

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Guilherme Bozelli Pontes

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO
CORRENTINA E SUITE RIO CORRENTE, BLOCO GUANAMBI-CORRENTINA,
CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Belo Horizonte
2023

Guilherme Bozelli Pontes

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO
CORRENTINA E SUITE RIO CORRENTE, BLOCO GUANAMBI-CORRENTINA,
CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Prof. Dra. Mahyra Ferreira Tedeschi

Coorientador: Prof. Dr. Humberto Luis Siqueira Reis (UFMG/DCC, PPGEARN/UFOP, HR Consulting Energy and Geosciences Ltda.)

Coorientador: Prof. Dr. Henrique Bruno (UERJ)

Belo Horizonte
2023

B793g
2023

Bozelli Pontes, Guilherme.

Geologia, geoquímica e geocronologia do Complexo Correntina e Suite Rio Corrente, Bloco Guanambi-Correntina, Cráton São Francisco [manuscrito] / Guilherme Bozelli Pontes . – 2023.
119 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientadora: Mahyra Ferreira Tedeschi.

Coorientador: Humberto Luis Siqueira Reis.

Coorientador: Henrique Bruno.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2023.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 90-103.

Inclui apêndices.

1. Petrologia – Minas Gerais – Teses. 2. Geoquímica – Minas Gerais – Teses. 3. Tempo geológico – Teses. I. Tedeschi, Mahyra. II. Reis, Humberto Luis Siqueira. III. Bruno, Henrique. IV. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. V. Título.

CDU: 552(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DO IGC-UFMG



FOLHA DE APROVAÇÃO

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO CORRENTINA E SUITE RIO CORRENTE, BLOCO GUANAMBI-CORRENTINA, CRÁTON SÃO FRANCISCO

GUILHERME BOZELLI PONTES

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre(a) em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL, pelo Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

Aprovada em 27 de fevereiro de 2023, pela banca constituída pelos membros:

Prof. Dra. Mahyra Ferreira Tedeschi – Orientadora
UFMG

Documento assinado digitalmente



NATALI DA SILVA BARBOSA

Data: 28/02/2023 20:49:31-0300

Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof. Dra. Natali da Silva Barbosa
UFBA

Prof. Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron
UERJ

Belo Horizonte, 27 de fevereiro de 2023.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, em especial à prof. Dr. Mahyra Tedeschi pelo incentivo, aprendizado e paciência nas muitas dúvidas que acompanharam nosso trabalho ao longo de sua execução. Agradeço a disponibilidade e a parceria dos meus co-orientadores prof. Dr. Humberto Reis e prof. Dr. Henrique Bruno pelas contribuições e discussões que aprimoraram o nosso trabalho e o meu conhecimento.

À empresa Sintertec Minerais Industriais e meus colegas de trabalho pelo apoio financeiro e logístico na realização das etapas de campo e nas análises laboratoriais.

Aos professores Dr. Cristiano de Carvalho Lana e Dr. Cláudio de Morisson Valeriano pelo apoio nas execuções dos ensaios laboratoriais que foram importantíssimos para a relevância da nossa pesquisa. Extendo meus agradecimentos a toda a equipe envolvida na realização das análises e na preparação de amostras das entidades que suportaram nosso projeto: CPMTC-IGC-UFMG, DEGEO-UFOP e LAGIR-UERJ. Extendo os cumprimentos à Pró-reitoria de Pós-graduação da UFMG e ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

Aos amigos e parceiros geólogos Larissa, Mariana Madeira, Paulo, Renato Barros e Éder Medeiros pelas discussões e comentários que contribuíram para o sucesso deste projeto. Aos Prof. do DEMIN-UFMG Raul Zanoni e Paulo Brandão pelo espaço, aprendizado e as conversas que ajudam a nossa inspiração.

Às pessoas que são minha fortaleza: minha esposa Marina, que com amor e carinho me incentivou e me manteve focado. Aos meus pais Ailton e Rita por sempre me apoiarem nos estudos e nas minhas realizações. Ao meu irmão Felipe, e sua família Juliana e Rafael que me dão alegria sempre. A segunda família Márcio, Kiki e Babi por tudo o que fazem e fizeram por mim.

Ao meu grande amigo e parceiro de campo, Mem de Sá de Moraes por todos os ensinamentos que a gente não aprende na escola.

À Deus que sempre me mantém firme e forte na vida.

Obrigado!

RESUMO

O Complexo Correntina e a Suíte Rio Corrente registram um dos episódios que levaram à estabilização da litosfera do Cráton do São Francisco no Paleoproterozóico, precedendo a montagem do supercontinente Nuna-Columbia. Na área de trabalho, o Complexo Correntina é caracterizado por uma unidade metaplutônica subalcalina de composição máfico-intermediária, com intrusões de unidades metavulcânicas de composição dacítica e riolítica, e com uma sequência metavulcanosedimentar de natureza química e siliciclástica conhecida como Formação Extrema. A Suíte Rio Corrente é caracterizada por metagranitos foliados de natureza pós-colisional, representados por uma unidade metaluminosa mesocrática, leucogranitos peraluminosos e uma unidade félsica alcalina. As unidades descritas podem ser interpretadas com base em modelos geoquímicos de subducção de arcos magmáticos de baixo grau metamórfico. Os enriquecimentos de LILEs e ETRLs e as depleções de HFSE indicam processos de desidratação de subducção da crosta oceânica, enquanto o alto fracionamento da granada e o enriquecimento de HFSE marcam fontes sublitosféricas extraídas da fusão de crosta oceânica. Dados isotópicos de zircão U-Pb-Hf do Complexo Correntina revelam um assinatura isotópica juvenil ($\epsilon_{\text{Hf}} +5,7$ a $+9,4$), com idade de cristalização de 2.183 ± 9 Ma e $T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$ entre 2,2 e 2,4 Ga para a unidade metavulcânica. Dados geoquímicos de rocha total sobre Nd-Sr obtidos de uma rocha sanukitóide subalcalina do Complexo Correntina mostram $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de $+3,05$, $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ de 2,31 Ga e $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}(i)$ de 0,70173. A idade U-Pb obtida no zircão da rocha sanukitóide obteve idade de cristalização de 2.324 ± 9 Ma, tornando-a a ocorrência mais antiga conhecida presente no embasamento do Cráton do São Francisco. Nossos resultados revelam fontes juvenis interpretadas como um registro que representa o envolvimento do manto litosférico subcontinental na evolução do arco continental Riáciano estudado.

Palavras-chave: arco continental; Paleoproterozoico; assinatura isotópica juvenil; sanukitoide; geoquímica de subducção.

