um processo colisional do tipo andino, em 3.3 Ga, sendo uma porção crustal representante da crosta primordial (Santos & Silva Filho, 1991; Angelim, 1997).

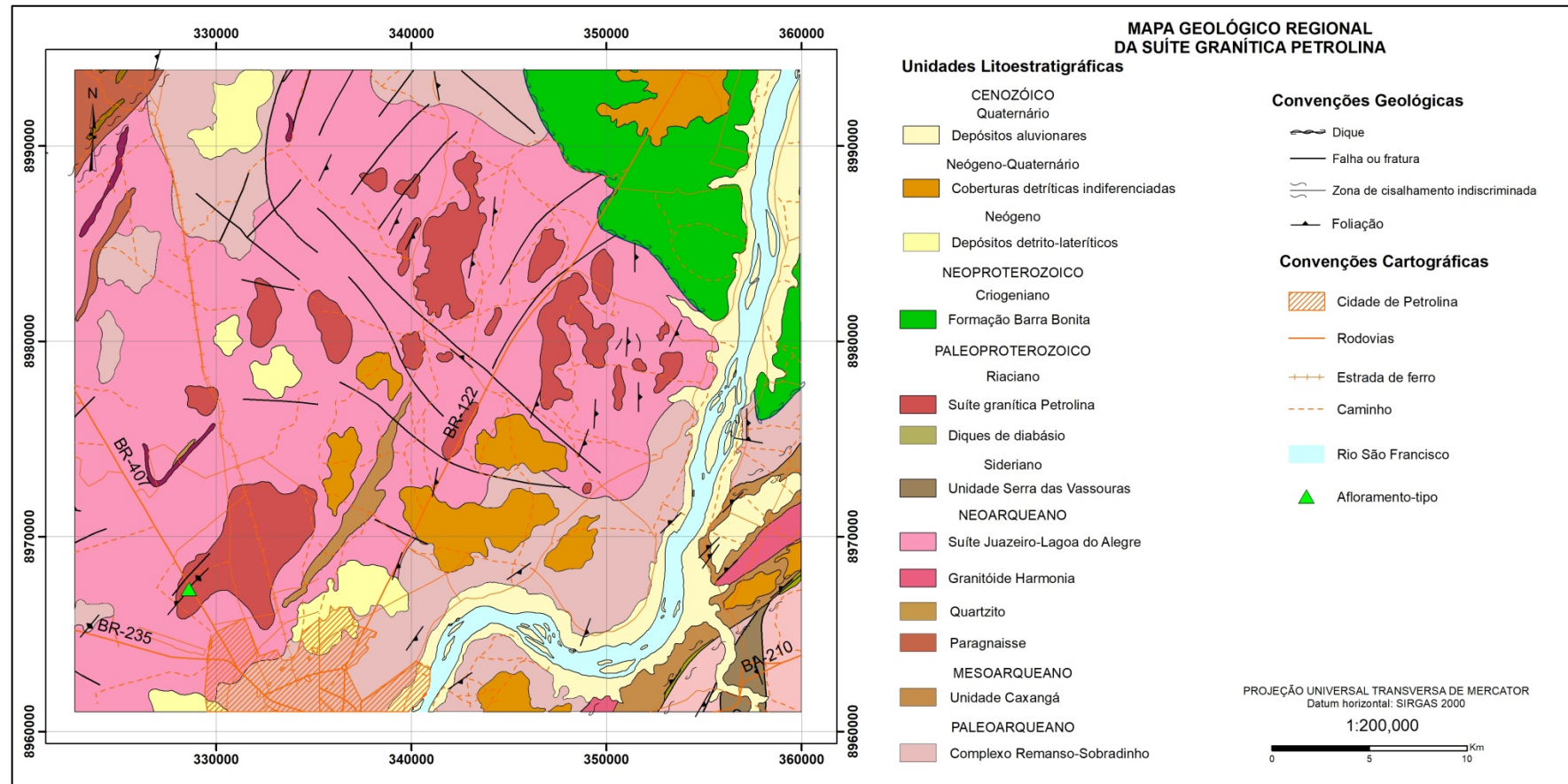


Figura 3.3 – Recorte dos mapas geológicos das Folhas Petrolina e Itamotinga, onde a SMP é encontrada aflorante (modificado de Macedo et al., 2019; Sobrinho et al., 2019), com destaque para a área de estudo (afloramento-tipo).

De acordo com Loureiro et al. (no prelo), a SJLA é neoarqueana e composta por três litofácies principais, sendo elas: (i) ortognaisses; (ii) ortognaisses leucocráticos migmatizados; e (iii) augenortognaisses (Figura 3.3). Sua ocorrência se dá em forma de stocks, batólitos e corpo, tendo sido metamorfozada em fácies xisto-verde a anfibólito médio. Teixeira (2013) sugere que são rochas típicas de ambientes de subducção, formadas em período de junção dos antigos núcleos cratônicos (Angelim, 1997).

Loureiro et al. (no prelo) e Macedo et al. (no prelo) descrevem cinco fases deformacionais principais ocorridos nessa porção do CSF. O evento Dn é representado por um bandamento gnáissico de direção ENE-WSW encontrado nas rochas do CSR e da SJLA, e é superposto pelas fases Dn+1 e Dn+2, oriundas de evento compressional que se inicia no paleoproterozoico, responsável pela formação de zonas de cisalhamento com alto *strain*. O evento Dn+3, por sua vez, está relacionado à tectônica compressional brasileira, que deu origem a foliações e zonas de cisalhamento de baixo ângulo encontradas no CSR e na SJLA. A última fase registrada, a Dn+4, é responsável pela ocorrência de pares conjugados de fraturas de cisalhamento de direções ENE-WSW e ESSE-WNW.

A partir dessas constatações, Loureiro et al. (no prelo) e Macedo et al. (no prelo) descrevem uma evolução tectônica para a área iniciada a partir da aglutinação de paleoplacas antigas, em processo colisional do tipo andino, que originaram o CSR. Ainda durante esse evento, ocorreria a instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes, como a Zona de Cisalhamento do Sobradinho, que serviram de canais para a colocação de granitoides, como a SJLA. Posteriormente, as rochas constituintes do CSR, da SJLA e os granitoides intrusivos na região foram retrabalhados pela tectônica brasileira.

3.3 Materiais e Métodos

Os trabalhos de descrição e datação do afloramento-tipo da Suíte Metagranítica Petrolina envolveram primeiramente levantamento bibliográfico, seguido por um trabalho de campo, onde foi realizada a descrição do afloramento, discriminação e coleta de amostras das litofácies predominantes no afloramento. O trabalho de campo teve duração de cinco dias, e consistiu em visita ao afloramento-tipo da suíte e a alguns de seus outros corpos mapeados.

A partir das amostras coletadas, foram confeccionadas três lâminas delgadas polidas no Laboratório de Preparação de Amostras da CPRM – Superintendência Regional de Salvador. Neste mesmo laboratório, foram feitos os trabalhos de descrição das lâminas AD13A e DN-44A, correspondentes da litofácie 1, e AD13B correspondente da litofácie 2. Durante a descrição petrográfica, foi realizada a contagem estimada na própria lâmina para determinação da composição modal média da rocha. Os valores determinados foram plotados no diagrama Quartzo-Feldspato Alcalino-Plagioclásio, proposto por Streckeisen (1976), permitindo a classificação das rochas descritas.

Os dados geoquímicos obtidos por Teixeira (2013) foram organizados em tabela para entrada no *software* GCDKit (v. 5.0), onde novos gráficos litogeoquímicos foram gerados, sendo posteriormente editados no *software* CorelDRAW (versão 2019). A metodologia analítica descrita pelo autor consiste na determinação dos óxidos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cr₂O₃ e perda ao fogo por ICP-OES com abertura por fusão de LiBO₂. A determinação dos elementos traço, por sua vez, foi feita por ICP-MS com abertura por LiBO₂ e por água régia, bem como por

ICP-OES com abertura por água régia. As análises foram realizadas no laboratório GEOSOL.

A amostra AD13A foi previamente datada por Lopes (2019) pelo método U-Pb em zircão no SHRIMP a Universidade de São Paulo (USP). No decorrer deste trabalho, mais três grãos de zircão dessa mesma amostra foram analisados seguindo o mesmo método, também no laboratório da USP, dando mais suporte de dados analíticos ao resultado obtido. Lopes (2019) não publicou os dados integralmente, de forma que todos os dados brutos que estão aqui apresentados são inéditos.

A separação mineral para obtenção dos grãos de zircão foi realizada no laboratório de preparação de amostras da CPRM – Superintendência Regional de Salvador, pelo técnico responsável. A preparação da amostra consistiu em britar de oito quilos de rocha, moar e peneirar até uma granulometria de 500 μm , separar os minerais densos em mesa vibratória, separar as frações magnéticas com caneta magnética e refino com micro-bateia em placa de petri. Posteriormente, os grãos de zircão foram catados manualmente e dispostos em pastilha resinada (*mount*) para dar entrada no espectrômetro de massa SHRIMP.

O padrão utilizado no laboratório da USP para a análise no SHRIMP foi o padrão internacional de zircão SL13 (238 ppm) e o *bracketing* da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi executado com o padrão natural Temora 2, cuja idade é de 416,78 Ma (Black et al., 2004). A metodologia adotada para a análise é descrita por Sato (2014), e o *software* IsoplotR foi utilizado para tratamento dos dados e confecção dos gráficos. O cálculo da média das idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foi o método utilizado para a determinação da idade de cristalização da rocha, tendo em vista sua maior adequação aos dados estatísticos obtidos pelas análises geocronológicas.

3.4 Resultados

3.4.1 Aspectos de campo

O afloramento-tipo da SMP está localizado em uma pedreira abandonada às margens da BR-407 (Figura 3.4A). O mesmo é formado por uma litofÁCie principal e uma secundária que podem ser encontradas em contatos difusos ao longo de todo o afloramento, e por intrusões pegmatíticas encontradas na litofÁCie predominante.

A litofÁCie 1 é a predominante no afloramento. É constituída por uma rocha cinza de textura fanerítica média a grossa, equigranular, cuja foliação penetrativa apresenta atitude, em geral, dada por $S_n=N40E/80NW$, bem demarcada pela hornblenda e biotita (Figuras 3.4B, C e D), similar ao *trend* que se observa regionalmente, e lineação de estiramento sub-horizontal. Mineralógicamente podem ser identificados grãos de quartzo, microclina, plagioclásio hornblenda e biotita. Estas podem ser encontradas formando pequenos aglomerados máficos.

A litofÁCie 2, por sua vez, é encontrada pontualmente no paredão principal da pedreira, em formas de bolsões e com contato gradacional com a litofÁCie 1. É constituída por rocha rosa de textura grossa a pegmatítica, equigranular e com aumento visível dos grãos do contato com a litofÁCie 1 para o centro do bolsão (Figuras 3.4D, E e F), e com foliação, em geral, semelhante à encontrada para a litofÁCie 1. É composta por quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita.

Os diques pegmatíticos são rosados e compostos por quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e hornblenda. São encontradas em contatos retos e nitidamente intrusivos na litofÁCie 1, com direções $N015^\circ$ e $N055^\circ$ (Figura 3.4B).

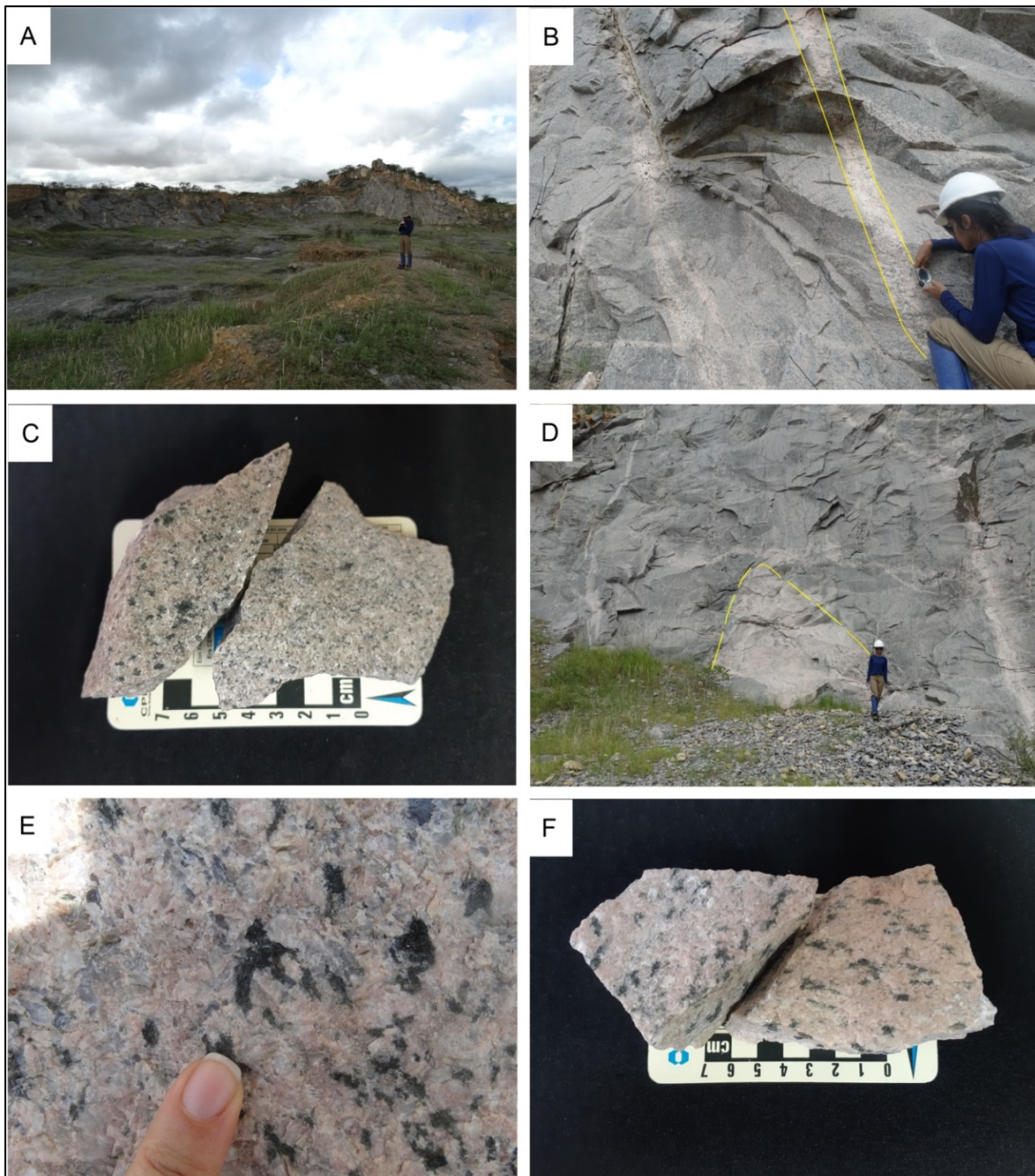


Figura 3.4 – A) Afloramento-tipo da SMP, localizado em pedra abandonada; B) Litofácies 1, cinza, predominante no afloramento e cortada por veios pegmatíticos (exemplo delimitado em amarelo) de direções N015° e N055°0; (C) Amostra da litofácies 1 (AD13A); D) Bolsão da litofácies 2 (delimitado em amarelo), visível dentro da litofácies 1; E) Aspecto pegmatítico visível no centro do bolsão da litofácies 2; e F) Amostra da litofácies 2 (AD13B).

3.4.2 Petrografia

A partir das descrições realizadas com base em duas lâminas petrográficas, foi possível observar que a litofÁCie 1 é uma rocha inequigranular, com grãos que variam entre 0,2 e 2,5 mm, em geral xenoblásticos e com contatos interlobados entre grãos (Figuras 3.5A, B e D). Podem ser observadas algumas microestruturas, como granoblástica, marcada principalmente pelos grãos de microclina, quartzo e plagioclásio equigranulares e em contatos interlobados, que localmente apresentam uma tendência de orientação do maior eixo de alongação, sugerindo o desenvolvimento de uma foliação (Figuras 3.5A e B). Os anfibólios podem ser observados seguindo uma orientação preferencial, marcando, portanto, a ocorrência da microestrutura nematoblástica (Figura 3.5E). Também pode ser observada a presença de coroa de reação de epidoto envolvendo alguns grãos de allanita e de minerais opacos, bem como de titanita envolvendo grãos de minerais opacos (Figuras 3.5F e G).

A microclina corresponde a cerca de 60% da rocha, em média. Apresenta-se granular, por vezes alongado, com tamanhos variando entre 0,5 e 2 mm, em grãos majoritariamente xenoblásticos, e que apresentam, em sua maioria, contatos interlobados com outros grãos. Pode-se observar a presença do padrão em grade ou tartan (Figuras 3.5A, B, C e D), e exsolução do tipo pertita presente na maioria dos grãos.

O quartzo é encontrado, em média, em 23% da rocha. É observado granular, por vezes vesicular, com tamanhos variando entre 0,2 e 2,5 mm, em grãos majoritariamente xenoblásticos e em contatos interlobados com outros minerais. Em alguns grãos é possível observar um alongamento que tende a seguir uma direção preferencial. Apresenta deformação intracristalina evidenciada por extinção ondulante forte e formação de subgrãos (Figuras 3.5A, B, C e D).

O plagioclásio corresponde a cerca de 7% da rocha. Apresenta-se granular, com geminação polissintética em grãos que variam entre 0,2 e 1 mm, xenoblásticos e em contatos interlobados com outros grãos. Pode ser encontrado exsolvido com o feldspato potássico (pertita), e alguns grãos exibem inclusões de quartzo vermicular (Figura 3.5B e D), quando próximos à microclina, no que se conhece como mimerquita.