ABSTRACT

The Correntina Complex and the Rio Corrente Suite record one of several convergent episodes that led to the stabilization of the lithosphere of the São Francisco Craton in the Paleoproterozoic, preceding the assembly of the Nuna-Columbia supercontinent. In the work area, the Correntina Complex is characterized by a subalkaline metaplutonic unit of mafic-intermediate composition, with intrusions of metavolcanic units of dacitic and rhyolitic composition, and with a metavolcanosedimentary sequence of chemical and siliciclastic nature known as Extreme Formation. The Rio Corrente Suite is characterized by foliated metagranites of a post-collisional nature, represented by a mesocratic metaluminous unit, peraluminous leucogranites and an alkaline felsic unit. The described units can be interpreted based on geochemical models of subduction of magmatic arcs of low metamorphic grade. LILEs and ETRLs enrichments and HFSE depletions indicate dehydration processes of subducting oceanic crust, while high garnet fractionation and HFSE enrichment mark sub lithospheric sources extracted from the melting of oceanic crust. Isotopic data of U-Pb-Hf zircon reveal a crystallization age of $2,183 \pm 9$ Ma for the meta-alkali-rhyolite of the RG group, with a juvenile isotopic signature (ϵ_{Hf} +5.7 to +9.4) and $T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$ between 2.2 and 2.4 Ga. Whole rock geochemistry data on Nd-Sr obtained from a sanukitoid rock of the SAM group shows $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of +3.05, $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ of 2.31 Ga and $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}(i)$ of 0.70173. The U-Pb age obtained in zircon from the sanukitoid rock obtained a crystallization age of $2,324 \pm 9$ Ma, making it the oldest known occurrence present in the basement of the São Francisco Craton. Our results reveal juvenile sources interpreted as a record as to represent the involvement of the subcontinental lithospheric mantle in the evolution of the Riacian continental arc studied.

Keywords: continental arc; Paleoproterozoic; juvenile isotopic signature; sanukitoid; subduction geochemistry.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização e principais vias de acesso da área de estudo.....	16
Figura 2 – O Paleocontinente São Francisco no Brasil e terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos relacionados	25
Figura 3 – A) Arcabouço tectônico do Bloco Guanambi-Correntina e compilação de dados geocronológicos. B) Bloco Correntina Guanambi Oeste (BCGO).....	29
Figura 4 – A) Visão geral da área de estudo na cidade de Correntina. B) Mapa geológico da área de detalhe da área de estudo, com localização das estruturas, litologias e amostragens realizadas. C) Seções geológicas da área de estudo sinalizadas no mapa geológico	33
Figura 5 – Afloramentos e petrografia do grupo das rochas magmáticas sub-alcálinas (SAM) do Complexo Correntina	35
Figura 6 – Afloramentos e petrografia da unidade metavulcânica do Complexo Correntina .	37
Figura 7 – Afloramentos da Formação Extrema	38
Figura 8 – Afloramentos e petrografia da unidade subalcalina da Suite Rio Corrente	40
Figura 9 – Afloramentos e petrografia da unidade alcalina da Suite Rio Corrente (RC-A).....	41
Figura 10 – Afloramentos da unidade piroclástica.....	42
Figura 11 – Feições Estruturais do Complexo Correntina e da Suite Rio Corrente	44
Figura 12 – A) Estereogramas dos dados estruturais coletados na etapa de mapeamento geológico-estrutural. B) Modelo esquemático com a relação entre as estruturas de deformação observadas na unidade metaplutônica e metavulcânica do Complexo Correntina.....	45
Figura 13 – The São Francisco paleocontinent in eastern Brazil and related Archean and Paleoproterozoic terranes	50
Figura 14 – A) Tectonic framework of the Guanambi-Correntina Block and compilation of geochronological data, adapted from Barbosa et al., (2021, 2020, and 2013), and references therein. B) The Western Guanambi-Correntina block (WGCB).....	52
Figura 15 – A) Overview of the study area in the city of Correntina. B) Lithological Map of the detailed area with location of major faults, shear zones and analyzed samples. C) Geological sections of the study area.....	53
Figura 16 – Field and microscopic aspects of the Correntina Complex Metaplutonic unit	58
Figura 17 – Field and microscopic aspects of the metavolcanic and metasedimentary units of the Correntina Complex.....	60

Figura 18 – Field and microscopic aspects of metagranitoids of Rio Corrente Suite.	61
Figura 19 – Tectonic structures affecting the Correntina Complex in the study area	64
Figura 20 – Major element diagrams for plutonic rock classification and tectonic discrimination	66
Figura 21 – REE diagrams based on chondrite normalization values of Boynton (1984); and Multi-element “Spider” diagrams normalized in the primitive mantle values of Sun & McDonough (1989)	67
Figura 22 – U-Pb analysis of the selected samples	73
Figura 23 – Isotope geochemistry for the Hf magmatic zircons and whole rock Sm-Nd/Rb-Sr of the Extrema Sequence and correlate basement units in the São Francisco Paleocontinent .	77
Figura 24 – Petrogenetic evidence in Correntina Complex and Rio Corrente Suite	80
Figura 25 – Mineral fractionation in trace element signatures	82
Figura 26 – Subduction geochemical model of the continental magmatic arc of Correntina Complex and Rio Corrente Suite. See text for explanations	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Unidades Geológicas presentes no Bloco Guanambi-Correntina no Cráton São Francisco.....	28
Tabela 2 – Description of the units in the Guanambi-Correntina block.....	51
Tabela 3 – Petrological characteristics of the mapped lithologies in the Correntina Complex and Rio Corrente Suite. Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010)	55
Tabela 4 – U-Pb zircon (LA-ICP-MS) geochronology and whole rock Sm-Nd and Rb-Sr analytical data for the Correntina Complex and Rio Corrente Suite. Data from Barbosa et al. (2021) for the Rio Corrente Suite and Correntina Complex and from Barros et al. (2020) are presented for comparison.....	74
Tabela 5 - Resultados da geoquímica de rocha total – elementos maiores	108
Tabela 6 – Resultados da geoquímica de rocha total – elementos traços (1)	109
Tabela 7 – Resultados da geoquímica de rocha total – elementos traços (2)	110
Tabela 8 – Descrição mineralógica obtida na análise petrográfica com microscopia ótica em luz transmitida (em %).	118

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 Considerações Iniciais	12
1.2 Delimitação dos Problemas e Justificativas.....	14
1.3 Estrutura da Dissertação	15
1.4 Localização e Acessos	15
1.5 Objetivos.....	17
1.6 Metodologia.....	17
1.6.1 Revisão Bibliográfica	17
1.6.2 Mapeamento Geológico.....	18
1.6.3 Análises Petrográficas	18
1.6.4 Geoquímica de Rocha-Total.....	18
1.6.5 Geocronologia e Geoquímica Isotópica	19
1.6.5.1 U-Pb LA-ICP-MS em Zircão (Laser Ablation – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry)	19
1.6.5.2 Análises Lu-Hf em Zircão	20
1.6.5.3 Análises Sm-Nd em Rocha Total	21
2 CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL	23
2.1 Embasamentos do Cráton São Francisco	23
2.2 Bloco Guanambi-Correntina.....	26
2.2.1 Domínio Leste	26
2.2.2 Domínio Oeste.....	26
2.2.2.1 Complexo Correntina	28
2.2.2.2 Formação Extrema.....	30
2.2.2.3 Suíte Rio Corrente	31
3 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO COMPLEXO CORRENTINA E SUITE RIO CORRENTE.....	32
3.1 Arcabouço Geológico	32
3.2 Unidades Geológicas e Petrografia.....	32

3.2.1	Complexo Correntina	32
3.2.1.1	Unidade Metaplutônica.....	34
3.2.1.2	Unidade Metavulcânica	36
3.2.1.3	Formação Extrema.....	37
3.2.2	Suite Rio Corrente	39
3.2.3	Unidade Piroclástica	40
3.3	Arquitetura Tectônica	42
4	ARTIGO: JUVENILE-LIKE CONTRIBUTION REVEALS CONTINENTAL ARC MAGMATISM IN THE CORRENTINA COMPLEX AND RIO CORRENTE SUITE (SÃO FRANCISCO CRATON)	46
4.1	Introduction	46
4.2	Geological Background	47
4.2.1	The São Francisco paleocontinent (SFP).....	47
4.2.2	The Guanambi Correntina Block.....	48
4.2.2.1	The Correntina Complex	52
4.2.2.2	Rio Corrente Suite	52
4.3	Materials and Methods	54
4.4	Results	54
4.4.1	Local Geology and Petrography	54
4.4.1.1	Correntina Complex	57
4.4.1.1.1	Metaplutonic Unit.....	57
4.4.1.1.2	Metavolcanic Unit	59
4.4.1.1.3	Metasedimentary Unit – Extrema Formation	59
4.4.1.2	Rio Corrente Suite	61
4.4.1.3	Pyroclastic Deposits	62
4.4.2	Tectonic Architecture	62
4.4.3	Whole Rock Geochemistry.....	64
4.4.3.1	Correntina Complex – Metaplutonic Unit (SAM).....	64
4.4.3.2	Correntina Complex – Metavolcanic Unit.....	68
4.4.3.2.1	Metadacitic Group (DG).....	68
4.4.3.2.2	The Metarhyolitic Group (RG).....	68
4.4.3.3	Rio Corrente Suite	69

4.4.4 U-Pb (LA-ICP-MS) zircon geochronology	71
4.4.4.1 Correntina Complex SAM - Hornblende Granodiorite (GBP155).....	71
4.4.4.2 Correntina Complex RG - Metalkali rhyolite (GBP139)	72
4.4.5 Lu-Hf zircon isotopes	72
4.4.6 Whole-Rock Sm-Nd and Rb-Sr Isotopes.....	76
4.5 Discussion.....	78
4.5.1 Petrogenetic Evolution	78
4.5.2 Evolutionary Stages and magma sources	82
4.5.3 Tectonic Correlation with Paleoproterozoic orogenies	85
4.6 Conclusions	88
5 CONCLUSÃO.....	89
REFERÊNCIAS.....	90
APÊNDICE A	104
APÊNDICE B – Sumário dados petrográficos, Complexo Correntina e Suite Rio Corrente	118

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

Uma ampla gama de eventos orogênicos abrangendo a era Paleoproterozoica marcou um dos períodos de mais intensa atividade tectônica na crosta terrestre primitiva durante a montagem dos continentes Columbia, Nuna, Laurentia e Báltica (Zhao et al., 2002; Cawood et al., 2018 ; Szilas et al., 2020; Smithies et al., 2021). Assim, investigar processos de reciclagem crustal e formação de crosta continental em rochas dessa idade pode fornecer informações importantes sobre a geodinâmica das placas tectônicas (Gerya, 2014; Szilas et al., 2020; Belousova et al., 2010) e a mudança para a tectônica moderna, promovendo importantes mudanças evolutivas na atmosfera, hidrosfera e biosfera (Condie e Kroner 2013; Sizova et al., 2015; Cawood et al., 2007; Hawkesworth et al., 2010; Laurent et al., 2014; Martin et al., 2010; Heilimo et al., 2010; Foley et al., 2002; Reis e Sanchez 2021).

A formação de arcos magmáticos nos períodos Riaciano e Orosiriano no Paleoproterozoico representam o pico da formação da crosta continental, com diversos exemplos mundiais (Szilas et al., 2020; Hawkesworth et al., 2019; Cawood et al., 2009; Brito Neves, 2011; Cordani 1999). No contexto da plataforma Sul-Americana, o Cráton São Francisco representa um dos crátons mais bem estudados do mundo, sendo delimitado por sistemas orogênicos do Neoproterozoico ao Paleozoico. Embora núcleos da crosta arqueana a paleoproterozoica do embasamento possam ser encontrados nos cinturões orogênicos das províncias de Borborema, Tocantins e Mantiqueira (por exemplo, Pacheco Neves, 2021; Tesser et al., 2021; Fuck et al., 2014; Grochowski et al., 2021 ; Valeriano et al., 2022), a maior parte da crosta com mais de 1,8 Ga no leste do Brasil está preservada no interior do Cráton São Francisco.

Os dados disponíveis no embasamento do Cráton São Francisco indicam que a evolução dos arcos magmáticos paleoproterozoicos promoveu a consolidação de grandes massas continentais através da acreção de núcleos arqueanos e arcos magmáticos oceânicos mais jovens (e.g., Bruno et al., 2021; Valeriano et al., 2022; Barros et al., 2020; Barbosa et al., 2020; Saboia et al., 2020; Fuck et al., 2014; Teixeira et al., 2015). A evolução desses sistemas provavelmente estava ligada à interação e hibridização da cunha mantélica por componentes enriquecidos em elementos imóveis produzidos pela desidratação e fusão parcial da crosta subductada (Zheng,

2019; Laurent et al., 2014; Fowler et al., 2012; Martin et al., 2010; Zheng et al., 2014; Cannà e Malaspina, 2018; Kawamoto et al., 2012; Taniuchi et al., 2020). Esses processos são considerados extremamente relevantes para a compreensão da geodinâmica da Terra, desempenhando um papel importante na formação de depósitos minerais e na reconstrução de modelos paleogeográficos (e.g., Fayol et al., 2017; Singh et al., 2019).

O Bloco Guanambi-Correntina ocidental é um dos núcleos do embasamento do Cráton do São Francisco, localizado no estado da Bahia. Este bloco é relativamente considerado desconhecido, já que é amplamente coberto por sucessões sedimentares neoproterozoicas a fanerozoicas. Na região de Correntina, um conjunto diversificado de litologias plutônicas, vulcânicas e metassedimentares do Paleoproterozoico compreende o Complexo Correntina e a Suíte Rio Corrente. Os dados disponíveis na literatura sugerem que essas unidades marcam uma história evolutiva complexa e aprisionada no núcleo do Cráton do São Francisco, fornecendo evidências dos ambientes tectônicos que antecederam a sua consolidação.

Nesta contribuição, apresentamos um estudo detalhado apoiado por mapeamento geológico, litogeoquímica, análises isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr de rocha total e dados de zircão U-Pb-Hf de rochas plutônicas e vulcânicas do Complexo Correntina e Suíte Rio Corrente. Nossos resultados sugerem que o Complexo Correntina registra a mais antiga ocorrência de arco magmático continental conhecida no interior do Cráton do São Francisco e, portanto, um dos eventos acrescionários mais antigos na consolidação do leste da Plataforma Sul-Americana. A evolução geológica aponta a produção de crosta juvenil entre os períodos Sideriano a Riaciano no Bloco Guanambi-Correntina ocidental, cronocorrelato com outros episódios já documentados no Cinturão Mineiro e em ocorrências do embasamento situadas em cinturões orogênicos marginais ao Cráton São Francisco.