Os minerais máficos são hornblenda e um anfibólio alcalino, possivelmente hastingsita ou riebeckita, e estão alinhados segundo uma orientação mineral preferencial, marcando a microestrutura nematoblástica (Figura 3.5E). A hornblenda corresponde a 3% da rocha, em média. Possui pleocroísmo em tons de verde, com grãos variando entre 0,5 e 1 mm, xenoblásticos e em contatos interlobados com outros grãos (Figura 3.5E e G). O anfibólio alcalino, por sua vez, é encontrado em cerca de 2% da rocha. Possui cor azul e pleocroísmo forte variando em tons de azul e verde, grãos variando entre 0,1 e 0,4 mm, xenoblásticos e em contatos interlobados com outros grãos (Figura 3.5E e F). Ambos os anfibólios encontram-se frequentemente em contato com os minerais opacos, epidoto e allanita. Biotita (1% da rocha) pode ser vista bordejando a hornblenda.

A allanita é encontrada em 1% da rocha, pleocróica, em grãos marrons, subidioblásticos, com tamanhos variando entre 0,2 e 1 mm e em contatos retos a interlobados com outros grãos. Apresenta coroa de reação indicativa de alteração para epidoto visível nas bordas de alguns grãos (Figura 3.5F).

A apatita é encontrada em aproximadamente 1% da rocha. Pode ser observada granular, com formato arredondado característico, subidioblástica, com tamanhos variando entre 0,3 e 0,5 mm e em contatos retos a interlobados com outros grãos (Figuras 3.5B e C). O zircão, por sua vez, pode ser observado granular, bem preservado e com tamanhos variando entre 0,1 e 0,2 mm (Figura 3.5G).

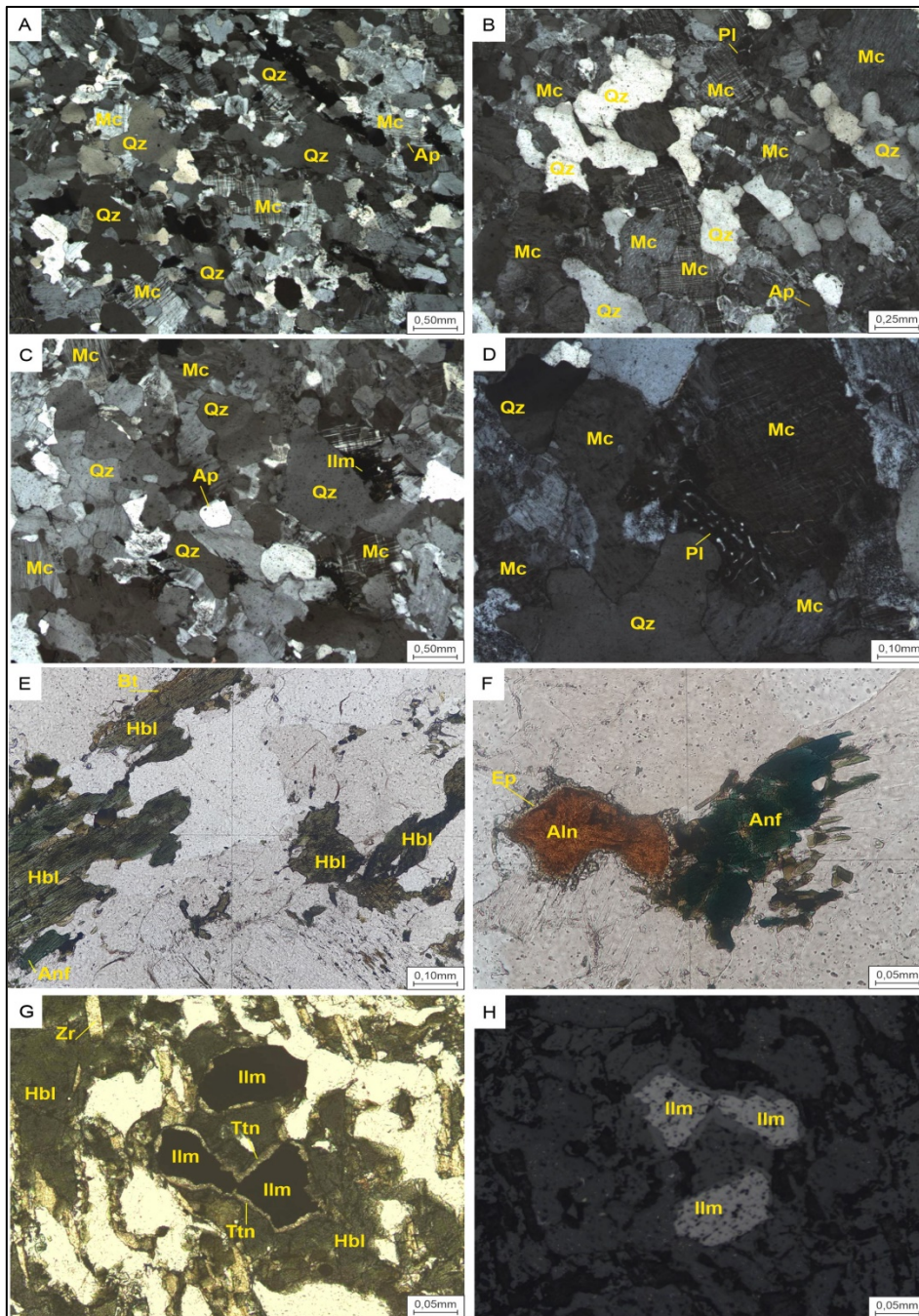


Figura 3.5 – Fotomicrografias das lâminas da litofácia 1, onde (A) Visão geral da rocha, onde se pode observar seu aspecto inequigranular e a predominância de microclina (Mc) perítica e quartzo (Qz) com extinção ondulante, principais representantes da microestrutura granoblástica granular; (B) Grãos alongados de quartzo, microclina e plagioclásio (Pl) mimerquítico; (C) aspecto granular da rocha, onde se pode observar a presença de apatita (Ap) e Ilmenita (Ilm); (D) Grãos de microclina, quartzo e plagioclásio com mimerquita, (E) Grãos de hornblenda orientados segundo direção preferencial, marcando a microestrutura nematoblástica; (F) grão de Allanita (Aln) com borda de reação para epidoto (Ep), em contato com grão de anfibólio alcalino (Anf); (G) Grãos de ilmenita com borda de reação para titanita (Ttn), em contato com hornblenda e zircão (Zr); e (G) grãos de ilmenita. (A), (B), (C) e (D) obtidas com nicóis cruzados. (E), (F) e (G) obtidas sem nicóis cruzados. (H) obtida em luz refletida.

Os minerais opacos são encontrados em concentrações inferiores a 1% da rocha e foram identificados como ilmenita. Possuem tamanhos entre 0,5 e 1 mm, xenoblásticas e em contatos, em geral, interlobados com outros minerais. Podem ser observadas frequentemente associadas aos anfibólios, e apresentam coroa de reação para titanita e epidoto (Figura 3.5G e H).

A partir da composição modal estimada a partir das composições médias das duas lâminas analisadas (Tabela 3.1), a amostra foi plotada no diagrama QAP (Streckeisen, 1976). Pode-se observar que a mesma é encontrada no campo do sienogranito, no limite com o álcali-feldspato granito (Figura 3.7), sendo classificada, portanto, como um metassienogranito.

A litofácies subordinada no afloramento-tipo, por sua vez, pode ser microscopicamente caracterizada como uma rocha inequigranular, com grãos majoritariamente xenoblásticos, que variam entre 0,2 a 4 mm, e que possuem contatos interlobados, por vezes retos, com outros grãos. Podem ser identificadas microestruturas como a granoblástica, marcada principalmente pelos grãos de quartzo, microclina e plagioclásio equigranulares e em contatos interlobados. Estes minerais podem ser vistos alongados segundo uma direção preferencial, marcando uma foliação incipiente (Figuras 3.6A e B). Microestrutura nematoblástica, marcada pela orientação preferencial da hornblenda (Figuras 3.6A, B, D e F). Também são visíveis algumas coroas de reação compostas por titanita e epidoto, ao redor da ilmenita (Figuras 3.6F e G).

A microclina representa cerca de 50% da lâmina, em grãos xenoblásticos a subidioblásticos que variam entre 0,2 e 3 mm, em contatos interlobados, por vezes retos, com outros grãos. Alguns grãos apresentam padrão em grade (tartan). Também pode-se observar a ocorrência de extinção ondulante e exsolução peritética presente na maioria

dos grãos (Figuras 3.6A, B, C e D). Alguns grãos são vistos alongados, segundo uma direção preferencial, marcando uma foliação incipiente.

O quartzo, por sua vez, representa 30% da lâmina e seu tamanho varia entre 0,2 e 4 mm. São grãos xenoblásticos, com contatos interlobados, por vezes retos com outros grãos minerais. Apresenta extinção ondulante forte e pode ser encontrado em formato vermicular, incluso em grãos de plagioclásio, no que se conhece como microestrutura mimerquita (Figuras 3.6A, B, C e D). Alguns grãos podem ser observados alongados e seguindo uma direção preferencial, marcando uma foliação incipiente.

O plagioclásio está presente em cerca de 8% da lâmina. Possui tamanhos variando entre 0,5 e 1 mm, em grãos xenoblásticos com contatos interlobados, por vezes retos com outros grãos. Apresentam geminação polissintética e textura mimerquítica em alguns grãos (Figuras 3.7C).

A hornblenda é encontrada em cerca de 3% da lâmina, em grãos com 0,2 a 0,7 mm. Possui contatos interlobados com outros minerais e segue uma orientação preferencial (Figura 3.6D, E, F e G). Apresenta pleocroísmo em tons de verde, pode ser observada frequentemente em contato com epidoto e com os minerais opacos, além de estar frequentemente bordejada por biotita (cerca de 2% da lâmina).

Apatita pode ser encontrada em concentrações inferiores a 1%, em grãos com aproximadamente 0,3 mm. Possui hábito granular e anédrico, xenoblástico, e está em contatos interlobados com outros grãos. Por vezes, pode ser encontrada incluso em grãos de quartzo ou microclina (Figura 3.6B e D). O zircão pode ser observado em grãos de aproximadamente 0,1 mm, bem preservados e em concentrações inferiores a 1% da lâmina. A ilmenita pode ser encontrada em cerca de 1% da lâmina, em grãos com aproximadamente 0,5 mm. Apresentam coroa de reação, onde podem ser vistos sofrendo alteração para epidoto e para titanita (Figura 3.6E, F, G e H).

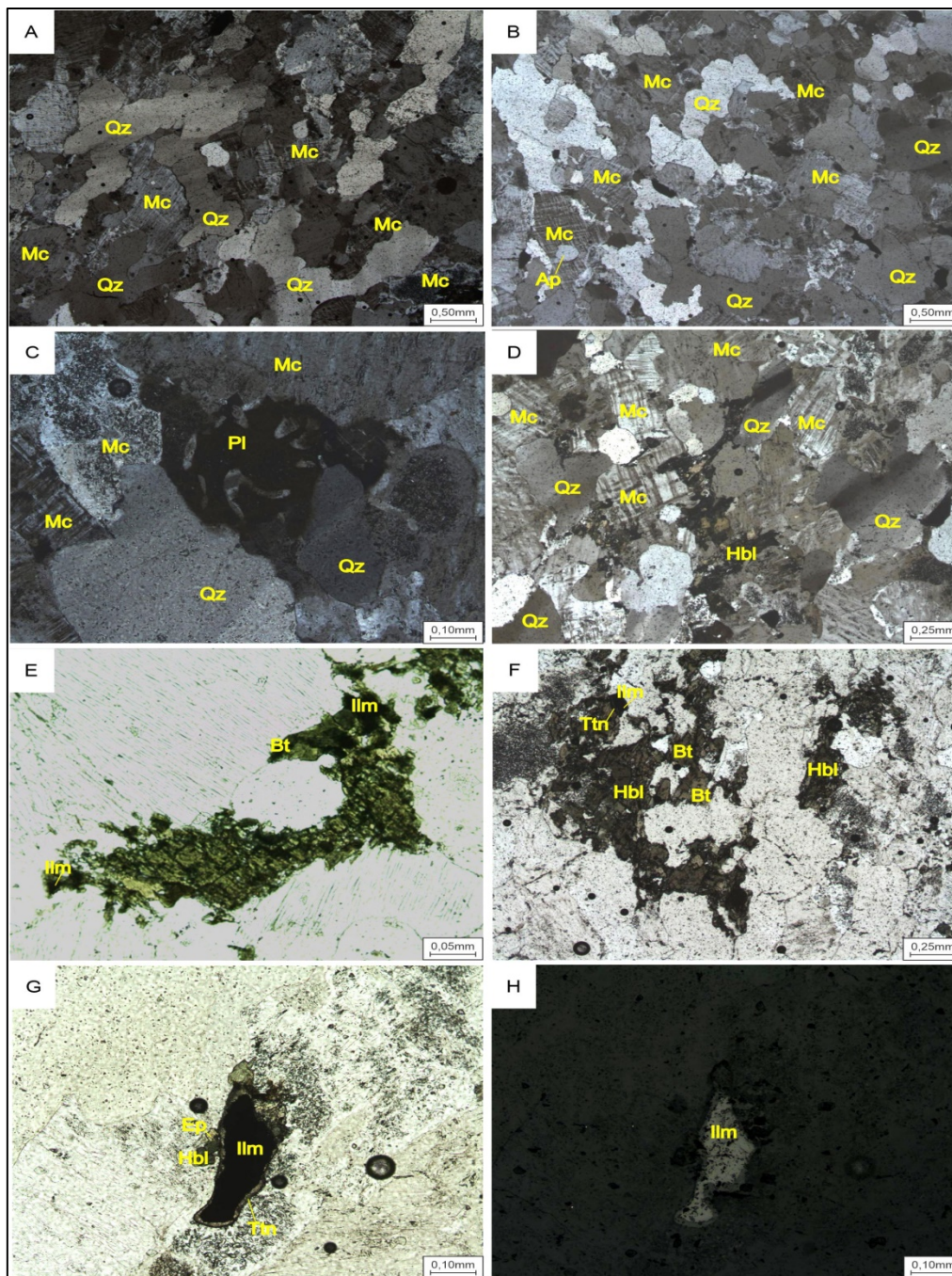


Figura 3.6 – Fotomicrografias da litofácia 2, onde (A) visão geral da rocha, onde é possível observar seu aspecto granular, com grãos de microclina (Mc) e quartzo (Qz) alongados; (B) Visão geral da rocha, mostrando presença de apatita (Ap), microclina e quartzo; (C) Mimerquita em contato com microclina perítica, quartzo; (D) Visão geral da lâmina mostrando predominância de microclina perítica, quartzo com extinção ondulante forte e presença de hornblenda (Hbl); (E) Hornblenda sendo alterado para biotita (Bt), em contato com ilmenita (Ilm); (F) Hornblenda sendo alterado para biotita, em contato com ilmenita com bordas de alteração para titanita (Ttn); (G) Ilmenita com bordas de reação para titanita e epidoto; e (H) Ilmenita. Fotomicrografias (A), (B), (C) e (D) obtidas com nicóis cruzados. Fotomicrografias (E), (F) e (G) Obtidas sem nicóis cruzados. Fotomicrografia (H) obtida em luz refletida.

A partir da composição modal estimada (Tabela 3.2), a amostra foi plotada no diagrama QAP – Quartzo/Feldspato Alcalino/Plagioclásio (Streckeisen, 1976). Pode-se observar que a rocha é classificada como um metassienogranito (Figura 3.7).

Mc	Qz	Pl	Hbl	Anf	Aln	Ap	Bt	Ttn	Ep	Zr	Ilm
60	23	7	3	2	1	1	1	<1	<1	<1	<1

Tabela 3.1 – Composição modal em percentagem das amostras petrográficas correspondente à litofácies 1 da SMP.

Mc	Qz	Pl	Hbl	Bt	Ap	Aln	Ilm	Ttn	Ep	Zr
50	30	8	3	2	1	<1	1	<1	<1	<1

Tabela 3.2 – Composição modal em percentagem da amostra petrográfica correspondente à litofácies 2 da SMP.

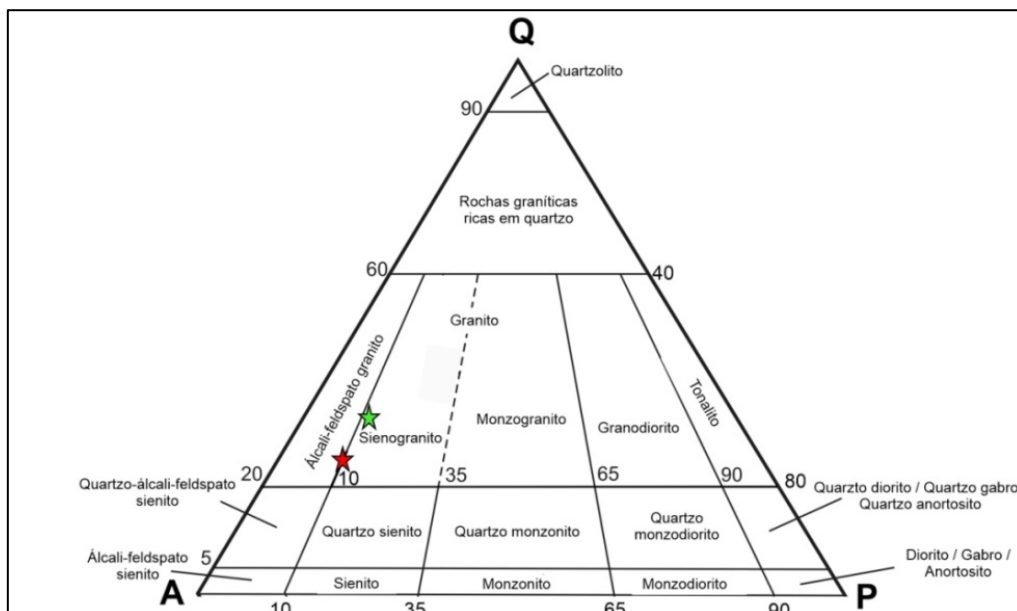


Figura 3.7 – Composições modais obtidas em lâminas petrográficas plotadas no diagrama QAP, proposto por Streckeisen (1976). A estrela vermelha corresponde à composição modal média das lâminas descritas para a litofácies 1, enquanto a estrela verde corresponde à amostra da litofácies 2.