A presente dissertação de mestrado foi elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) sob orientação da professora Dra. Mahyra Tedeschi (IGC-CPMTC-UFMG) e co-orientação dos professores Dr. Humberto Reis e Dr. Henrique Bruno (UERJ). O trabalho foi desenvolvido ao longo de 4 anos, contemplando o período pandêmico da COVID-19 entre os anos de 2020 e 2021. Foram realizadas duas campanhas de campo (2019, 2020) e diversas análises laboratoriais para a descrição de um mapa geológico de uma área de 135 km² localizada no município de Correntina-BA. Os dados obtidos ao longo da pesquisa compõem o artigo “Juvenile-like contribution reveals continental arc magmatism in the Correntina Complex and Rio Corrente

Suite (São Francisco Craton)”, submetido para publicação na revista *Pre-Cambrian Research* em setembro de 2023, e apresentado na íntegra no conteúdo desta dissertação.

1.2 Delimitação dos Problemas e Justificativas

As exposições do embasamento ígneo-metamórfico do Cráton São Francisco no Extremo Oeste baiano estão associadas a porções limitadas ao longo das bacias dos rios Corrente, Arrojado e Formoso, afluentes do Rio São Francisco pela sua margem oeste. São comumente referidas por estudos anteriores como janela erosivas, de forma que suas exposições são muito restritas em vista da ampla cobertura sedimentar da Bacia do São Francisco. O embasamento nesta região é reconhecido com afloramentos de gnaisses, granitóides e sequências vulcanossedimentares sotopostos ao Grupo Bambuí e definem, em conjunto com o embasamento na porção leste do Rio São Francisco, o Bloco Guanambi-Correntina (Barbosa & Dominguez, 1996), um dos terrenos de idades arqueanas a paleoproterozoicas que formam o Cráton São Francisco (CSF).

O Bloco Guanambi-Correntina tem sido objeto de pesquisa e trabalhos acadêmicos na sua exposição dominante, na margem leste do Rio São Francisco (Rosa 1999, Barbosa et al., 2012; Barbosa et al., 2013; Paim, 2014; Barbosa et al., 2020). A porção oeste, que refere-se a exposição tratada neste trabalho, ainda depende de trabalhos de mapeamento geológico e caracterização tectônica, indicando que a sua correlação com outros terrenos ainda demanda por esclarecimentos.

Podemos citar que a restrita ocorrência de afloramentos, a ausência de mapeamentos geológicos sistemáticos e a baixa ocorrência de estudos acadêmicos contribuem para um *gap* de conhecimento tectônico nesta região. Ainda há a necessidade de se trabalhar com geocronômetros mais robustos, que possam indicar as idades de cristalização destas unidades sem que os sistemas isotópicos sejam afetados por eventos metamórficos que já são reconhecidos em outros blocos do embasamento no Cráton São Francisco no Riaciano a Orosiriano.

De forma a buscar maiores elucidações sobre as indagações anteriores, o presente trabalho investigou uma região-chave do embasamento do Bloco Guanambi-Correntina Oeste, onde afloram exposições do Complexo Correntina e da Suíte Rio Corrente, ambas atribuídas ao Paleoproterozoico (Andrade et. al. 1980; Andrade et al. 1988). Estudos preliminares indicam

que a evolução geológica destas unidades estão relacionadas a instalação de um arco magmático continental, no entanto ainda faltam dados para correlacionar os elementos presentes no arco magmático a cada uma das litologias presentes nestas unidades. O foco do presente trabalho foi o de realizar o mapeamento geológico-estrutural, o estudo petrológico-geoquímico e a obtenção de dados geocronológicos das sub-unidades do Complexo Correntina na cidade de Correntina-BA, de modo a esclarecer e interpretar o modelo de evolução tectônica da região e suas correlações com outros blocos do embasamento do Cráton São Francisco.

1.3 Estrutura da Dissertação

Esta dissertação está organizada em cinco capítulos e quatro Apêndices, descritos resumidamente a seguir: Capítulo 1: apresentação da área de estudo, dos objetivos do trabalho e o roteiro metodológico; Capítulo 2: contexto geológico regional do Bloco Guanambi-Correntina; Capítulo 3: resultados do mapeamento geológico, petrografia e arcabouço tectônico da área de trabalho. Capítulo 4: compila as informações do estudo realizado através do artigo científico intitulado “Juvenile-like contribution reveals continental arc magmatism in the Correntina Complex and Rio Corrente Suite (São Francisco Craton)”; Capítulo 5: expõe as principais conclusões desta dissertação; Capítulo 6: referências bibliográficas consultadas durante o desenvolvimento da dissertação. Apêndice A: Supplementary Data do Artigo: “Juvenile-like contribution reveals continental arc magmatism in the Correntina Complex and Rio Corrente Suite (São Francisco Craton)”; A: Analytical Methods; B: Results of Litogeochemistry analysis; C: Results of Isotopic analysis; Apêndice B: tabela com dados petrográficos obtidos neste trabalho.

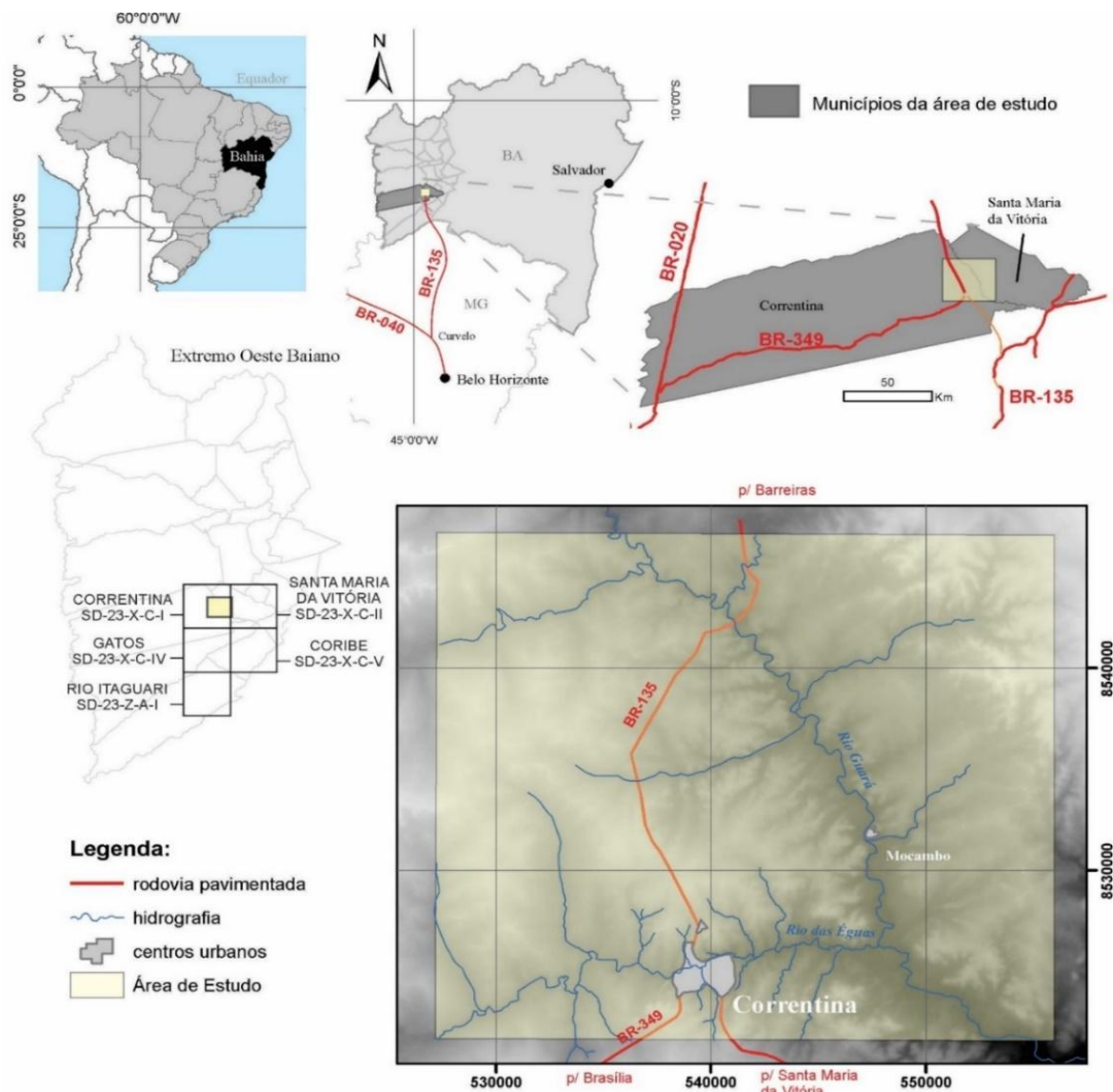
1.4 Localização e Acessos

A área de estudo adotada neste trabalho corresponde aos municípios de Correntina e Santa Maria da Vitória no estado da Bahia, ao longo da quadricula 1:100.000 da Folha Correntina (SD-23-X-C-I). A área de estudo se restringiu a ocorrências de rochas ígneas e metamórficas abaixo ao contato com o Grupo Bambuí ou outras coberturas mais recentes. A cidade de Correntina - BA foi utilizada como apoio à estadia durante as etapas de campo.

O trajeto até a cidade Correntina-BA, partindo de Belo Horizonte-MG, é feito pela

rodovia BR-135 até a cidade de Montes Claros-MG. De Montes Claros percorre-se a rodovia BR-122, sentido Norte, até a cidade de Matias Cardoso por onde se atravessa a balsa do Rio São Francisco até Manga-MG. A partir de Manga, toma-se novamente a BR-135, sentido Bahia, por onde desloca-se cerca de 230km até a cidade de Correntina-BA (Fig. 1). A rodovia BR-349 possibilita um segundo trajeto a área de trabalho conectando Correntina a capital federal a oeste (passando por Alvorada do Norte-GO na BR-020), ou a leste ligando a Salvador através da cidade vizinha de Santa Maria da Vitória.

Figura 1 – Localização e principais vias de acesso da área de estudo



As áreas aflorantes das unidades do Bloco Guanambi-Correntina na área de estudo se encontram predominantemente no entorno do vale do Rio Corrente e seus afluentes, onde

podem ser vistos em exposições próximo as principais drenagens locais. Fora as vias asfaltadas da BR-135 e da BR-349 (acesso a Santa Maria da Vitória-BA), o deslocamento interno dentro da área de estudo foi realizado através de estradas secundárias não pavimentadas e trilhas.

1.5 Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo realizar um estudo tectônico das unidades geológicas Complexo Correntina e Suite Rio Corrente presentes na área de estudo e pertencentes ao Bloco Guanambi-Correntina na região oeste do Rio São Francisco. Entre os objetivos específicos do trabalho também citamos:

- Realizar um mapeamento litológico-estrutural para definição das unidades aflorantes e suas relações de contato geológico;
- Conduzir a caracterização petrográfica e geoquímica dos litotipos encontrados no escopo do trabalho;
- Obter a idade das unidades geológicas encontradas de forma a confirmar ou descartar, com fundamentação geocronológica, as correlações prévias feitas por outros autores.
- Definir o ambiente geotectônico a qual o Complexo Correntina e a Suite Rio Corrente estão envolvidas, e as suas possíveis correlações com outras unidades no Cráton São Francisco;
- Confeccionar um modelo de evolução geológica para as unidades presentes na área de estudo.

1.6 Metodologia

1.6.1 Revisão Bibliográfica

A primeira etapa da pesquisa realizou um levantamento bibliográfico em relação aos trabalhos acadêmicos publicados e outras informações de levantamentos geológicos na região da área de estudo. Foram avaliados e selecionados os mapas geológicos com descrição das unidades aflorantes na área de estudo em escala 1:100.000 realizados pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), e publicações com caracterizações petrográficas, geoquímicas e geocronológicas das unidades presentes no contexto geológico regional. Nesta fase também foi gerado um banco de dados geoquímico, geofísico e geocronológico contendo as informações

reunidas nos trabalhos selecionados para fins de comparação com outros contextos tectônicos do Cráton São Francisco.

1.6.2 Mapeamento Geológico

O trabalho de mapeamento foi conduzido ao longo de 2 campanhas de campo com um total de 30 dias de trabalho, e 186 pontos de descrição geológica. Os dados obtidos resultaram na confecção de um mapa geológico-estrutural local em escala 1:25.000 da região da cidade de Correntina-BA, utilizado como base para as interpretações geológicas e tectônicas realizadas neste trabalho.

1.6.3 Análises Petrográficas

Foram coletadas 28 amostras de rocha para a confecção e descrição de lâminas delgadas em microscópio ótico de luz transmitida. O propósito desta etapa foi identificar a mineralogia, textura e feições microestruturais das unidades presentes na área de estudo. A abreviação de minerais utilizada seguiu a proposta por Whitney and Evans (2010). Os resultados obtidos foram sumarizados no Apêndice B.