3.5.3 Geoquímica

Teixeira (2013) realizou análises químicas em oito amostras provenientes do afloramento-tipo da SMP. A tabela 3.1 mostra na íntegra os dados geoquímicos obtidos pelo autor. Os dados brutos podem ser vistos em tabela no Apêndice A.

Os diagramas de Frost et al. (2001), por sua vez, indicam que as rochas analisadas apresentam enriquecimento em ferro, e são provenientes de um magmatismo de natureza alcalina a calcioalcalina (Figuras 3.8A e B). O enriquecimento em ferro e em álcalis apontado por estes diagramas também pode ser observado na Tabela 3.1. A amostra HL-027I apresenta comportamento diferente das demais, nas duas relações ilustradas.

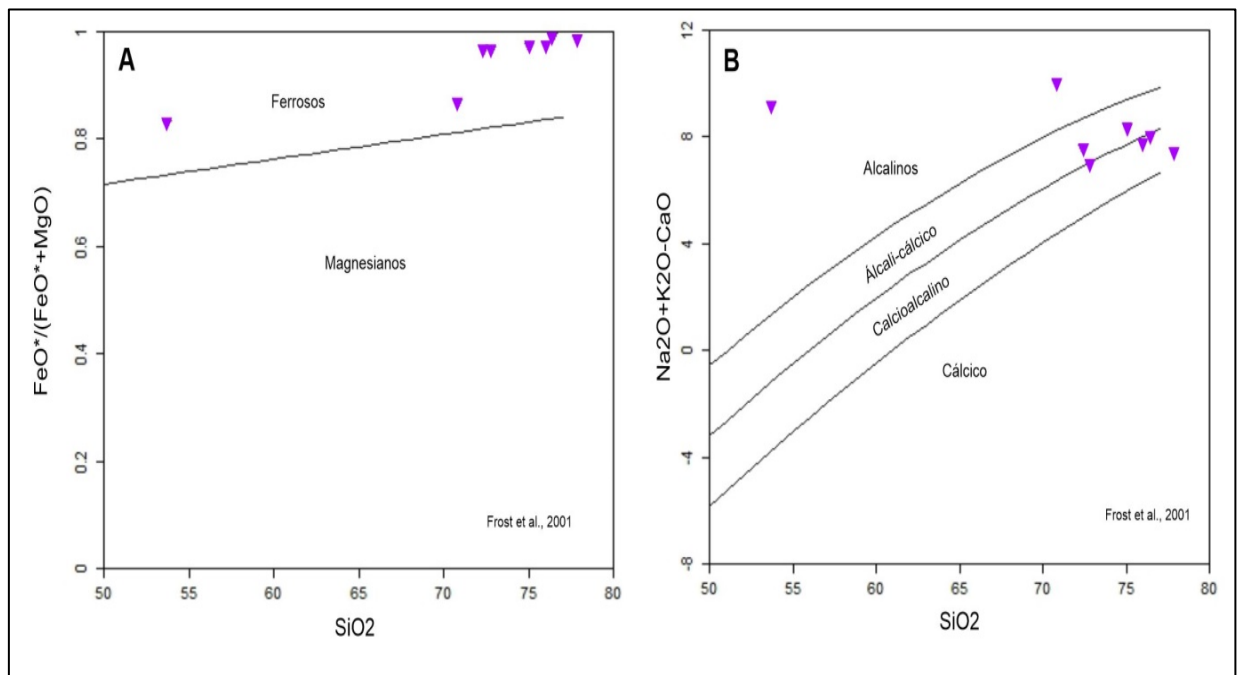


Figura 3.8 – Diagramas de Frost et al. (2001) gerados a partir dos dados de Teixeira (2013), onde pode-se observar em (A) o enriquecimento em ferro para as amostras da litofácie 1, e em (B), a evolução do magmatismo de termos alcalinos até calcioalcalinos.

Tabela 3.3 – Dados químicos obtidos por Teixeira (2013) para as amostras da SMP (Modificado de Teixeira, 2013).

Amostra	HL-027I	HL-027A	HL-027B	HL-027C	HL-027	HL-027F	HL-027E	HL-027D
SiO₂	53.69	70.79	72.35	72.82	75.01	76	76.45	77.87
TiO₂	1.19	0.21	0.38	0.47	0.19	0.23	0.20	0.19
Al₂O₃	13.3	13.9	12.52	11.39	12.24	11.62	11.48	10.87
Fe₂O₃^t	17.77	3.49	4.36	5.68	2.82	2.69	2.64	2.48
MnO	0.21	0.05	0.06	0.08	0.04	0.04	0.03	0.03
MgO	3.27	0.48	0.13	0.18	0.07	0.06	0.02	0.03
CaO	0.69	0.53	1.28	1.16	0.61	0.77	0.59	0.53
Na₂O	2.07	3.09	3.63	2.98	3.24	3.20	3.14	2.91
K₂O	7.8	7.45	5.23	5.2	5.79	5.39	5.45	5.09
P₂O₅	<0.01	<0.01	0.06	0.05	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr₂O₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI-orig	0.46	0.08	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01
K₂O/ Na₂O	3.76	2.41	1.44	1.75	1.79	1.69	1.74	1.75
A/CNK	1.01	0.98	0.9	0.9	0.96	0.93	0.94	0.96
Ni	3.2	6.1	4.8	5.5	<0.5	5.1	3.2	3.3
Co	2.4	1.4	1.6	2.4	0.3	0.9	0.6	0.7

Cu	10.1	6.7	9.9	8.9	<0.5	6.1	5.3	8.2
Pb	19.3	25.6	32.3	48.5	15.2	22.9	20.8	27
Zn	1161	102	100	148	89	42	82	100
Rb	745.7	252	153.7	152.1	194.8	157	169.4	155.5
Cs	11.34	0.52	0.11	0.15	0.2	<0.05	0.17	<0.05
Ba	206	163	585	646	137	169	149	137
Ga	55.3	29.8	29.8	30.7	35.6	24	29.9	27.1
Sr	17.3	21.3	57.8	52.1	18.6	31.6	12.8	12.3
Ta	<0.05	<0.05	2.05	<0.05	0.71	<0.05	<0.05	<0.05
Nb	155.39	6.48	44.98	46.16	22.77	17.09	24.18	14.18
Hf	13.27	12.7	14.32	17.21	10.7	13.86	11.27	11.73
Y	30.72	18.29	125.45	112.53	33.01	40.22	68.21	46.78
Zr	448	493.4	643.3	708.9	366.3	605.4	425.1	465.4
Th	14	29.8	23.8	71.2	12.4	18.2	21.5	20.3
U	3.49	2.49	6.2	101.9	1.57	1.48	1.96	1.85
La	28.7	139.6	101.8	135.7	102.1	139.6	132.5	106.1
Ce	48.4	232.3	162.6	241.6	187.9	236	231.3	185.1
Pr	6.91	27.89	20.83	30.48	22.81	26.34	28.44	22.08

Nd	28.9	94.9	82.9	118.3	88.1	91.5	104.1	80.8
Sm	6.1	13.3	18	22.3	16.4	14.3	20.7	14.4
Eu	0.41	0.87	2.14	2.24	0.57	0.79	0.76	0.63
Gd	7.62	8.71	20.17	23.23	10.34	11.65	19.39	14.2
Tb	1.04	0.93	3.7	3.9	1.14	1.56	2.96	1.85
Dy	6.97	4.27	23.55	22.37	7.77	9.03	16.91	10.49
Ho	1.35	0.8	5.34	4.7	1.41	1.74	3.11	2.14
Er	4.1	2.01	15.92	13.66	3.57	5	8.49	4.85
Tm	0.55	0.2	2.2	1.77	0.31	0.62	1.09	0.63
Yb	4.1	2	14.8	11.1	2.4	4.3	6.8	4.1
Lu	0.41	<0.05	1.79	1.22	0.41	0.37	0.63	0.26
Mo					3.4			
W	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.4	0.7
Sn	1.7	<0.3	1.7	<0.3	6.6	<0.3	<0.3	<0.3

Os diagramas bivariantes para elementos maiores vistos na Figura 3.9, por sua vez, permitem observar, apesar da dispersão das amostras, a existência de *trends* negativos, tendendo a retilíneos e com relativa dispersão para Al_2O_3 , Na_2O , CaO e TiO_2 (Figuras 3.9A, C, E e H). $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ e MgO também possuem um *trend* negativo, mas menos retilíneo que os anteriormente citados (Figuras 3.9B e F). K_2O , por sua vez, evidencia uma dispersão para as amostras, mas com uma fraca tendência de correlação negativa com o SiO_2 (Figura 3.9D). O diagrama para a correlação do P_2O_5 mostra um padrão retilíneo para amostras com concentrações muito baixas, o que dificulta a determinação de uma correlação para com o SiO_2 (Figura 3.9G).

Os diagramas bivariantes para elementos traço (Figura 3.10) mostram dispersão para as amostras analisadas. Entretanto, é possível observar uma anomalia negativa para o Rb e o Ba (Figuras 3.10A e B). *Trends* negativos também são observados para o Sr e o Zr, estando estes mais pronunciados que os demais (Figura 3.10C e D).

A Figura 3.11A mostra o diagrama multielementar dos elementos traço normalizados pelo manto primordial (Wood et al., 1979). Pode-se observar, além de padrão horizontalizado e com enriquecimento de HFSE em relação aos LILE que, segundo Teixeira (2013) é associado a rochas alcalinas, anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti, associadas ao fracionamento de minerais acessórios e à substituição de outros elementos na estrutura cristalina dos minerais essenciais, conforme anteriormente citado para os diagramas de Harker. O diagrama multielementar de ETR normalizado pelo condrito (Boynnton, 1984), mostra os espectros de ETR, onde é possível observar o padrão gaivota típico de rochas alcalinas, marcado pela anomalia negativa de Európio, relacionada à retenção deste elemento na estrutura do plagioclásio (Figura 3.11B).

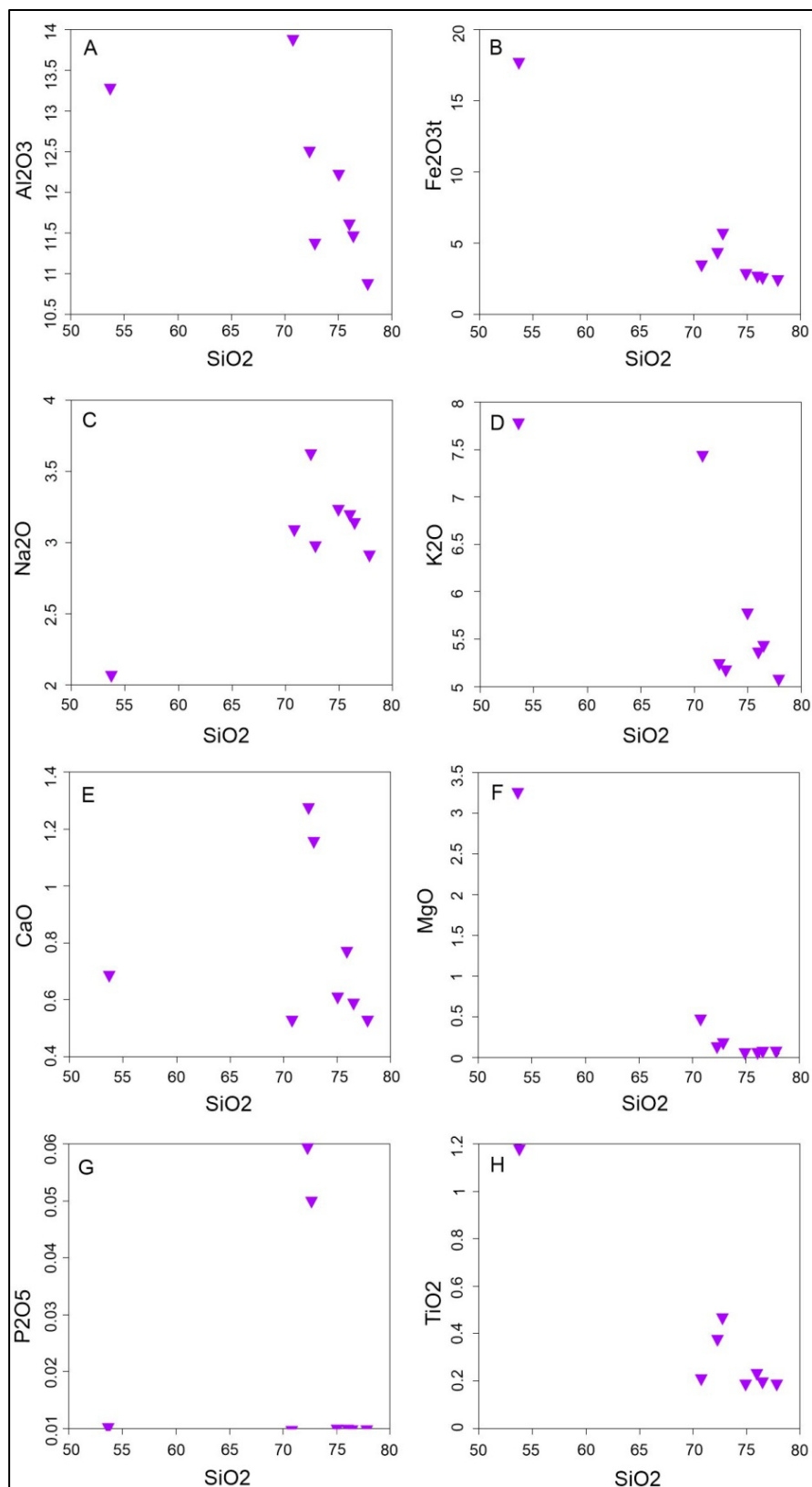


Figura 3.9 – Diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos maiores das amostras da SMP analisadas por Teixeira (2013).

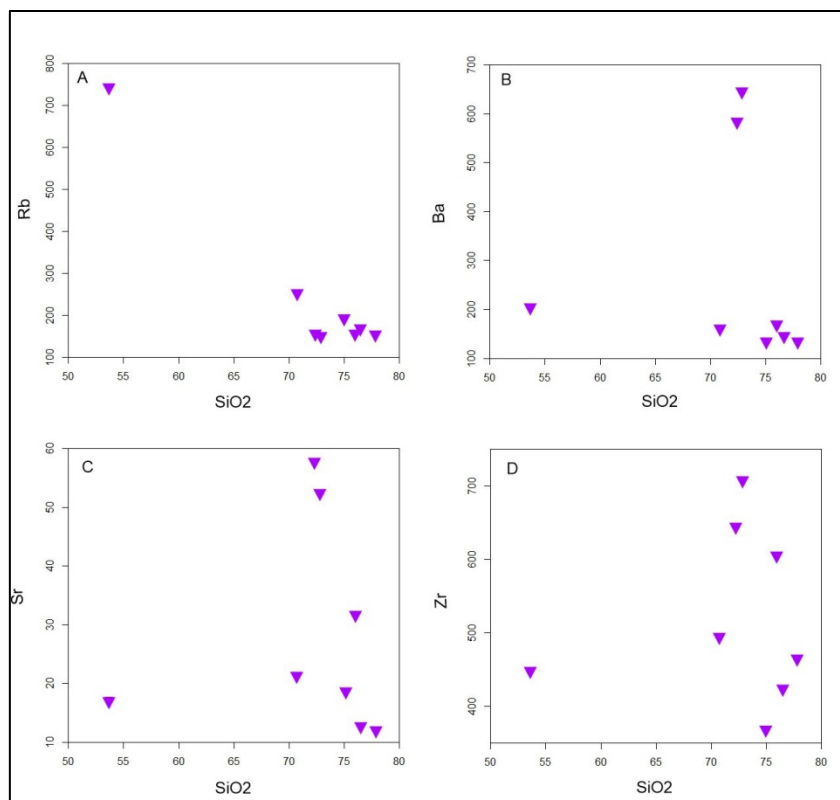


Figura 3.10 - Diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos traço das amostras da SMP analisadas por Teixeira (2013).

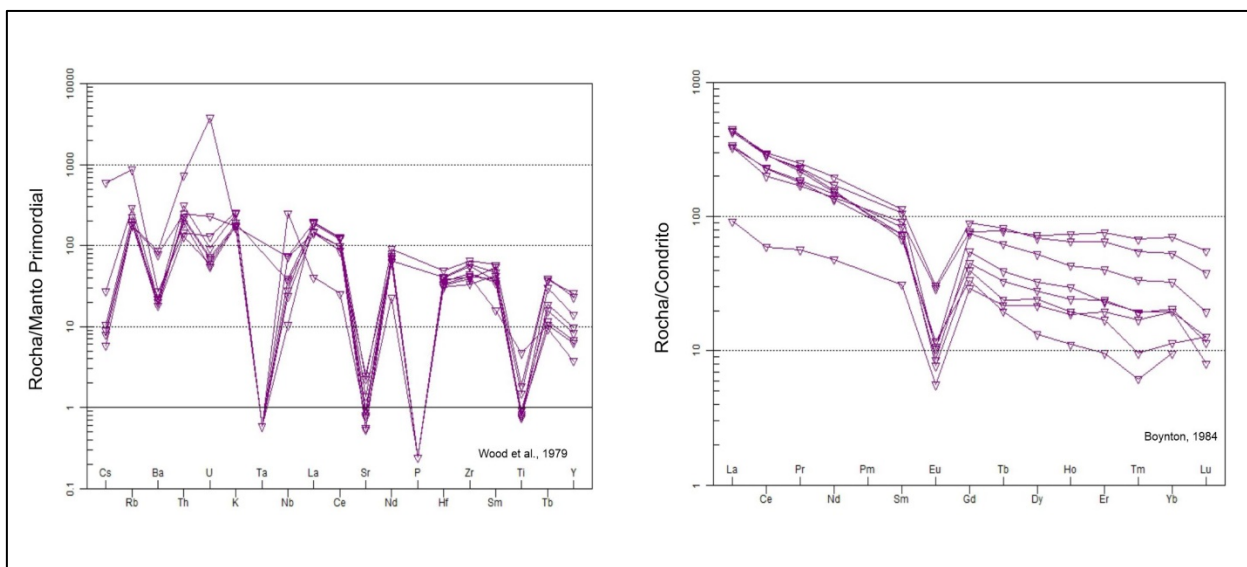


Figura 3.11 – Diagramas multielementares para (A) elementos traço (Wood et al., 1979) e (B) ETR normalizado pelo condrito (Boynton, 1984), gerados a partir dos dados de Teixeira (2013) para a SMP.