1.6.4 Geoquímica de Rocha-Total

Um grupo de 27 amostras foi seco em 105°, pulverizado em #150 (95%) e submetido à análise por Tetraborato de Lítio em XRF, e metaborato de lítio em ICP-OES e ICP-MS. As análises de litogeoquímica de rocha total foram realizadas pelo método de Fluorescência de Raios-X (XRF) com espectrômetro de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP) no laboratório da SGS GEOSOL em Vespasiano-MG. Para os ensaios de Fluorescência de Raios X em elementos maiores foi empregado o método analítico XRF79C, que consiste na secagem de 2 gramas de pó de amostra em um forno e pesagem após o arrefecimento em um frasco com tetraborato de lítio. Após essa etapa a amostra então é transferida para um cadinho de platina e homogeneizada. Por fim, após a homogeneização, iodeto de lítio é adicionado antes da fusão em uma máquina automática e posterior análise no equipamento. Para os ensaios de ICP, a determinação dos elementos traço foi obtida com o método analítico IMS95A, que consiste na

pesagem de 10 gramas de pó de amostra e posterior fusão em cadinho de grafite adicionando metaborato de lítio. Após a fusão, o fundido foi transferido para uma proveta contendo uma solução de ácido nítrico e ácido tartárico, em volumes iguais, antes da homogeneização e dissolução total sob agitação, e análise das soluções por ICP-MS. Análises de padrões (SG142, SG241) e réplicas (GBP171, GBP066) indicaram precisão e exatidão menores que 2% para elementos maiores e 5% para elementos traços. Os relatórios são assinados nos certificados GQ2000259 (21 de fevereiro de 2020) e GQ2100940 (11 de março de 2021). A descrição dos procedimentos analíticos e as referências adotadas estão indicados no Apêndice A.1 (Supplementary Data – Analytical Methods). Os resultados obtidos foram tratados utilizando os programas Microsoft Excel e GCDKit (Janousek et al. 2006) e representados nas Tabelas 1, 2 e 3 no Apêndice A.2 (Supplementary Data - Results of Litogeochemistry analysis).

1.6.5 Geocronologia e Geoquímica Isotópica

1.6.5.1 U-Pb LA-ICP-MS em Zircão (Laser Ablation – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry)

Para as análises geocronológicas de U-Pb em zircão foram selecionadas 4 amostras da área de trabalho (GBP001, GBP112, GBP139, e GBP155) para execução dos ensaios no instrumento LA-ICP-MS (Laser Ablation – Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry), aplicada no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LGI) do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). A preparação de amostras ocorreu nos laboratórios do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), no Instituto de Geociências (IGC) da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). As amostras foram inicialmente trituradas em moinho de discos e depois secadas entre 50 e 70 °C para obtenção de uma alíquota moída e seca. A fração magnética desta porção foi separada com um ímã de neodímio, e a fração não magnética do material concentrado foi separada em duas porções utilizando um funil de decantação e diodometano, uma com densidade superior a 3,31 g/cm³ e a outra com densidade inferior a 3,31 g/cm³. O material mais denso passou por um separador magnético Frantz para a segregação em porções diamagnéticas e paramagnéticas da amostra. Sobre o material diamagnético, os zircões foram selecionados com uso de lupa e dispostos em uma única pastilha com resina acrílica, polida com pó de alumina, e encaminhada às análises

laboratoriais na UFOP.

Previamente as análises laboratoriais foram obtidas e interpretadas as imagens de catodoluminescência da pastilha de zircões (CL) para estudar a morfologia e o arranjo interno dos grãos e identificar pontos para datação U-Pb no equipamento LA-ICP-MS. As imagens de catodoluminescência foram obtidas em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo JEOL 6510, presente no DEGEO-UFOP. Posteriormente a seleção dos spots de análises nos zircões, as amostras foram submetidas a análise geocronológica no LGI, utilizando o instrumento do modelo Neptune Pluss Thermo Finnigan acoplado a um sistema de laser Photon-Machines de 193 nm. Os dados foram adquiridos usando o modo de salto de pico com medição de fundo por 20 segundos, ablação do zircão durante 20 segundos e tamanho de ponto de 30 micrômetros. A redução de dados foi feita no Software Saturn. As análises de zircão foram determinadas de acordo com o método de agrupamento de amostras para a obtenção de idades discórdia e concórdia. As análises tiveram controle laboratorial a partir das amostras padrão do zircão “BB” (idade média U-Pb de $559,8 \pm 1,4$ Ma; Elholou et al., 2006) e do zircão “Plešovice” (idade média U-Pb de $337,1 \pm 1$ Ma; Sláma et al., 2008). Os erros nas razões isotópicas e idades são citados no nível 2σ . Os dados brutos foram processados e reduzidos em uma planilha Excel (Sato et al., 2009; 2010), e os resultados encontrados foram plotados em diagramas de concordância usando o aplicativo web IsoplotR (Vermeesh, 2018; disponível em <https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/isoplotr/home>).

As amostras GBP001 e GBP112 não plotaram as idades devido a inconsistências relacionadas a perda de chumbo pelo sistema isotópico. Os dados completos, referências e procedimento adotados na obtenção das idades das amostras GBP139 e GBP155 podem ser encontrados no Apêndice A.1 (Supplementary Data – Analytical Methods), e os resultados no Apêndice A.3 (Supplementary Data – Results of Isotopic analysis).

1.6.5.2 Análises Lu-Hf em Zircão

As análises Lu-Hf foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LGI) do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Foram realizadas em conjunto com as análises de U-Pb, através de um multicoletor Thermo-Finnigan Neptune ICP-MS acoplado a um sistema Photon-Machines 193 nm excimer laser (LA-MC-ICP-MS), seguindo os métodos de Gerdes (2006) e Zeh (2009). Somente a amostra GBP139

obteve idade concórdia para as análises de U-Pb, portanto somente foram obtidos dados de Lu-Hf para esta amostra. Foram realizadas 16 análises sobre os spots selecionados na análise de U-Pb (Apêndice B – Tabela 2) em modo estático durante 60 segundos de ablação com um tamanho de ponto de 40 μm . Os spots foram perfurados com uma taxa de repetição de 6 Hz. A intensidade típica do sinal era ca. 10 V para ^{177}Hf . Os isótopos ^{172}Yb , ^{173}Yb e ^{175}Lu foram monitorados simultaneamente durante cada etapa de análise para permitir a correção de interferências isobáricas dos isótopos Lu e Yb na massa 176. A precisão e a reprodutibilidade externa foram verificadas por análises dos zircões padrão “Plešovice” (Sláma et al., 2008), “Temora” (Black et al., 2003), “91500” (Goolaerts et al., 2004; Blichert-Toft, 2008) que rendeu $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de $0,282471 \pm 0,000018$ ($n = 5$), $0,282665 \pm 0,000019$ ($n = 7$), $0,282306 \pm 0,000024$ ($n = 9$), respectivamente (todos os erros são $\pm 2\sigma$). Essas razões estão de acordo com os dados de razões aceitas de $0,282482 \pm 0,000013$ (Plešovice), $0,282680 \pm 0,000031$ (Temora), $0,282307 \pm 0,000031$ (91500). Para o cálculo dos valores Epsilon Hf (ϵHf) e das idades do modelo Hf (T_{DM}), as constantes de $0,0336$ e $0,282785$ foram usadas, respectivamente, para os valores do Reservatório Condritico Uniforme (CHUR) de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Bouvier et al., 2008). Valores do Manto Empobrecido (DM) de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,03933$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,283294$ (Blichert-Toft e Puchtel, 2010), uma constante de decaimento de ^{176}Lu de $\lambda = 1,867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004) e uma composição de fonte crustal com uma relação $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de $0,015$ (Goodge e Vervoort, 2006). Os procedimentos analíticos e referências desta análise podem ser encontrados no Apêndice A.1 (Supplementary Data – Analytical Methods), e os resultados no Apêndice A.3 (Supplementary Data – Results of Isotopic analysis).

1.6.5.3 Análises Sm-Nd em Rocha Total

Os dados isotópicos de Sm-Nd foram obtidos em quatro amostras (GBP001, GBP112, GBP139 e GBP155) no LAGIR (Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Uma alíquota (entre 25 e 50 mg) das 4 amostras pulverizadas foi submetida a digestão ácida. A separação de Sr e ETRs utilizou troca catiônica seguindo técnicas convencionais com colunas de Teflon preenchidas com resina Biorad® AG50W-X8 (100–200 mesh) em meio HCl. Para a separação de Sm e Nd dos outros ETRs, uma coluna secundária foi usada com a resina Eichrom LN-B-25S (50–100 μm). As razões isotópicas foram medidas em montagens de filamento duplo, usando um espectrômetro ThermoScientific TRITON. As idades do modelo de manto empobrecido Sm-Nd (T_{DM}) foram

calculadas usando o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981). Os procedimentos analíticos detalhados podem ser encontrados em Valeriano et al., (2019).

Somente a amostra GBP155 apresentou os resultados completos e coerentes para serem utilizados na interpretação do seu significado geológico. As amostras GBP112 (Hbl-granodiorito) e GBP139 (riolito) apresentaram anomalias na medição das razões isotópicas de Nd durante a análise, levando a cálculos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ inconsistentes. A amostra GBP139 apresentou a medida $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1966$, que é muito próxima dos valores primordiais na base condrítica (DePaolo et al., 1976) e, portanto, inconsistente com os valores do manto empobrecido. A amostra GBP112 apresentou $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(m)=0,511752$, resultando em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)=0,51057$ e $\epsilon\text{Nd}(t)=+13,4$, que se sobrepõe ao DM em um valor muito alto e por isso não foram considerados a seguir. Os valores observados indicam que essas amostras podem ter sofrido perturbações isotópicas, que podem ter sido influenciadas pela abertura do sistema via mobilização de fluidos. A amostra GBP001 (Granito) apresentou resultados válidos para as análises de Rb-Sr e Sm-Nd, mas pela ausência de dados de U-Pb em zircão não foi possível calcular a sua idade modelo. Os procedimentos analíticos desta análise e referências podem ser encontrados no Apêndice A.1 (Supplementary Data – Analytical Methods), e os resultados no Apêndice A.3 (Supplementary Data – Results of Isotopic analysis).

2 CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

2.1 Embasamentos do Cráton São Francisco

A definição clássica de um cráton é indicada por Alkmim (2004) como uma área continental que apresenta uma série de características que permitem um comportamento reológico estável e diferenciado em relação aos seus blocos adjacentes, entre elas a isostasia positiva, espessura continental superior à média, resistência mecânica, profundas raízes mantélicas e baixo gradiente geotérmico. Em geral, a formação de crátons são atribuídos ao intervalo entre o Arqueano ao Paleoproterozoico como resultado da amalgamação de domos arqueanos e cinturões orogênicos marginais.

No escudo brasileiro central, o paleocontinente São Francisco (SFP) representa o produto da fusão de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos na placa sul-americana (Barbosa & Sabaté, 2004; Heilbron et al. 2017; Brito Neves, 2011; Fig. 2-A) e inclui a seção brasileira do paleocontinente São Francisco-Congo (Barbosa & Sabaté, 2004; Brito-Neves et al., 2014; Silva et al., 2016; Degler et al., 2018; Caxito et al., 2020; Rigoni Baldim et al., 2021; Fig. 2-B). Embora núcleos de embasamento da crosta arqueana a paleoproterozoica possam ser encontrados nos cinturões orogênicos das províncias de Borborema, Tocantins e Mantiqueira (e.g., Pacheco Neves, 2021; Fuck et al., 2014; Grochowski et al., 2021; Kuchenbecker and Barbuena, 2023; Fig. 2-C), a maior parte da crosta com mais de 1,8 Ga foi preservada no Cráton do São Francisco (SFC), formando os limites de um microcontinente não afetado pela montagem de Gondwana Ocidental no Neoproterozoico (Alkmim & Teixeira, 2017; Heilbron et al., 2017).

Os terrenos do embasamento do SFP incluem núcleos metamórficos TTG, plutonismo sin a pós-colisional, greenstone belts e sequências metavulcanossedimentares. As orogenias Riacciano-Orosirianas (2,2 a 1,8 Ga) no SFP incluem os seguintes domínios de embasamento e configurações tectônicas (Fig. 2):

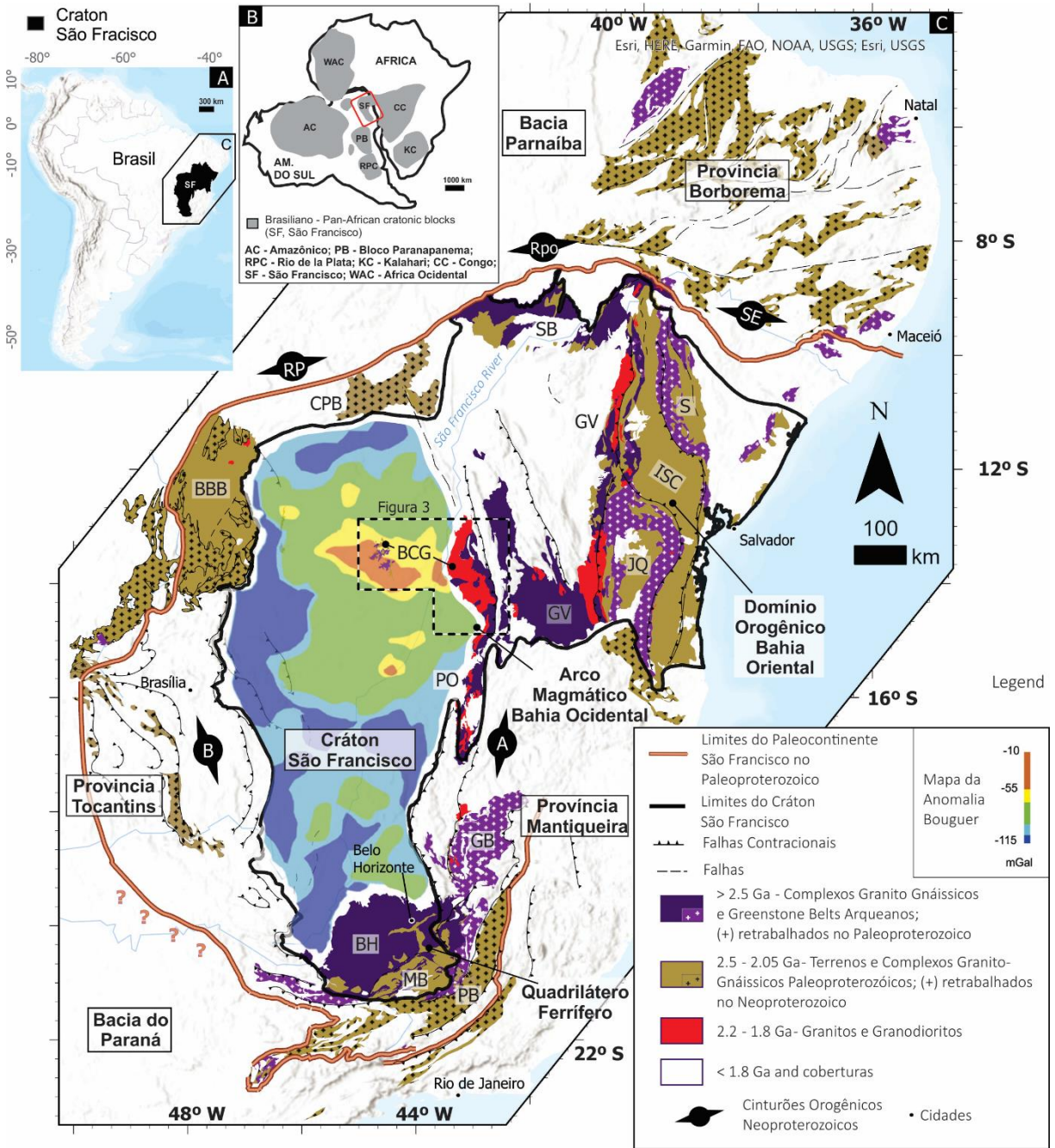
- i) O Domínio Belo Horizonte e o Cinturão Mineiro na porção sul do SFC (Ávila et al., 2010; 2014; Alkmim & Teixeira, 2017; Bruno et al., 2020; 2021; Valeriano et al., 2022);
- ii) O Domínio Orogênico do Leste da Bahia, compreendendo os blocos arqueanos Gavião, Sobradinho, Jequié e Serrinha, amalgamados pelo cinturão orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabate, 2004; Cruz et al., 2016; Barbosa et al. 2017);