A Figura 3.12 mostra os diagramas de Whalen et al. (1987) para classificação de granitos a partir da razão $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$. Todas as amostras são plotadas no campo dos granitos “tipo A”, em todas as relações consideradas. Rochas pertencentes a esse grupo são caracterizadas pela presença de anfibólios alcalinos, e podem ser classificadas como metaluminosas com enriquecimento em álcalis (Gill, 2010), conforme pode ser observado na tabela 3.3.

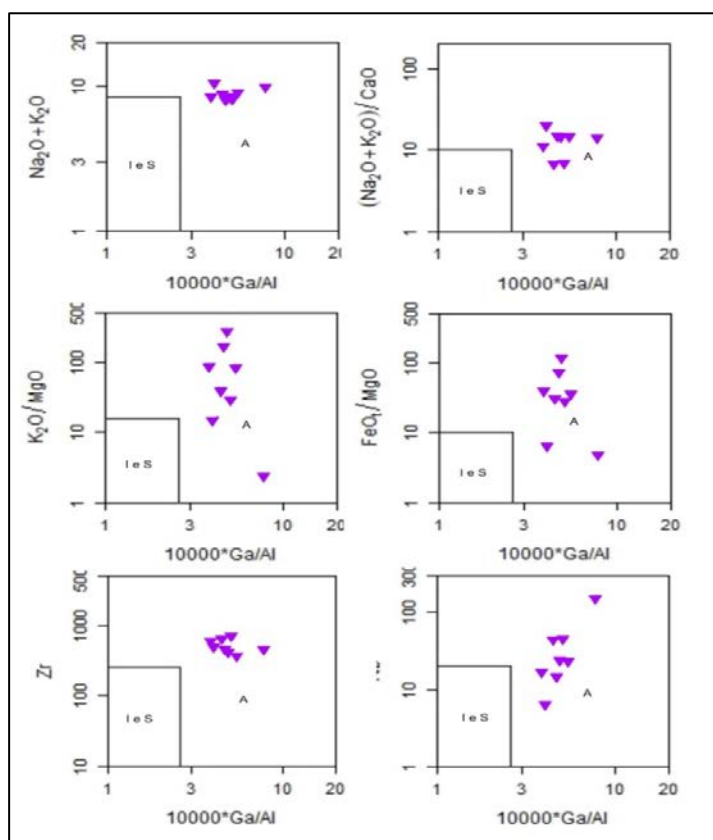


Figura 3.12 – Diagramas petrogenéticos de Whalen et al. (1987) com as amostras da SMP analisadas por Teixeira (2013).

O diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce et al. (1996) mostram, respectivamente, que as amostras podem ser descritas como granitos que transicionam entre ambientes pós-colisionais e intraplaca (Figuras 3.13A). O diagrama

de Eby (1992) mostra as amostras plotadas no campo dos granitos alcalinos do tipo A2, relacionados a fontes continentais intraplaca (Figura 3.13B).

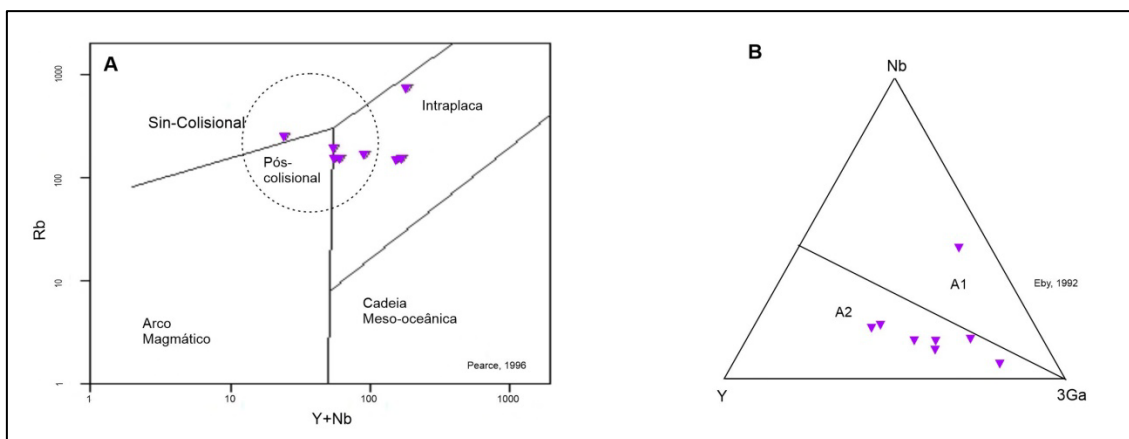


Figura 3.13 – Diagramas discriminantes para ambientes tectônicos, onde (A) Diagrama Rb/(Y+Nb), proposto por Pearce et al. (1996) e (B) Diagrama Y-Nb-3Ga (Eby, 1992) para distinção entre granitoides tipo A1 e A2.

3.5.4 Geocronologia

A fim de obter a idade de cristalização da SMP, a amostra AD13A, correspondente da litofácia 1 da SMP, foi datada pelo método U-Pb no SHRIMP da USP. Para a datação feita por Lopes (2019), foi montado um mount com 84 grãos de zircão, dos quais quinze foram analisados (Figura 3.14). Posteriormente, foram datados neste trabalho mais três grãos do mineral do mesmo mount (grãos 2.1, 17.1 e 18.1 da Figura 3.16). Os resultados analíticos encontrados podem ser vistos na tabela 3.4.

Segundo Lopes (2019) e observações deste trabalho, as imagens de catodoluminescência obtidas no MEV evidenciam que os grãos de zircão desta amostra, com tamanho da ordem de 150 μm , possuem aspecto e morfologia prismática, homogênea e com zonações oscilatórias discretas. Conclui-se então que, em sua maioria, apresentam características correspondentes a grãos de origem ígnea.

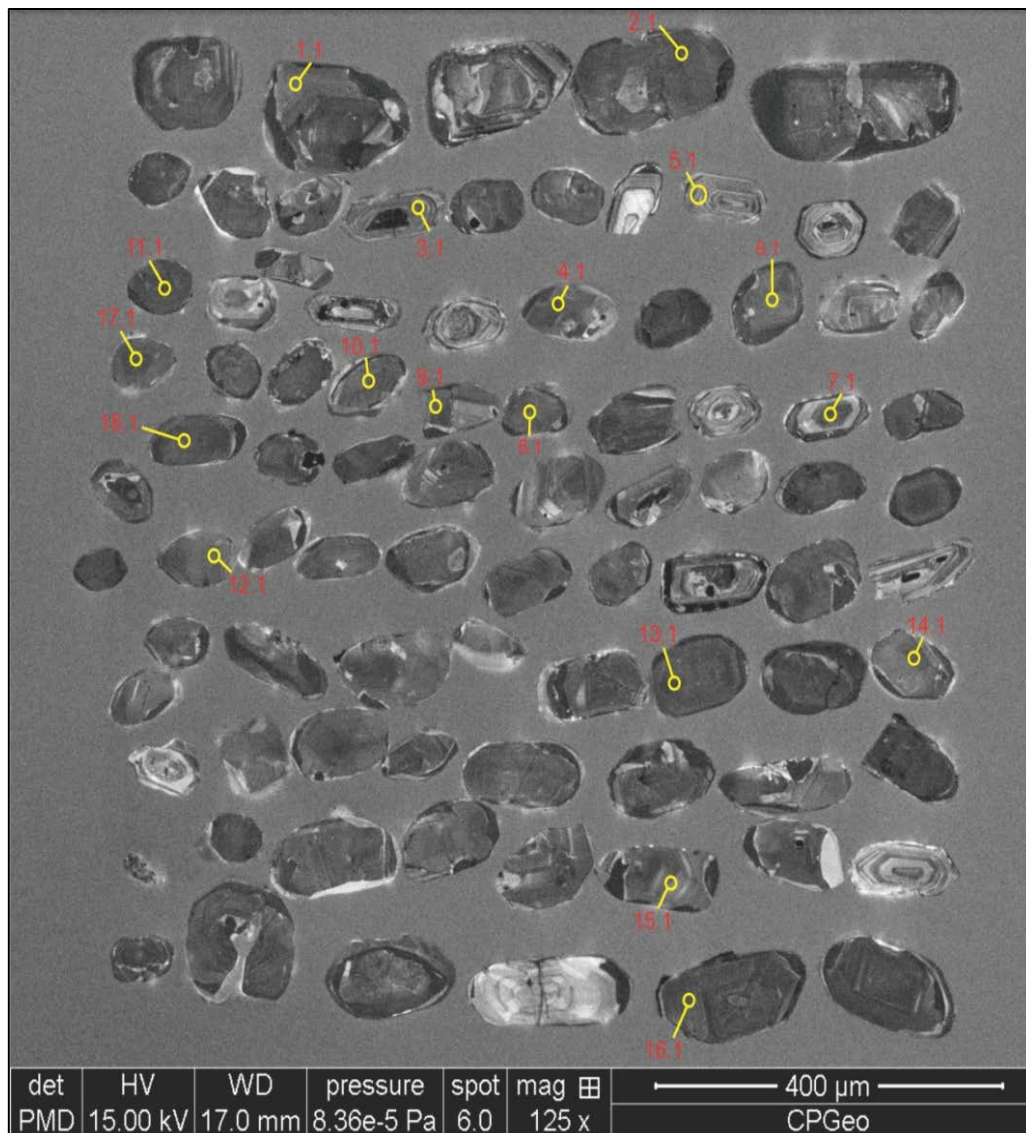


Figura 3.14 – Imagem de catodoluminescência dos 84 grãos de zircão selecionados para análise, dos quais, 18 foram selecionados para datação (numerados em vermelho). Os círculos amarelos indicam o local onde foi feita a análise, evidenciando que alguns grãos tiveram seus núcleos datados, enquanto outros, suas bordas.

O resultado da análise realizada por Lopes (2019) mostrou três cristais discordantes com idade aproximada de 3.3 Ga (grãos 5.1, 3.1 e 7.1). Outros onze cristais (grãos 1.1, 4.1, 6.1, 8.1, 10.1, 11.1, 12.1, 13.1, 14.1, 15.1 e 16.1) apresentaram idades em torno de 2.1 Ga, alinhados em uma reta discórdia com intercepto superior 2164 ± 16 Ma e intercepto inferior com 745 ± 190 Ma, conforme observado na Figura 3.15.

Tabela 3.4 – Dados isotópicos obtidos para a amostra AD13A. Em amarelo os dados utilizados por Lopes (2018) para o cálculo da concórdia age. Em cinza, os novos dados obtidos a partir de três grãos de zircão. Em azul, os dados interpretados como provenientes de grãos de zircão herdados. Os dados escritos em vermelho são àqueles utilizados para o cálculo da concórdia age e da média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Spot	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(3) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	(1) $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ Age	(3) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Disco rdan t	^{7}cor ^{208}Pb / ^{232}Th	±%	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±%	Err Cor r	(3) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	±%	(3) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%	(3) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±%	(3) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±%	Err. corr.
AD13 A 16.1	1.6E-4	20	0.53	0.28	2159±16	2159±20	2164±18	2158±9	2089±37	2183±11	-0	0.109	3.8	2.51	0.9	0.135	0.5	7.4	1	0.398	0.9	0.9	2.51	0.97	0.136	0.62	7.5	1	0.399	0.97	0.8
AD13 A 12.1	2.7E-4	16	0.61	0.55	2151±17	2149±21	2155±19	2159±10	2097±42	2181±13	+0	0.108	3.6	2.52	0.94	0.135	0.6	7.4	1.1	0.396	0.94	0.8	2.52	1.03	0.136	0.75	7.5	1.1	0.397	1.03	0.7
AD13 A 14.1	1.8E-4	16	0.6	0.44	2133±16	2129±20	2138±17	2152±14	2072±27	2176±14	+1	0.105	3.7	2.55	0.87	0.134	0.82	7.2	1.2	0.392	0.87	0.7	2.54	0.95	0.136	0.83	7.4	1.2	0.393	0.95	0.7
AD13 A 15.1	2.1E-4	18	0.55	0.32	2150±17	2146±21	2155±18	2170±10	2087±33	2193±10	+1	0.105	3.8	2.53	0.93	0.135	0.58	7.4	1.1	0.396	0.93	0.8	2.52	1	0.137	0.59	7.5	1	0.397	1	0.8
AD13 A 8.1	2.2E-4	16	0.56	0.51	2137±16	2131±20	2143±18	2162±14	2061±36	2190±14	+1	0.103	4.1	2.54	0.89	0.135	0.79	7.3	1.2	0.393	0.89	0.7	2.54	0.96	0.137	0.82	7.4	1.1	0.394	0.96	0.7
AD13 A 17.1	1.4E-4	30	0.58	0.28	2150±17	2146±20	2156±18	2176±17	2074±30	2208±16	+1	0.104	3.8	2.53	0.91	0.136	1	7.4	1.3	0.4	0.91	0.7	2.52	1	0.138	0.9	7.6	1.2	0.4	1	0.7
AD13 A 2.1	1.5E-4	18	0.61	0.26	2120±19	2111±23	2122±21	2159±8	2093±29	2170±10	+2	0.103	0.6	2.57	1.05	0.135	0.48	7.2	1.2	0.389	1.05	0.9	2.56	1.14	0.135	0.57	7.3	1.1	0.390	1.14	0.9
AD13 A 18.1	1.9E-4	21	0.59	0.27	2087±16	2080±19	2094±17	2125±14	1983±34	2172±14	+2	0.097	3.4	2.62	0.90	0.132	0.8	7	1.2	0.38	0.9	0.8	2.6	1	0.136	0.8	7.2	1.1	0.38	1	0.7
AD13 A 13.1	1.5E-4	16	0.68	0.32	1657±12	1611±13	1662±13	2006±15	1606±23	2040±16	+20	0.054	3.2	3.41	0.83	0.123	0.86	5	1.2	0.293	0.83	0.7	3.4	0.92	0.126	0.93	5.1	1.2	0.294	0.92	0.6
AD13 A 11.1	1.7E-4	17	0.63	0.23	2011±18	1991±22	2014±20	2110±8	1968±27	2130±9	+5	0.088	3.2	2.73	1.06	0.131	0.46	6.6	1.2	0.366	1.06	0.9	2.73	1.16	0.132	0.54	6.7	1.1	0.367	1.16	0.9
AD13 A 10.1	3.2E-4	14	0.61	0.26	1929±15	1891±15	1935±16	2134±11	1860±33	2166±12	+11	0.069	3.3	2.87	0.89	0.133	0.61	6.4	1.1	0.349	0.89	0.8	2.86	0.97	0.135	0.67	6.5	1	0.350	0.97	0.8
AD13 A 6.1	2.7E-4	32	0.65	0.24	2125±16	2115±20	2126±18	2166±17	2104±43	2175±10	+2	0.103	3	2.56	0.91	0.135	0.95	7.3	1.3	0.390	0.91	0.7	2.56	0.98	0.136	0.57	7.3	1	0.391	0.98	0.8
AD13 A 4.1	3.9E-4	32	0.61	0.26	2020±16	2000±19	2024±17	2116±28	1966±67	2140±19	+5	0.088	4.5	2.72	0.91	0.131	1.61	6.7	1.8	0.368	0.91	0.5	2.71	0.98	0.133	1.11	6.8	1.4	0.369	0.98	0.6
AD13 A 1.1	2.9E-4	15	0.61	0.47	2117±17	2103±21	2122±18	2174±17	2053±33	2200±16	+3	0.097	4.1	2.57	0.93	0.136	0.96	7.3	1.3	0.389	0.93	0.7	2.57	1.01	0.138	0.92	7.4	1.3	0.390	1.01	0.7
AD13 A 9.1	1.8E-4	18	0.62	0.28	2129±17	2130±20	2131±18	2127±9	2101±29	2139±10	-0	0.110	3.1	2.56	0.91	0.132	0.53	7.1	1.1	0.391	0.91	0.9	2.55	0.99	0.133	0.59	7.2	1	0.392	0.99	0.8

AD13 A 5.1	5.0E-4	10	0.82	0.2 5	2661± 20	2318± 23	2684± 23	3229± 6	2430± 55	3269± 9	+21	- 0.07 2	-8	1.96	0.9 1	0.257	0.3 9	18.1	1	0.511	0.9 1	0.9	1.94	1.0 4	0.264	0.5 8	18.8	1.1	0.516	1.0 4	0.8
AD13 A 3.1	2.7E-4	24	0.93	0.4 7	2795± 20	2469± 26	2832± 23	3245± 10	2475± 43	3303± 10	+17	- 0.04 1	- 13. 2	1.84	0.9	0.26	0.6 2	19.4	1.1	0.543	0.9	0.8	1.81	1	0.269	0.6 4	20.5	1.1	0.552	1	0.8
AD13A 7.1	7.9E-5	39	0.68	1.2 4	2765± 19	2369± 22	2774± 20	3327± 4	2666± 46	3339± 6	+21	-0.14	3.8	1.87	0.8 3	0.274	0.2 3	20.2	0.9	0.536	0.8 3	1	1.86	0.9 1	0.276	0.3 8	20.4	0.9	0.538	0.9 1	0.9

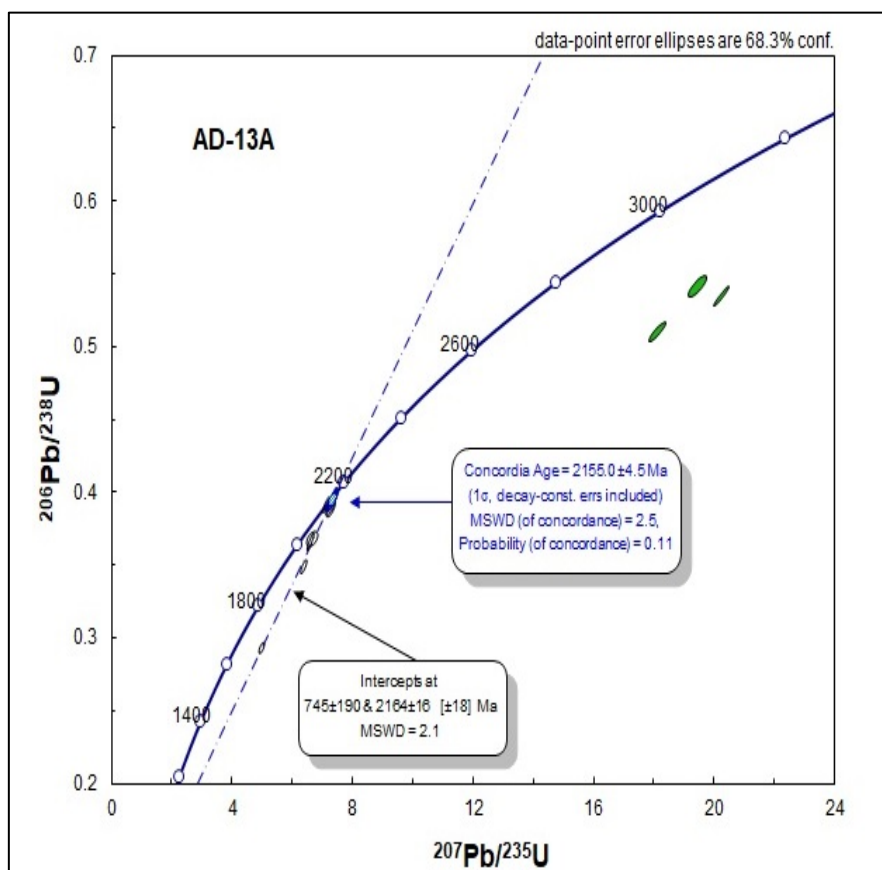


Figura 3.15 - Diagrama da idade concordante com os dados geocronológicos da amostra AD13A obtidos por Lopes (2019).

Dos onze grãos de zircão, cinco (8.1, 12.1, 14.1, 15.1 e 16.1) foram utilizados por essa autora para uma *concordia age*. O valor encontrado foi de 2155 ± 4 Ma (MSWD=2.5), conforme observando na Figura 3.16.

Após serem adicionados os dados de mais três grãos analisados (2.1, 17.1 e 18.1), um novo diagrama concordia resultante indicou um intercepto superior de 2168 ± 11 Ma e intercepto inferior de 745 ± 110 Ma, com MSWD de 1.2 (Figuras 3.17, 3.18 e 3.19). Para a obtenção de uma idade de cristalização com critérios estatísticos mais apurados, foi calculada a idade média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os dados com concordância superior a 95%, conforme observado na Figura 3.20. O valor encontrado foi de 2161 ± 8 Ma, com MSWD de 0.37.

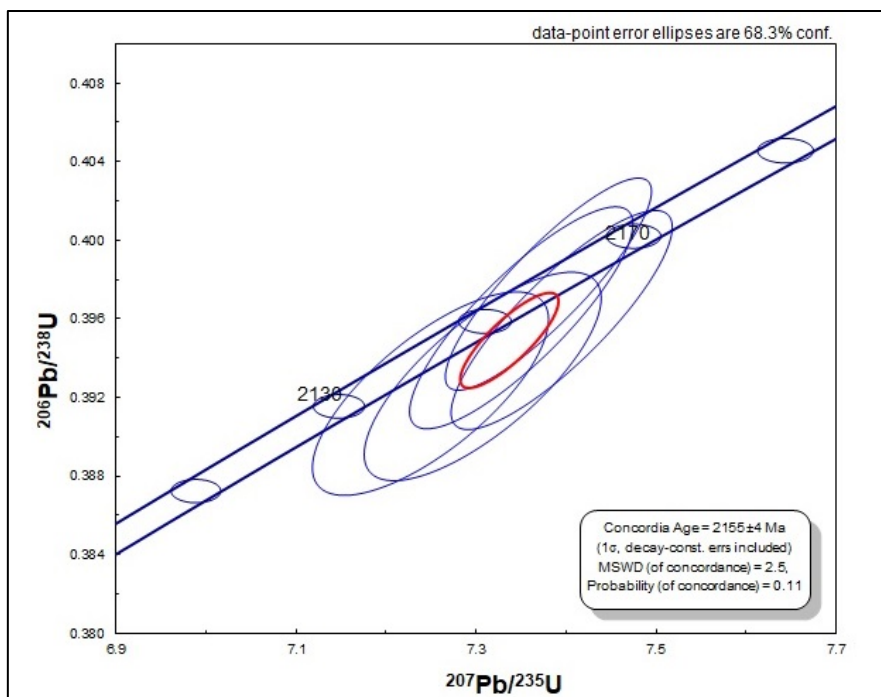


Figura 3.16 - Diagrama do cálculo da idade concordante (Lopes, 2019). A elipse vermelha representa a superposição das elipses dos dados isotópicos U/Pb dos cinco grãos de zircão mais concordantes entre si para a amostra AD13A.

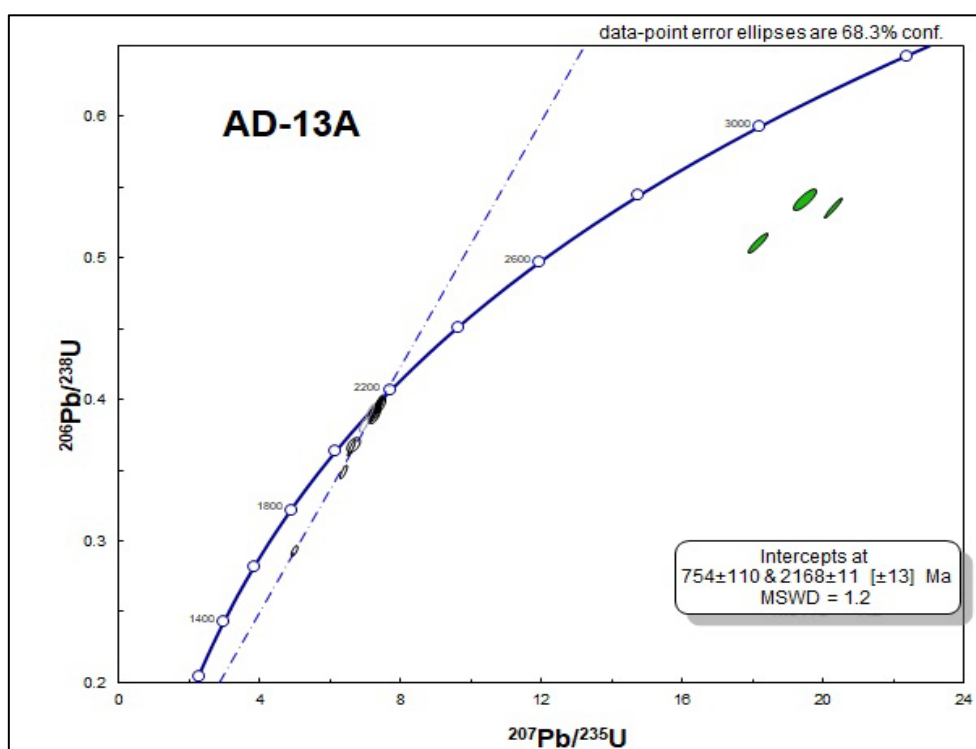


Figura 3.17 - Diagrama da idade concordante com os dados geocronológicos completos gerados a partir da média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os dados mais concordantes.

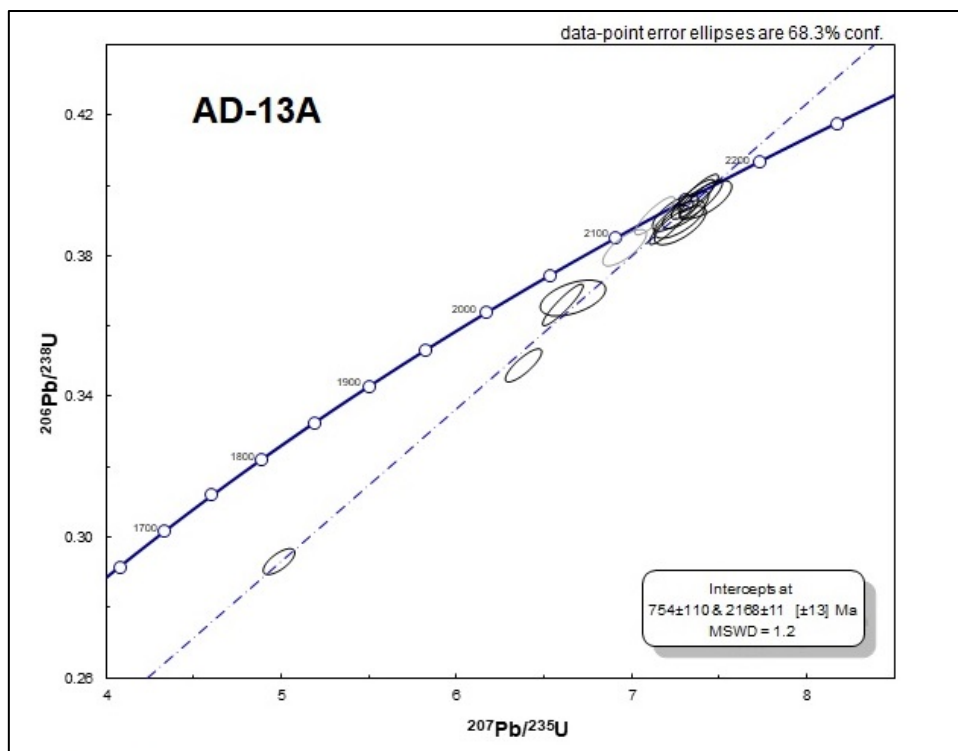


Figura 3.18 - Diagrama da idade concordante com os dados geocronológicos da amostra AD13A.

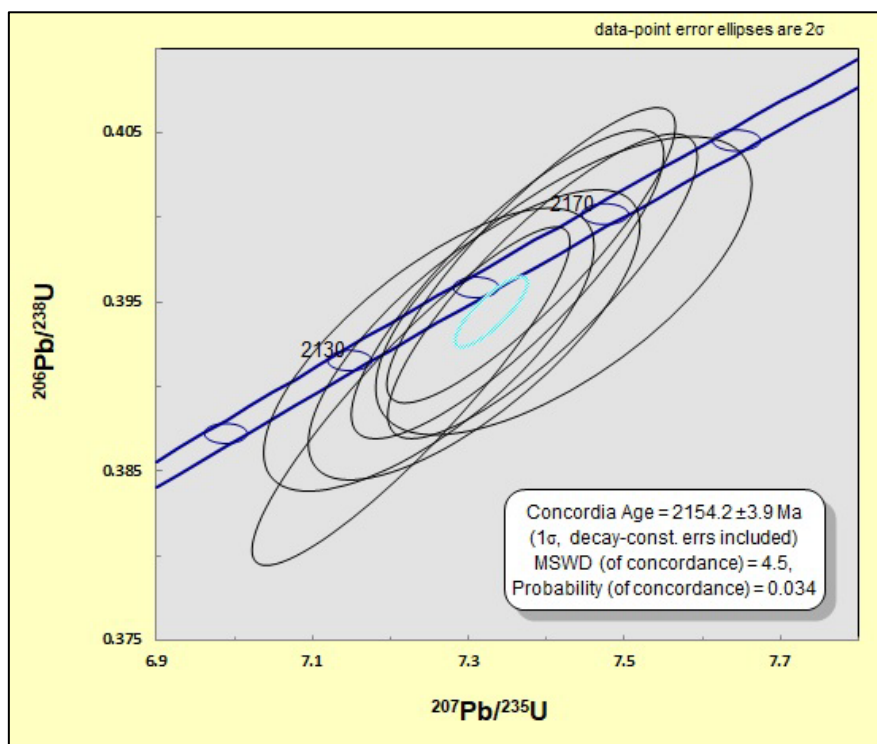


Figura 3.19 - Diagrama do cálculo da idade concordante para todas as amostras analisadas. A elipse azul representa a superposição das elipses dos dados isotópicos U/Pb dos cinco grãos de zircão mais concordantes.

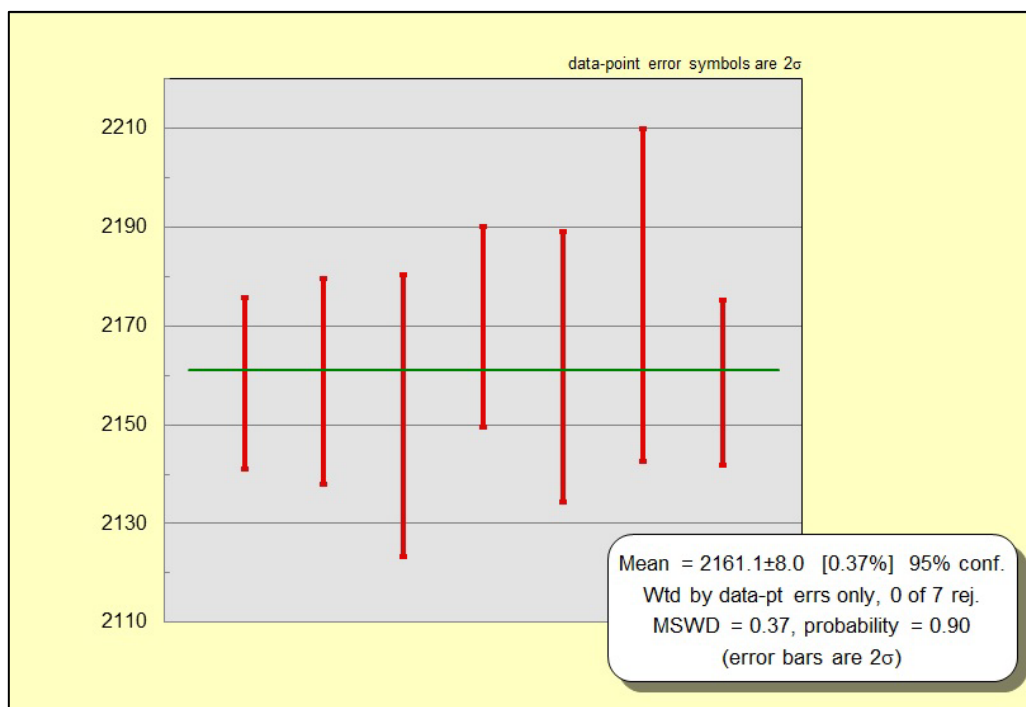


Figura 3.20 - Diagrama da média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os dados mais concordantes.

3.6 Discussões

3.6.1 Aspectos de campo e Petrografia

O afloramento-tipo da SMP é constituído por uma litofácies principal e uma subordinada. A litofácies 1, predominante no afloramento, é composta majoritariamente por microclina, quartzo e plagioclásio, e apresenta hornblenda e biotita como máficos mais representativos. Ao microscópio, é possível observar a significativa ocorrência de anfibólio alcalino de cor azul, possivelmente hastingsita, anteriormente relatada pelos trabalhos de Figueirôa e Silva Filho (1990) e Loureiro et al. (no prelo), ou riebeckita. Um estudo de química mineral faz-se necessário para sua descrição precisa.

A assembleia mineral primária reequilibrada na fácies xisto verde a anfibolito baixo é composta por microclina, quartzo, plagioclásio, hornblenda, anfíbólio alcalino, allanita, apatita, zircão e opacos. Epidoto, biotita e titanina podem ocorrer subordinadamente como produto de substituição ou alteração de outros minerais. A composição mineralógica observada permite associar a rocha com a Associação Alcalina proposta por Lameyre e Bowden (1982) e Liégeois et al. (1998).

A presença de feições de deformação como a extinção ondulante e formação de subgrãos observados nos grãos de quartzo, bem como o alongamento visível em alguns grãos de quartzo e feldspato, que podem ser associados à formação de uma foliação incipiente, sugerem a ocorrência de deformação plástica em temperaturas em torno de 400°C a 500°C, condizente com as fácies xisto verde a anfibolito baixo (Winter, 2001; Passchier & Trow, 2005). Adicionalmente, o reequilíbrio petrográfico da hornblenda em biotita, observado em lâmina, também permite sugerir a ocorrência de metamorfismo em condições de fácies xisto-verde. Essa observação é condizente com as sugestões feitas por Loureiro et al. (no prelo) e Macedo et al. (no prelo).

A litofÁCIE 2, por sua vez, apresenta mineral primária reequilibrada em fácies xisto verde a anfibolito baixo composta por microclina, quartzo, plagioclásio, hornblenda, allanita, apatita, zircão e minerais opacos. Biotita, titanita e epidoto podem ser encontradas como produto de alteração ou substituição de outros minerais. Seus grãos estão mais deformados e alterados que àqueles observados na litofÁCIE 1. Pode-se observar a presença de extinção ondulante forte e subgrãos nos grãos de quartzo, alteração da hornblenda em biotita e a presença de um alongamento visível nos grãos de quartzo e microclina, assim como se observa na litofÁCIE 1. Tais características permitem inferir a ocorrência de metamorfismo em condições de fácies xisto verde a anfibolito baixo.

A relação de contato observada entre as litofácies e suas características geoquímicas permitem sugerir que as ambas podem fazer parte de uma mesma evolução magmática, sendo a litofácie 1 a mais primitiva das duas e a litofácie 2 a mais tardia, tendo se cristalizado nos espaços dentro da litofácie 1. Os veios pegmatíticos encontrados na litofácie 1 teriam sua instalação associada ao preenchimento de fraturas tardias do maciço.

As duas litofácies apresentam uma foliação bem marcada pelos minerais máficos, cujo valor médio para as medidas tomadas é dado por $S_n=N40E/80NW$, valor concordante com as direções das foliações observadas regionalmente (Figura 3.3). Essa deformação teria ocorrido em condições de fácies xisto verde a anfibolito baixo, conforme pode ser entendido a partir da paragênese mineral secundária observada nas lâminas petrográficas, na deformação intracristalina observada nos grãos de quartzo e no alongamento dos grãos de quartzo e microclina, com formação de foliação.

As amostras AD13A, DN-44A e AD13B plotam no campo do sienogranito, no limite com o campo do álcali-feldspato granito (Figura 3.7) do diagrama de Streckeisen (1976). Essa classificação é condizente com o definido por Angelim (1997), que classifica os tipos petrográficos da SMP como metalcaligranitos, metalcalifeldspato granitos com hornblenda, anfibólio ortognaisse sienogranitos, ferrohastingsita sienogranitos, leucogranitos com granada e metassienogranitos.

3.6.2 Geoquímica

Diante dos padrões observados em todos os diagramas geoquímicos (Figuras 3.8 a 3.13) e dos dados analíticos (Tabela 3.3) expostos, é possível descrever a SMP como uma rocha metaluminosa, enriquecida em ferro, relacionada a um magmatismo que

evolui desde alcalino a calcioalcalino típico de ambiente distensivos tipo A2, caracterizado por contribuição magmática continental (Eby, 1992), e cuja colocação estaria relacionada a um evento magmático pós-tectônico. Tais observações reforçam o que foi previamente determinado por Teixeira (2013) para a SMP.

A tendência de correlação negativa observada nos diagramas bivariantes para elementos maiores pode ser entendida como um reflexo do fracionamento dos minerais observados nas lâminas petrográficas, como a microclina, o plagioclásio, a hornblenda, o anfibólio alcalino, a allanita, o zircão e a ilmenita. A horizontalidade observada para a correlação do P_2O_5 pode ser associada ao consumo destes elementos em fases anteriores da cristalização fracionada. A anomalia negativa observada nos diagramas bivariantes para elementos traço, por sua vez, está associada majoritariamente ao fracionamento dos minerais acessórios, como a entrada do Zr na estrutura do zircão, ou à substituição de outros elementos na estrutura cristalina de minerais como a entrada do Rb na estrutura do K-feldspato e do Sr ou Ba na estrutura do plagioclásio.

A distribuição dos elementos traço no diagrama multielementar da Figura 3.11 remonta a forte enriquecimento de HFSE em relação aos LILE. Este comportamento reforça a natureza alcalina da suíte, previamente definida por Teixeira (2013), diferindo dos comportamentos encontrados para rochas subalcalinas.

Os teores discrepantes e o comportamento anômalo observado para a amostra HL-027I na maioria dos gráficos podem estar relacionados à sua natureza mantélica evidenciada pelo baixo teor de SiO_2 . Essa amostra poderia corresponder à parte menos diferenciada do corpo granítico, representando um líquido mantélico contaminado por produtos crustais oriundos da fusão parcial provocada pela sua intrusão.

3.6.3 Geocronologia

Os dados obtidos a partir das análises geocronológicas permitem identificar uma família de zircões (grãos 5.1, 3.1 e 7.1) com idade aproximada de 3.3 Ga. Esses grãos foram desconsiderados para os cálculos de idade da suíte por serem, possivelmente, grãos herdados. Na imagem de catodoluminescência (Figura 3.14), é possível observar que esses grãos se diferenciam dos que resultam em idades de 2.1 Ga, apresentando núcleos com baixa luminescência e/ou presença de zonações oscilatórias bem demarcadas. Os Granitoides do Complexo Sobradinho-Remanso, embasamento da região onde a SMP está inserida, apresentaram idade semelhante em datações realizadas por Dantas et al. (2010).

A idade obtida para a maioria dos grãos por meio da geocronologia foi interpretada como de cristalização da rocha, tendo em vista a morfologia ígnea dos grãos de zircão observados em catodoluminescência, a razão Th/U menor que 1 e a seleção de dados U/Pb com mais de 95% de concordância. Esses dados reunidos trouxeram a confiabilidade estatística e analítica para o dado adquirido.

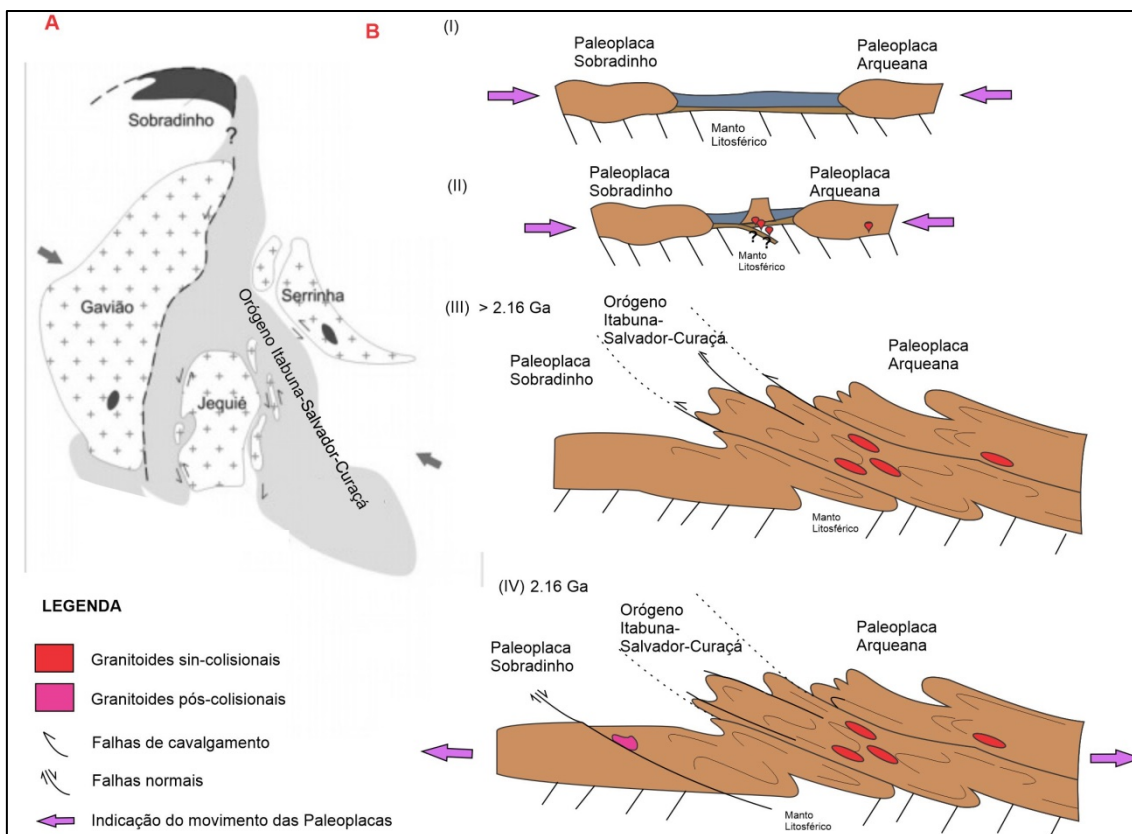
A idade média Pb/Pb obtida após a análise complementar de mais três grãos de zircão do mesmo *mount* que os analisados por Lopes (2019) foi de 2161 ± 8 Ma, com MSWD de 0.37. Quando comparado ao resultado obtido pela análise realizada por Lopes (2019), pode-se observar que, apesar da semelhança, o valor encontrado na segunda análise apresenta um menor MSWD e elevada proximidade com o valor do intercepto superior, o que permite considerar essa idade como a de cristalização da rocha. Além disso, a técnica para cálculo da idade utilizando a média das idades mais concordantes Pb/Pb se demonstrou, neste caso, ser uma ferramenta com melhor aplicação do que a idade concórdia, resultando em um MSWD menor.

A idade de cristalização riaciana encontrada por este trabalho e a sugerida por Lopes (2019) são diferentes das idades orosiriana (Angelim, 1997; Loureiro et al., no

prelo) e estateriana (Macedo et. al., no prelo) previamente consideradas para a suíte, e determinadas a partir das relações observadas em campo. Adicionalmente, permite relacionar concomitantemente este magmatismo com o evento Orogênico Riaciano registrado em todo o Cráton do São Francisco, nos estados da Bahia e Minas Gerais (Alkmin e Marshak, 1998; Barbosa et al., 2012). Diante do resultado obtido com a geocronologia e das características geoquímicas determinadas para a litofácies principal da SMP, é possível sugerir que em cerca de 2.16 Ga ocorreu a instalação do magmatismo alcalino pós-colisional na Paleoplaca Sobradinho. Isso sugere que o evento colisional Riaciano estaria em um estágio mais avançado na Paleoplaca Sobradinho que em outros pontos do Cráton do São Francisco, permitindo a instalação da SMP em ambientes distensivos (Figura 3.21).

Outros magmatismos são descritos na literatura com uma idade semelhante, dentro do Domínio Sobradinho. Uma delas, realizada por Garcia (2017) em um metarriolito geoquimicamente relacionado a um magmatismo intraplaca (Souza et al., 2015), pertencente à Unidade Baixo Vale do Rio Salitre e aflorante na BA-210, à Sul do Rio São Francisco, obteve uma idade de concórdia de 2161 ± 4 Ma. O autor sugere que sua colocação estaria relacionada a um ambiente de rifte intraplaca continental, instalado no final do riaciano, interpretação análoga à sugerida para a instalação da SMP em ambiente distensivo.

Sacramento et al. (2017), por sua vez, encontraram uma idade de 2.16 Ga para um metadacito calcioalcalino da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. Diante deste resultado, a autora sugere o fechamento de um oceano paleoproterozóico em zona de subducção de 2.16 Ga, o que entra em contradição ao que pode ser interpretado para explicar a colocação do magmatismo alcalino da SMP. Os dados analíticos dessa datação não estão publicados, o que inviabiliza uma análise dessa interpretação.



3.21 – (A) Modelo esquemático para a disposição das paleoplacas arqueanas, cuja movimentação (indicada pelas setas) teria ocasionado a Orogenia Riacciana e a consolidação do norte do Cráton do São Francisco. As interrogações indicam ausência de informações precisas acerca dos limites entre as paleoplacas Gavião e Sobradinho (Modificado de Alckmim e Noce, 2006, in: Heilbron et al., 2016); (B) Modelo evolutivo proposto para a colocação da SMP (em rosa), onde (I) ilustra estágio inicial da convergência entre as Paleoplacas Serrinha e Sobradinho, (II) ilustra estágio mais avançado da colisão, com ocorrência de subducção, (III) ilustra estágio colisional e (IV) ilustra momento pós-colisional, onde o colapso do orógeno ocasiona um relaxamento na área, com distensões e instalação de falhamentos que permitem a instalação de granitoides pós-colisionais, quando em 2.16 Ga a SMP se instala na Paleoplaca Sobradinho. Escalas meramente ilustrativas.

No Cráton do São Francisco Setentrional, outros magmatismos alcalinos são relacionados, porém com idade mais jovem, de aproximadamente de 2.0 Ga, como o granitoide alcalino Cara Suja, localizado no Domínio Guanambi (Paim, 2014), cuja idade é de 2053 ± 3 Ma (Rosa et al., 2000), a Suíte Jussiape, localizada na porção nordeste do CSF e proveniente de um magmatismo peraluminosos com características próximas a de um granitoide “tipo A”, de idade 2076 ± 51 Ma (Cruz et al., 2011) e os

álcali-granitos de 2081 ± 3 Ma (Silveira, 2015) da região do Complexo Jacurici. A SMP se demonstrou, portanto, mais velha do que era esperado para este tipo de magmatismo.

A ausência de mais dados e estudos geocronológicos para a região do Segmento Norte Sobradinho como um todo dificulta o entendimento sobre sua participação no contexto tectônico regional do paleoproterozoico. Além do déficit de dados, existe também a destruição dos registros arqueanos a paleoproterozoicos na porção cratônica à norte da região da SMP, extinta pelas orogêneses brasileiras. ‘

A idade do intercepto inferior da reta da discórdia (745 ± 110 Ma), apesar do elevado erro, sugere uma perda de chumbo durante o neoproterozoico. A proximidade com a Faixa Móvel Riacho do Pontal, de idade neoproterozoica, poderia justificar um aquecimento da região onde a SMP é encontrada e, conseqüente, abertura do sistema U-Pb.

3.7 Conclusões

Considerando os aspectos de campo, os dados petrográficos observados, a reinterpretação geoquímica e os dados da literatura, o afloramento-tipo da SMP pode ser classificado como um metassienogranito composto por duas litofácies, quimicamente caracterizadas como ferrosas, metaluminosa a peralcalina, metamorfizada em fácies xisto verde, e proveniente de magmatismo de ambiente distensivo do tipo A2, relacionado a evento pós-tectônico, em concordância com o que foi previamente descrito por Teixeira (2013). O metamorfismo e a deformação na SMP ocorreram em condições de temperatura e pressão condizentes com a fácies xisto verde a anfibólito baixo.

A idade de colocação e cristalização da suíte é de aproximadamente 2161 ± 8 Ma (MSWD=0.37). Essa idade se difere de outros granitoides alcalinos paleoproterozoicos encontrados no Cráton do São Francisco, indicando uma geodinâmica na Paleoplaca Sobradinho um pouco distinta dos demais locais.

O magmatismo da SMP estaria temporalmente correlacionado à orogênese Riacciana, quando houve a colagem entre a Paleoplaca Gavião e/ou Sobradinho e as Paleoplacas Jequié e Serrinha. Diante disso e de suas características químicas anteriormente descritas, sugere-se que na Paleoplaca Sobradinho, esse contexto colisional regional estaria em estágio mais avançado, permitindo a instalação da SMP em evento magmático pós-tectônico.

3.8 Agradecimentos

Esta pesquisa foi possível graças à parceria entre o curso de geologia da Universidade Federal da Bahia - UFBA e o Serviço Geológico do Brasil – CPRM/SGB. Agradecemos à equipe do Projeto “Evolução Tectônica e Metalogenética do Bloco Gavião” e à Gerência de Recursos Minerais – GEREMI/CPRM, por tornarem possível a execução dos trabalhos. Agradecemos ao geólogo Eron Macedo pela dica sobre a importância deste estudo. Às geólogas Ivana Pinho e Tamara Manfredi, pela contribuição com os conhecimentos e revisões sobre geoquímica de granitos alcalinos, Rita Cunha e Cristina Burgos, pelo auxílio com a petrografia, Joseneusa Brilhante, pelas discussões sobre geocronologia, à Rogério Celestino pelo apoio com os mapas e à bibliotecária Isabel Matos pela ajuda com as referências bibliográficas.

3.9 Referências

Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, 29-58.

Alkmim, F.F.; Noce, C.M. 2006. The Paleoproterozoic Record of São Francisco Craton. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. Field Guide and Abstracts. 116 p.

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.

Angelim, L.A.A. 1997. Petrolina, folha SC.24-V-C: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí: escala 1:250000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, CPRM, 116 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8235> / (acesso em abril de 2020).

Angelim, L.A.A. 2001. Aracaju NW – Folha SC.20-V, Estado da Bahia, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 151 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/4920> / (acesso em março de 2020).

Barbosa, J.S.F. 2012. Terrenos Metamórficos do embasamento. In: Barbosa, J.S.F. (Coord.). *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*: Salvador, CBPM, v. 1, p. 101-201.

Barbosa, J.F.S. & Dominguez, L.J.M. 1996. *Geologia da Bahia: Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. Salvador: Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, 400 p.

Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil – a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74, 343-359.

Black, L.P.; Kamo, S.L.; Allen, C.M.; David, D.W.; Aleinikoff, J.N.; Valley, J.W.; Mundil, R.; Campbell, I.H.; Korsch, R.J.; Williams, I.S.; Foudoulis, C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, v. 205, 115-140.

Boyton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies, in *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63-114.

Cox, K.G., et al. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>

Cruz, S.C.P.; Carneiro, M.A.; Barbosa, J.S.F.; Martins, A.A.M.; Santana, J. dos S.; Teixeira, L.R.; Gonçalves, G.de S.S.T.; Leal, A.B.M.; Dantas, E.; Pimentel, M. 2011.

Idades U-Pb (LA-ICPMS) para as Suítes Caraguataí e Jussiape, Bloco Gavião, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, 120-129.

Cruz, S.C.P.; Barbosa, J.S.F.; Pinto, M.S.; Peucat, J.J.; Pasquette, J.L.; de Souza, J.S.; Martins, V.S.; Chemale Júnior, F.; Carneiro, M.A. 2016. The Siderian-Orosirian Magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb Geochronology, Geochemistry and Tectonic Implications. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 69, 43-79.

Dantas, E.L., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (2013). Looking for the Early Archean rocks in South America: U-Pb dating and Hf isotopes in zircons from the north São Francisco Craton, Brazil. *Geol Soc Amer, Annual Meeting 2013*, Paper 269-5.

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

Figueirôa, I. 1990. Petrolina, folha SC.24-V-C: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí: escala 1:100000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, 120 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8397> / (acesso em janeiro de 2020).

Folley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constrains for petrogenetic models. *Earth Sci*, 24, 81-134.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.

Garnar, T.E. 1994. Zirconium and hafnium minerals. *Industrial Minerals and Rocks*. Indiana, Donald D. Carr Editor, 6, 1159-1165.

Garcia, P.M. de P. 2017. A Província Cuprífera do Nordeste Meridional: Evolução dos Processos e Modelos Metalogenéticos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia – UFBA, Salvador, 320 p. Disponível em: <https://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/25826> / (acesso em junho de 2020).

Gomes, H.A. 1990. Itamotinga, folha SC.24-V-D-I: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí: escala 1:100000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, 128 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8357> / (acesso em janeiro de 2020).

Gill, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes: a practical guide*. West Sussex, Editora Wiley-Blackwell, 428 p.

Hartmann L.A., Delgado I.M. 2001. Cratons and Orogenic Belts of the Brazilian Shield and their Contained Gold Deposits. *Mineralium Deposita*, 36, 207-217.

- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 245-255.
- Inda, H.A.; Barbosa, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1000,000. Salvador, Coordenação da Produção Mineral, 137 p.
- Leite, C.M.M. 1997. Campo Alegre de Lourdes - Peixe, folha SC.23-X-D-IV – folha SC.23-X-D-I: estados da Bahia: escala 1:100000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, 193 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/9039> / (acesso em abril de 2020).
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Killer, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, R.A., Zandt, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendation of the International Union of Geological Sciences. Londres. Blackwell Scientific Publications, 193 P.
- Lopes, C.G.; Macedo, E.P.; da Silva, G.F.; Cruz Filho, B.; da Silva, A.D.; Klein, E.L.; Rodrigues, J.B. 2019. Idade paleoproterozoica do Magmatismo Alcalino da Região de Petrolina, na borda Norte do Bloco Gavião, Cráton do São Francisco. In: XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.
- Loureiro, H.S.C. (Org.). 2017. Projeto Médio São Francisco. Relatório final – textos e mapas. Salvador:CPRM. No prelo.
- Macedo, E.P. 2019. Mapeamento Geológico da Folha Petrolina. In: Macedo, E.P. (Org.). Projeto Remanso-Sobradinho. Relatório Final. Salvador: CPRM. No Prelo.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media, Berlin, 382 p.
- Pearce J.A., Harris, B.W.N., Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, n. 25, 956-983.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, 120-125.
- Rosa, M.L.S.; Conceição, H.; Oberli, F.; Meier, M.; Martin, H.; Macambira, M.J.B.; dos Santos, E.B.; Paim, M.M.; Leahy, G.A.da S.; Leal, L.R.B. 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and Isotopic Signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi Batholith, Southwest Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, 62-65.
- Sacramento, LC.; Barbosa, J.S.F.; Carrilho, E.; Leal, S. 2017. O Oceano Paleoproterozoico do Greenstone Belt Rio Salitre, Bahia. In: 27º Simpósio de Geologia do Nordeste.

Santos, C.A.; Silva Filho, M.A. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Riacho do Caboclo. Folha SC.24-V-A-VI – Escala 1:100000. Estados de Pernambuco e Bahia. Brasília: DNPM, 113 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8299> / (acesso em abril de 2020).

Santos, J.X., Viana, R.R., Costa, A.C.D., Ruiz, A.S., Battilani, G.A. 2009. Geoquímica e geocronologia de granitoides tipo A da região de Cocalinho, leste do estado de Mato Grosso. Revista Brasileira de Geociências, 39, 199-212.

Sato, K., Tassinari, C., Basei, M., Siga Júnior, O., Onoe, A., & Souza, M. 2014. Microsonda Iônica de Alta Resolução e de Alta Sensibilidade (SHRIMP IIe/MC) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil: método analítico e primeiros resultados. Geologia USP, Série Científica, 14(3), 3.18.

Shand, S.J. 1943. The Eruptive Rocks. John Wiley, New York, 444 p.

Silveira, C.J.S.; Frantz, J.C.; Queiroz, W.J.A.; Roos, S.; Peixoto, V.M. 2015. Geocronologia U-Pb em Zircão de Rochas Intrusivas e de Embasamento na Região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia. Brazilian Journal of Geology, v. 45.

Sobrinho, V.R.S. 2019. Mapeamento Geológico da Folha Itamotinga. In: Melo, R.C. (Org.). Projeto Chorrochó-Macururé. Salvador: CPRM. No prelo.

Souza, J.D., Fernandes, Filho, J., Guimarães, J.T., Lopes, J.N. 1979. Projeto Colomi: relatório final: geologia da região do médio São Francisco: texto e mapas, escala 1:250000. Brasília: DNPM/CPRM, 541 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/9211> / (acesso em janeiro de 2020).

Souza, J.D., Melo, R.C., Kosin, M. 2003. Mapa Geológico do Estado da Bahia – Escala 1:100000. Salvador, CPRM. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8665> / (acesso em março de 2020).

Souza, J.D., Teixeira, L.R. 1981. Prospecto Rio Salitre – Relatório Final. Salvador, CPRM, 244 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/3040> / (acesso em janeiro de 2020).

Streckeisen, A. 1976. To Each Plutonic Rock, It's Proper Name. Earth Science Review, 12, 1-33.

Teixeira, L.R. 2005. Relatório Temático de Litogeoquímica: Projeto Ibitiara-Rio de Contas. Salvador, CPRM/CBPM, 21 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21305> / (acesso em julho de 2020).

Teixeira, L.R. 2013. Projeto Médio São Francisco – Relatório Temático de Litogeoquímica. Salvador: CPRM, 55 p. Disponível em: http://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/21312/1/relatorio_litogeoquimica_medio_sao_francisco_2013.pdf / (acesso em fevereiro de 2020).

Teixeira, W. Oliveira, E.P., Marques, L.S. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: Heibron, M., Cordani, U.G. Alkmin, F.F. São Francisco Craton, Eastern Brazil – Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. New York, Springer Nature, 331 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>

Vlach, D.S.R.F. 2002. A Classe dos Tectossilicatos: Guia Geral da Teoria e Exercícios. Geologia USP: serie didática, v.1, 1-49.

Winter, J.D. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall. New Jersey, 697 p.

Wood, S.D., Joron, J.J., Trueil, M., Norry, M., Tarney, J. 1979. The Nature of Mantle Source Heterogeneities. Contributions to Mineralogy and Petrology, n. 70, 319-340.

CAPÍTULO 4

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A execução dos trabalhos sobre a SMP possibilitou o contato com diferentes áreas da geologia, tais quais: mapeamento geológico e atividades de campo, descrição petrográfica, construção de gráficos e interpretação de dados geoquímicos e geocronológicos e compreensão acerca dos métodos utilizados. Essa interação é responsável por enriquecer e por em prática os conhecimentos adquiridos durante a graduação.

As observações e descobertas realizadas durante os trabalhos acerca da SMP abrem espaço para uma série de novos questionamentos e possibilidades de investigações futuras.

Novos trabalhos de mapeamento de detalhe do afloramento-tipo devem ser realizados, visando, em especial, uma descrição acerca do comportamento estrutural do afloramento, e sua relação com o metamorfismo encontrado na região. Estes trabalhos podem ser acompanhados de uma descrição comparativa com os outros afloramentos já mapeados e descritos como pertencentes à SMP.

As diferenças entre as litofácies 1 e 2 ainda não são totalmente caracterizadas, como por exemplo, a presença do anfibólio alcalino visto na litofácies 1, mas ausente na 2. Ainda não se tem certeza se elas são cogenéticas ou não. Diante disso, estudos descritivos e com fins de comparação petrográficas, geoquímicas e geocronológicas entre as mesmas ainda podem ser executados.

A partir de novas campanhas de campo, sugere-se a coleta de mais amostras para produção de novas lâminas petrográficas de todas as litofácies do afloramento-tipo e dos

outros corpos da suíte. A petrografia pode ser incrementada por estudos de química mineral, visando sanar possíveis dúvidas e definir uma composição mineralógica mais precisa.

Novos estudos geoquímicos podem ser realizados para todo o afloramento-tipo, visando a caracterização do magmatismo entre os termos mais e menos evoluídos, de modo a estabelecer uma relação genética entre as litofácies. Essas análises podem se estender para os outros corpos mapeados da SMP.

O estudo geoquímico pode ser seguido por uma nova investigação geocronológica, com foco na litofácie 2 do afloramento-tipo. Desse modo, seria possível estabelecer uma relação estratigráfica entre as litofácies e um avanço no entendimento dos processos evolutivos que atuaram na SMP.

É importante ressaltar a grande ausência de informações geocronológicas na parte norte do Cráton do São Francisco. Diante disso, e visando entender melhor a evolução geotectônica desta porção do cráton, todos os estudos anteriormente sugeridos para a continuidade nos trabalhos sobre a SMP podem ser estendidos a outras unidades encontradas na Paleoplaca Sobradinho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, 29-58.
- Alkmim, F.F.; Noce, C.M. 2006. The Paleoproterozoic Record of São Francisco Craton. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. *Field Guide and Abstracts*. 116 p.
- Allègre, C.J. 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press, Nova York, 512 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511809323>
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, 29-46.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.
- Anderson, J.L., Bender, B. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23, 19-52.
- Angelim, L.A.A. 1997. Petrolina, folha SC.24-V-C: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí: escala 1:250000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, CPRM, 116 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8235> / (acesso em abril de 2020).
- Angelim, L.A.A. 2001. Aracaju NW – Folha SC.20-V, Estado da Bahia, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 151 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/4920> / (acesso em março de 2020).
- Barbosa, J.S.F. 2012. Terrenos Metamórficos do embasamento. In: Barbosa, J.S.F. (Coord.). *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*: Salvador, CBPM, v. 1, p. 101-201
- Barbosa, J.F.S. & Dominguez, L.J.M. 1996. *Geologia da Bahia: Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. Salvador: Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, 400 p.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil – a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74, 343-359.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., Marinho, M.M. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma Síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, 3-6.

- Black, L.P.; Kamo, S.L.; Allen, C.M.; David, D.W.; Aleinikoff, J.N.; Valley, J.W.; Mundil, R.; Campbell, I.H.; Korsch, R.J.; Williams, I.S.; Foudoulis, C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, v. 205, 115-140.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45, 45-70.
- Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97, 1-29.
- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C. 2003. In: *Introduction to U-Series Geochemistry*, 52, cap 1.
- Boyton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies, in *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63-114.
- Brito Neves BB de, Santos EJ, Van Schmus WR. 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R, Chappell, B.W. 1982. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- Cox, K.G., et al. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Cruz, S.C.P.; Carneiro, M.A.; Barbosa, J.S.F.; Martins, A.A.M.; Santana, J. dos S.; Teixeira, L.R.; Gonçalves, G.de S.S.T.; Leal, A.B.M.; Dantas, E.; Pimentel, M. 2011. Idades U-Pb (LA-ICPMS) para as Suítes Caraguataí e Jussiape, Bloco Gavião, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, 120-129.
- Cruz, S.C.P.; Barbosa, J.S.F.; Pinto, M.S.; Peucat, J.J.; Pasquette, J.L.; de Souza, J.S.; Martins, V.S.; Chemale Júnior, F.; Carneiro, M.A. 2016. The Siderian-Orosirian Magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb Geochronology, Geochemistry and Tectonic Implications. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 69, 43-79.
- Cunha, I. R. V., Dall'Agnol, R., Feio, G. R. L. 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajas Province–Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 100-121.

- Dalan, C. A., Vilalva, F.C.J., Nascimento, M.A.L. 2018. Reavaliação das condições de granitos alcalinos edicarianos dos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre, Província Borborema, NE-Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 19, 129-152.
- Dall’Agnol, R., Ramo, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites. Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46, 431-462.
- Dall’Agnol, R., Oliveira, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*: 93, 215-233.
- Dantas, E.L., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (2010). Looking for the Oldest Rocks of South America: Paleoproterozoic Orthogneisses of the Sobradinho Block, Northeasternmost Foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. VII South American Symposium on Isotope Geology. Brasília, 137-140.
- Dantas, E.L., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (2013). Looking for the Early Archean rocks in South America: U–Pb dating and Hf isotopes in zircons from the north São Francisco Craton, Brazil. *Geol Soc Amer, Annual Meeting 2013*, Paper 269-5.
- Davis, D.W., Williams, I.S., Krogh, T.E. 2003. Historical Development of Zircon Geochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Zircon*. Mineralogical Society of America, 53, 145-181.
- Dempster, A.J. 1918. A New Method of Positive Ray Analysis. *Physical Review Journals*, 11,316-325.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York, John Wiley and Sons, 589 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756800017453>
- Figueirôa, I. 1990. Petrolina, folha SC.24-V-C: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí: escala 1:100000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, 120 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8397> / (acesso em janeiro de 2020).
- Finch, R.J., Hancher, J.M. 2003. Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. In: Hancher, J.M., Hoskin, P.W.O. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, cap. 1, 1-25. <https://doi.org/10.2113/0530001>
- Fowler, A., Prokoph, A., Ster, R.A., Dupuis, C. 2002. Organization of Oscillatory Zoning in Zircon: Analysis, Scalling, Geochemistry and Model of a Zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 311-328.

- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Frost, C.D., Frost, B.R. 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, 52, 39-53.
- Garcia, P.M. de P. 2017. A Província Cuprífera do Nordeste Meridional: Evolução dos Processos e Modelos Metalogenéticos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia – UFBA, Salvador, 320 p. Disponível em: <https://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/25826> / (acesso em junho de 2020).
- Gill, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes: a practical guide*. West Sussex, Editora Wiley-Blackwell, 428 p.
- Gomes, H.A. 1990. Itamotinga, folha SC.24-V-D-I: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí: escala 1:100000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, 128 p. Disponível on line em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8357> / (acesso em janeiro de 2020).
- Gonçalves, G.O. 2015. Desenvolvimento de Padrão para Geocronologia U-Pb e Traçador Isotópico Sm-Nd em Monazita por LA-ICP-MS, Orógeno Araçuaí, Leste do Brasil. Dissertação de mestrado, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 159 p. Disponível em: https://www.repositorio.ufop.br/bitstream/123456789/5607/1/DISSERTA%C3%87%C3%83O_DesenvolvimentoPadr%C3%A3oGeocronologia.pdf / (acesso em maio de 2020).
- Gualda, G.A.R. Evolução Petrográfica e Mineralógica das Associações Alcalina e Aluminosa dos Granitos Tipo-A da Graciosa, PR. 2001. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 274 p. DOI: 10.11606/D.44.2001.tde-02102015-111623.
- Hanchar, J.M., John, M., Paul, W.O. 2003. Zircon: Reviews in Mineralogy & Geochemistry. V, 53, 500 p.
- Harrison, T.M, Catlos, E.J., Montel, J.M. 2002. U-Th-Pb Dating of Phosphate Minerals. *Phosphates: Geochemical, Geobiological and Materials Importance*, 48, 523-558.
- Hartmann L.A., Delgado, I.M. 2001. Cratons and Orogenic Belts of the Brazilian Shield and their Contained Gold Deposits. *Mineralium Deposita*, 36, 207-217.
- Hoffmann, E.; Stroobant, V. 2007. *Mass Spectrometry – Principles and Applications*. West Sussex, John Wiley & Sons Ltd., 502 p.
- Hoskin, P.W.O.; Schaltegger, 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, cap. 2, 27-62. <https://doi.org/10.2113/0530027>

- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 245-255.
- Inda, H.A.; Barbosa, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1000,000. Salvador, Coordenação da Produção Mineral, 137 p.
- Klein, C., Hurlbut Jr., C.S. 1993. *Manual of Mineralogy*. New York, John Wiley and Sons, 681 p. <https://doi.org/10.1002/gj.3350300114>
- Klein, C., Dutrow, B. 2012. *Manual de Ciências dos Minerais*. Porto Alegre, Bookman, 716 p.
- Lameyre, J., Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 169-189.
- Leite, C.M.M. 1997. Campo Alegre de Lourdes - Peixe, folha SC.23-X-D-IV – folha SC.23-X-D-I: estados da Bahia: escala 1:100000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, 193 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/9039> / (acesso em abril de 2020).
- Lewis, C.L.E. 2002. Arthur Holmes: An Ingenious Geoscientist. *GSA Today*, v. 12, 16-17.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. *Lithos*, 45, 1-28.
- Loiselle, M.C., Wones, D.R. 1979. Characteristics of Anorogenic Granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 11, 7, 468.
- Lopes, C.G. 2012. Proveniência das Rochas Metassedimentares Detríticas do Complexo Passo Feio – Terreno São Gabriel, Caçapava do Sul – RS. Monografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 78 p. Disponível em: <https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/65639/000870502.pdf?sequence=1&isAllowed=y> / (acesso em julho de 2020).
- Lopes, C.G.; Macedo, E.P.; da Silva, G.F.; Cruz Filho, B.; da Silva, A.D.; Klein, E.L.; Rodrigues, J.B. 2019. Idade paleoproterozoica do Magmatismo Alcalino da Região de Petrolina, na borda Norte do Bloco Gavião, Cráton do São Francisco. In: XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.
- Loureiro, H.S.C. (Org.). 2017. Projeto Médio São Francisco. Relatório final – textos e mapas. Salvador:CPRM. No prelo.

- Macedo, E.P. 2019. Mapeamento Geológico da Folha Petrolina. In: Macedo, E.P. (Org.). Projeto Remanso-Sobradinho. Relatório Final. Salvador: CPRM. No Prelo.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *GSA Bulletin*, 101, 635-643.
- Martin, R.F., Bonin, B. 1976. Water and magma genesis: the association hypersolvus granite-subsolvus granite. *Canadian Mineralogist*, 14, 228-237.
- Medeiros, A. 1999. Aston e a Descoberta dos Isótopos. *Química Nova na Escola*, v. 10, 32-36.
- Melo, R.C. (Org.). 2019. Projeto Chorrochó-Macururé. Relatório final – textos e mapas. Salvador: CPRM. No prelo.
- Nardi, L. 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. *Pesquisas em Geociências – UFRGS*, 18, 44-57.
- Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e series magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisa em Geociências – UFRGS*, 43, 85-99.
- Nédélec, A., Bouchez, J.L. 2015. *Granites: petrology, structure, geological setting and metallogeny*. OUP Oxford.
- Oliveira, R.C.L.M. 2010. Idade, Petrografia e Geoquímica do Magmatismo Anorogênico Criogeniano e Toniano no Sul do Estado da Bahia. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 96 p. Disponível em: <http://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/21486> / (acesso em fevereiro de 2020).
- Paim, M.M. 2014. Maciço Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-colisional no Sudoeste da Bahia. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 258 p. Disponível em: <https://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/21548> / (acesso em julho de 2020).
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media, Berlin, 382 p.
- Pearce J.A., Harris, B.W.N., Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, n. 25, 956-983.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, 120-125.
- Pimentel, M.M. Glossário Geológico Ilustrado – Geocronologia. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/glossario/verbete/geocronologia.htm> / (acesso em julho de 2020).
- Ribeiro, A.F. 1998. O Terreno Granito-Greenstone do Rio Salitre (Bahia) e a Mineralização de Sulfeto Maciço Associada. *Petrologia, Litogeoquímica e*

Potencialidade Metalogenética. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 200 p.

Ring, U., Kroner, A., Layer, P.W. 1999. Deformed A-type granites in northern Malawi, east-central Africa: pre- or syntectonic? *Journal of the Geological Society*, 156, 695-714.

Rogers, J.J.W., Greenberg, J.K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology*, 98, 291-309.

Rosa, M.L.S.; Conceição, H.; Oberli, F.; Meier, M.; Martin, H.; Macambira, M.J.B.; dos Santos, E.B.; Paim, M.M.; Leahy, G.A.da S.; Leal, L.R.B. 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and Isotopic Signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi Batholith, Southwest Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, 62-65.

Sabedot, S., Sampaio, C.H. 2002. Caracterização de Zircões da Mina Guaju (Pb). *Rev. Esc. Minas*, 55.

Sacramento, LC.; Barbosa, J.S.F.; Carrilho, E.; Leal, S. 2017. O Oceano Paleoproterozoico do Greenstone Belt Rio Salitre, Bahia. In: 27º Simpósio de Geologia do Nordeste.

Santos, C.A.; Silva Filho, M.A. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Riacho do Caboclo. Folha SC.24-V-A-VI – Escala 1:100000. Estados de Pernambuco e Bahia. Brasília: DNPM, 113 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8299> / (acesso em abril de 2020).

Santos, J.X., Viana, R.R., Costa, A.C.D., Ruiz, A.S., Battilani, G.A. 2009. Geoquímica e geocronologia de granitoides tipo A da região de Cocalinho, leste do estado de Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 39, 199-212.

Sato, K., Kawashita, K. 2002. Espectrometria de Massas em Geologia Isotópica. *Geologia USP. Série Científica*, 2, 57-77.

Sato, K., Tassinari, C., Basei, M., Siga Júnior, O., Onoe, A., & Souza, M. 2014. Microsonda Iônica de Alta Resolução e de Alta Sensibilidade (SHRIMP IIe/MC) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil: método analítico e primeiros resultados. *Geologia USP. Série Científica*, 14(3), 3.18.

Schuettmann, W. 1989. The Discovery of Uranium by Martin Heinrich Klaproth 200 Years Ago. *Kernenergie*, v. 32, 416-420.

Shand, S.J. 1943. *The Eruptive Rocks*. John Wiley, New York, 444 p.

Shand, S. J. 1951. *Eruptive rocks*: 3 ed. Londres, Editora Murby. <http://doi.org/10.1017/S0016756800075026>

Shore, M., Fowler, A.D. 1996. Oscillatory Zoning in Minerals: a Common Phenomenon. *The Canadian Mineralogist*, 34, 1111-1126.

Silveira, C.J.S.; Frantz, J.C.; Queiroz, W.J.A.; Roos, S.; Peixoto, V.M. 2015. Geocronologia U-Pb em Zircão de Rochas Intrusivas e de Embasamento na Região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45.

Souza, J.D., Fernandes, Filho, J., Guimarães, J.T., Lopes, J.N. 1979. Projeto Colômi: relatório final: geologia da região do médio São Francisco: texto e mapas, escala 1:250000. Brasília: DNPM/CPRM, 541 p.

Teixeira, W. Oliveira, E.P., Marques, L.S. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: Heibron, M., Cordani, U.G. Alkmin, F.F. São Francisco Craton, Eastern Brazil – Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. New York, Springer Nature, 331 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>

Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. New Jersey, 697 p.

APÊNDICE A

Tabelas com os dados brutos das análises químicas realizadas por Teixeira (2013)

	Método	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B
	Análise	Ag	Al	As	Au	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Fe	Ga	Ge	Hf	Hg	In	K
	Unidade	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
	L. de detecção	0.01	0.01	1	0.1	10	5	0.1	0.02	0.01	0.01	0.05	0.1	1	0.05	0.5	0.01	0.1	0.1	0.05	0.01	0.02	0.01
Amostra	Tipo																						
BRANCO_PREP	ROCHA	0.04	<0.01	<1	<0.1	<10	<5	<0.1	0.05	<0.01	0.05	0.36	0.9	12	<0.05	7.1	0.98	0.2	<0.1	<0.05	0.03	<0.02	<0.01
HL-27A (HGG428)	ROCHA	0.03	0.83	<1	<0.1	<10	27	0.3	0.06	0.2	0.1	282.86	1.4	15	0.71	6.7	2.39	11.2	0.3	0.9	<0.01	0.03	0.76
HL-27B (HGG429)	ROCHA	<0.01	0.51	<1	<0.1	<10	68	1.8	7.7	0.43	0.2	158.55	1.6	9	0.31	9.9	1.98	7	0.2	1.05	0.03	0.11	0.34
HL-27C (HGG430)	ROCHA	0.01	0.74	<1	<0.1	<10	138	1.2	2.9	0.39	0.16	264.43	2.4	11	0.35	8.9	2.97	10.8	0.3	2.47	0.02	0.1	0.58
HL-27D (HGG431)	ROCHA	0.13	0.44	<1	<0.1	<10	31	0.7	1.65	0.18	0.14	239.45	0.7	13	0.21	8.2	1.68	8.3	0.1	0.41	<0.01	0.05	0.34
HL-27E (HGG432)	ROCHA	<0.01	0.32	<1	<0.1	<10	22	0.6	0.98	0.15	0.15	249.76	0.6	14	0.18	5.3	1.49	6.8	0.2	0.43	<0.01	0.06	0.24
HL-27F (HGG433)	ROCHA	<0.01	0.31	<1	<0.1	<10	21	0.9	0.65	0.21	0.17	273.42	0.9	14	0.21	6.1	1.21	5.6	0.2	0.59	<0.01	0.06	0.21
HL-27I (HGG436)	ROCHA	<0.01	3.99	<1	<0.1	<10	144	3.2	0.35	0.46	0.11	38.98	2.4	3	16.34	10.1	12.23	63.1	0.5	2.88	<0.01	0.34	4.9

Métodos analíticos:

ICM4B – digestão com água régia – Leitura com ICS-OES e ICP-MS

ICP95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-OES

IMS95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

IMS95R – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

	Método	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	
	Análise	La	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Ni	P	Pb	Rb	Re	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Te	Th	Ti	U
	Unidade	ppm	ppm	%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm
	L. de detecção	0.1	1	0.01	5	0.05	0.01	0.05	0.5	50	0.2	0.2	0.1	0.01	0.05	0.1	1	0.3	0.5	0.05	0.05	0.1	0.01	0.05
Amostra	Tipo																							
BRANCO_PREP	ROCHA	0.2	<1	<0.01	116	0.44	<0.01	<0.05	4.4	<50	2.4	1.7	<0.1	<0.01	<0.05	<0.1	<1	<0.3	<0.5	<0.05	<0.05	<0.1	<0.01	<0.05
HL-27A (HGG428)	ROCHA	115.1	33	0.28	341	0.6	0.06	2.36	6.1	<50	25.6	359.2	<0.1	<0.01	<0.05	1.6	<1	<0.3	4.4	<0.05	<0.05	32.4	0.08	1.38
HL-27B (HGG429)	ROCHA	86.2	8	0.05	284	3.5	0.09	7.52	4.8	214	32.3	181.9	<0.1	<0.01	<0.05	2.3	2	1.5	5.7	0.08	2.24	21	0.08	6.09
HL-27C (HGG430)	ROCHA	109.8	21	0.07	352	10.97	0.07	5.86	5.5	312	48.5	266.5	<0.1	<0.01	<0.05	2	3	1.3	7.9	<0.05	1.73	100.6	0.12	137.52
HL-27D (HGG431)	ROCHA	128	14	<0.01	192	3.63	0.06	3.65	3.3	<50	27	179.7	<0.1	<0.01	<0.05	0.6	2	1.8	4.1	<0.05	1.17	23.5	0.05	0.84
HL-27E (HGG432)	ROCHA	102.7	6	<0.01	155	11.03	0.05	4.58	3.2	<50	20.8	117.2	<0.1	<0.01	<0.05	0.5	2	0.6	4	<0.05	0.66	23.9	0.05	0.88
HL-27F (HGG433)	ROCHA	106.6	4	0.02	148	2.46	0.07	3.77	5.1	<50	22.9	96.1	<0.1	<0.01	<0.05	1	<1	2	5	<0.05	0.34	21.7	0.05	0.5
HL-27I (HGG436)	ROCHA	19.2	482	1.96	1551	24.76	0.06	45.27	3.2	<50	19.3	2843.1	<0.1	<0.01	<0.05	3.2	1	4.6	5.6	<0.05	0.23	5.7	0.65	3.1

Métodos analíticos:

ICM4B – digestão com água régia – Leitura com ICS-OES e ICP-MS

ICP95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-OES

IMS95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

IMS95R – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

	Método	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICM14B	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	ICP95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A
	Análise	V	W	Y	Zn	Zr	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	LOI	Sum	Ba	Be	Cs	Ga	Hf	Nb
	Unidade	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	L. de detecção	1	0.1	0.05	1	0.5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	5	0.1	0.05	0.1	0.05	0.05
Amostra	Tipo																								
BRANCO_PREP	ROCHA	<1	<0.1	<0.05	<1	<0.5	0.06	0.02	<0.01	1.39	<0.01	0.02	0.02	<0.01	0.02	>90	0.02	<0.01	99.62	5	<0.1	<0.05	<0.1	0.06	<0.05
HL-27A (HGG428)	ROCHA	<1	<0.1	10.37	102	19.8	13.61	0.52	<0.01	3.42	7.29	0.47	0.05	3.02	<0.01	69.3	0.21	0.08	97.94	163	0.8	0.52	29.8	12.7	6.48
HL-27B (HGG429)	ROCHA	1	<0.1	80.78	100	25.5	12.69	1.3	<0.01	4.42	5.3	0.13	0.06	3.68	0.06	73.3	0.38	<0.01	101.17	585	4	0.11	29.8	14.32	44.98
HL-27C (HGG430)	ROCHA	2	<0.1	76.99	148	63.3	11.64	1.19	<0.01	5.8	5.31	0.18	0.08	3.04	0.05	74.41	0.48	<0.01	102	646	3.7	0.15	30.7	17.21	46.16
HL-27D (HGG431)	ROCHA	<1	<0.1	28.23	100	6	11.12	0.54	<0.01	2.54	5.21	0.03	0.03	2.98	<0.01	79.67	0.19	<0.01	102.28	137	1.3	<0.05	27.1	11.73	14.72
HL-27E (HGG432)	ROCHA	<1	<0.1	31.04	82	7.2	11.48	0.59	<0.01	2.64	5.45	0.02	0.03	3.14	<0.01	76.47	0.2	<0.01	99.9	149	3.4	0.17	29.9	11.27	24.18
HL-27F (HGG433)	ROCHA	<1	<0.1	20.9	42	8.9	11.93	0.79	<0.01	2.76	5.53	0.06	0.04	3.28	<0.01	78	0.24	<0.01	102.53	169	4	<0.05	24	13.86	17.09
HL-27I (HGG436)	ROCHA	<1	<0.1	34.08	1161	48	13.79	0.72	<0.01	18.43	8.09	3.39	0.22	2.15	<0.01	55.67	1.23	0.46	104.13	206	1.9	11.34	55.3	13.27	155.39

Métodos analíticos:

ICM4B – digestão com água régia – Leitura com ICS-OES e ICP-MS

ICP95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-OES

IMS95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

IMS95R – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

	Método	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95R	IMS95A
	Análise	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W	Y	Zr	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Yb	Nb
	Unidade	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	L. de detecção	0.2	0.3	0.5	0.05	0.1	0.05	0.1	0.05	0.5	0.1	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.1	0.05	0.1	0.05	0.1	0.05	0.05	0.1	0.05
Amostra	Tipo																								
BRANCO_PREP	ROCHA	1.8	<0.3	<0.5	<0.05	16	0.55	<0.1	2.42	0.9	3.5	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	8.4	<0.05	0.2	<0.05	<0.1	<0.05	<0.05	<0.1	<0.05
HL-27A (HGG428)	ROCHA	252	<0.3	21.3	<0.05	29.8	2.49	<0.1	18.29	493.4	232.3	4.27	2.01	0.87	8.71	0.8	139.6	<0.05	94.9	27.89	13.3	0.93	0.2	2	6.48
HL-27B (HGG429)	ROCHA	153.7	1.7	57.8	2.05	23.8	6.2	<0.1	125.45	643.3	162.6	23.55	15.92	2.14	20.17	5.34	101.8	1.79	82.9	20.83	18	3.7	2.2	14.8	44.98
HL-27C (HGG430)	ROCHA	152.1	<0.3	52.1	<0.05	71.2	101.9	<0.1	112.53	708.9	241.6	22.37	13.66	2.24	23.23	4.7	135.7	1.22	118.3	30.48	22.3	3.9	1.77	11.1	46.16
HL-27D (HGG431)	ROCHA	155.5	<0.3	12.3	<0.05	20.3	1.85	0.7	46.78	465.4	185.1	10.49	4.85	0.63	14.2	2.14	106.1	0.26	80.8	22.08	14.4	1.85	0.63	4.1	14.72
HL-27E (HGG432)	ROCHA	169.4	<0.3	12.8	<0.05	21.5	1.96	0.4	68.21	425.1	231.3	16.91	8.49	0.76	19.39	3.11	132.5	0.63	104.1	28.44	20.7	2.96	1.09	6.8	24.18
HL-27F (HGG433)	ROCHA	157	<0.3	31.6	<0.05	18.2	1.48	0.6	40.22	605.4	236	9.03	5	0.79	11.65	1.74	139.6	0.37	91.5	26.34	14.3	1.56	0.62	4.3	17.09
HL-27I (HGG436)	ROCHA	745.7	1.7	17.3	<0.05	14	3.49	<0.1	30.72	448	48.4	6.97	4.1	0.41	7.62	1.35	28.7	0.41	28.9	6.91	6.1	1.04	0.55	4.1	155.39

Métodos analíticos:

ICM4B – digestão com água régia – Leitura com ICS-OES e ICP-MS

ICP95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-OES

IMS95A – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

IMS95R – fusão com metaborato de lítio – Leitura por ICP-MS

ANEXO A

**Regras de Formatação – Journal of The Geological Survey of
Brazil**

Journal of The Geological Survey of Brazil – JGSB www.jgsb.cprm.gov.br -
ISSN: 2595-1939

Normas para publicação:

Ao submeter um artigo para publicação no JGSB, o(s) autor(es) concorda(m) em transferir para a CPRM – Serviço Geológico do Brasil - o direito da primeira publicação, bem como os direitos de edição, tradução e reprodução. A submissão é feita por meio eletrônico, e deve ser acompanhada de uma carta de apresentação dos autores e do trabalho.

Os textos são publicados apenas em inglês. Os manuscritos podem ser enviados em português e, em caso de aceitação, a versão final será traduzida e publicada em inglês. Não existe limite máximo de páginas, embora, normalmente os manuscritos contenham entre 5000 e 12000 palavras.

O texto deve ser escrito em folha de tamanho A4, em fonte Times New Roman, tamanho 12, com espaçamento duplo entre linhas. As figuras e tabelas devem ser encaminhadas separadamente. As páginas devem ser numeradas sequencialmente. A revista disponibiliza um modelo em formato .doc para referência da formatação exigida.

Os arquivos podem ser enviados em formato .doc ou .pdf. As figuras devem seguir o esquema de cores RGB com pelo menos 300 dpi para fotografias, imagens e diagramas, e podem ser enviadas em formato .pdf, .jpeg, .tiff ou .png.

Estrutura do manuscrito:

- i) Título;
- ii) Nome do(s) autor(es) e afiliações, com respectivos endereços postais e de e-mail;
- iii) Resumo (abstract), contendo entre 250 e 400 palavras organizadas em parágrafo único;
- iv) Palavras-chave
- v) Título abreviado, com até 50 caracteres;
- vi) Introdução, com localização da área de estudo, objetivos, abordagem metodológica e as possíveis implicações do trabalho;
- vii) Materiais e métodos ou procedimentos analíticos;
- viii) Resultados, apresentados sem interpretações, em itens únicos ou separados;
- ix) Discussões, onde devem ser interpretados os dados e comparados com a literatura;
- x) Conclusões;
- xi) Agradecimentos;
- xii) Referências, que devem estar listadas em ordem alfabética;
- xiii) Apêndices e anexos.

Referências:

As referências devem ser organizadas em ordem alfabética, segundo o modelo disponibilizado:

a) Artigos em revistas:

(two authors) Corrêa L.W.C., Macambira M.J.B. 2014. Evolução da região de Santana do Araguaia (PA) com base na geologia e geocronologia Pb-Pb em zircão de granitoides. Geologia USP, Série Científica, 14, 45-66.

b) Artigos publicados em eventos:

Fraga L.M., Vasquez M.L., Almeida M.E., Dreher A.M., Reis N.J. 2017. A influência da orogenia Eo-Orosiriana na formação da SLIP Uatumã, parte central do Cráton Amazônico. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 15, 405-408.

c) Livro ou capítulo de livro:

Castro R. D., Kowsmann R. O. 2016. Main features of the Campos Basin regional geology. In: Kowsmann R. O. (ed.). Geology and Geomorphology: regional Environmental characterization of the Campos basin, southwest Atlantic: Rio de Janeiro, Elsevier. p. 1-12. <https://doi.org/10.1016/B978-85-352-8444-7.50008-1>

d) Teses e dissertações:

Valladares F.B. 2004. Geologia e petro-metalogênese da mineralização de ouro da mina São Bento, Quadrilátero Ferrífero - MG. MSc Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 55 p. DOI: 10.11606/D.44.2004.tde-17092013-132357

e) Mapas:

Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (eds.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, Brasília, CPRM. CD-ROM.

f) Relatórios técnicos, notas explicativas e publicações on-line:

Klein E.L., Almeida M.E., Rosa-Costa L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission. Available on line at: <http://www.largeigneousprovinces.org/> (accessed on 17 June 2018).

g) Relatórios não publicados:

Mah P., Reyes A., Lindeman D., Mach L., Haggan T. 2013. NI 43-101 Technical Report Aurizona Resource and Reserve Update, Brazil. Unpublished report. Available online at: <http://www.lunagold.com/> (accessed on 19 September 2013).