iii) O substrato dos orógenos marginais da Faixa Araçuaí-Ribeira (Pedrosa-Soares et al., 2000; Farina et al., 2016; Degler et al., 2018; Bruno et al., 2021; Grochowski et al., 2021), Faixa do Rio Preto (Barros et al., 2020) e Faixa Brasília (Fuck et al., 2014; Cordeiro e Oliveira, 2017; Saboia et al., 2020);

iv) O embasamento metamórfico da bacia do São Francisco, compreendendo o Bloco Guanambi-Correntina, o Bloco Porteirinha (Silva et al., 2016; Bersan et al., 2020) e outras pequenas exposições subjacentes às coberturas intracratônicas neoproterozóicas (e.g. exposições observadas em Januária-MG, Rezende et al., 2018; e Carinhanha-BA).

Dados geocronológicos de U-Pb em zircão dos blocos metamórficos do SFC revelam duas fases principais da produção crustal (Cordani et al., 1999). A primeira fase varia de 3,1 a 2,7 Ga e está associada à formação de núcleos plutônicos arqueanos do tipo Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG; Barbosa & Sabate, 2004; Lana et al., 2013; Romano et al., 2013; Teixeira et al., 2017; Barbosa et al., 2021). A segunda fase abrange o período Riáciano no intervalo de 2,2 a 2,0 Ga, que representa o pico de metamorfismo de alto grau no norte do SFC e de médio a baixo grau no sul do SFC incluindo retrabalhamento e produção crustal (Alkmim et al., 1998; Cordani et al., 1999; Alkmim e Noce, 2006; Hawkesworth e outros, 2019). A área de estudo está inserida nos domínios metamórficos cobertos pelas coberturas da bacia do São Francisco na região centro-norte do SFC e referido como Bloco Guanambi-Correntina (BCG; Fig. 3; Brito Neves et al., 1980; Barbosa & Dominguez, 1996).

Figura 2 – O Paleocontinente São Francisco no Brasil e terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos relacionados



Fonte: Modificado de Valeriano et al., 2022

Legenda - Blocos Tectônicos: BCG – Bloco Guanambi-Correntina; BBB – Embasamento do Cinturão Brasília; CPB – Bloco Cristalândia do Piauí; SB – Bloco Sobradinho; GV – Bloco Gavião; S – Bloco Serrinha; ISC – Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá; JQ – Bloco Jequié; PO – Bloco Porteirinha; GB – Bloco Guanhanês; BH – Domínio Belo Horizonte; MB – Cinturão Mineiro; PB – Bloco Piedade. Faixas Orogênicas Neoproterozóicas: A – Araçuaí; B – Brasília; RP – Rio Preto; Rpo – Riacho do Pontal; SE – Sergipano. Anomalia Bouguer do Cráton São Francisco obtida em Reis (2011).

2.2 Bloco Guanambi-Correntina

2.2.1 Domínio Leste

O Bloco Guanambi-Correntina no seu domínio leste (BGCL, Fig. 2; Tabela 1) é definido como uma associação de terrenos granítico-greenstone arqueanos incluindo o Complexo Favelândia, o Complexo Santa Isabel, a sequência vulcano-sedimentar Riacho do Santana, e o batólito Guanambi com idade no Paleoproterozoico (Barbosa et al., 2020). A crosta mais antiga reconhecida no BGCL é representada pelo Complexo Favelândia, com idade de 3.648 ± 69 Ma (zircão U-Pb, LA-ICP-MS) e Sm/Nd $T_{DM} = 3,9$ Ga (Barbosa et al., 2013; Rosa et al., 1999). O BGCL experimentou dois grandes eventos magmáticos conhecidos que envolveram a reciclagem da crosta arqueana e a fusão de orógenos acrescionários (Barbosa et al., 2020). O primeiro evento corresponde aos *emplacements* de magmatismos potássicos derivados da reciclagem de crosta oceânica e de rochas arqueanas (3,4 – 3,3 Ga) no período Neoarqueano (3,1 – 2,7 Ga). O segundo evento é representado pelo magmatismo félsico no Riaciono (2,1 Ga), com fusão parcial e retrabalhamento da crosta neoarqueana anterior (Barbosa et al., 2013; Barbosa et al., 2020). Segundo Barros et al. (2020), os blocos Cristalândia do Piauí, Porteirinha e BGCL compartilham similaridades em relação aos dados litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos e são inferidos em um mesmo segmento crustal no interior do CSF.

2.2.2 Domínio Oeste

As exposições do embasamento do Bloco Guanambi-Correntina no oeste do rio São Francisco (BGCO; também mencionadas como Janela Erosiva Correntina por Barbosa et al., 2021; Mascarenhas & Garcia, 1989, Dávila & Kuyumjian, 2005; Fig. 3-B; Tabela 1) são descritas como gnaisses, rochas magmáticas metamorfisadas subalcalinas a alcalinas, rochas metassedimentares deformadas e granitóides isotrópicos (Andrade et al., 1981; Bonfim et al., 1984; Moraes Filho, 1986). De acordo com dados geofísicos e geocronológicos (e.g. Rb-Sr em Mascarenhas & Garcia, 1989), essas exposições do embasamento são associados à crosta arqueana e paleoproterozoica e fazem parte da mesma anomalia gravimétrica (bouguer) das exposições do domínio leste (Mascarenhas & Garcia 1989; Moraes Filho et al., 1997; Bonfim et al., 1984; Andrade et al., 1981) (Fig. 2-C). Apesar de parte das litologias observadas no

domínio ocidental apresentarem idades e características petrogenéticas semelhantes às rochas do BGCL (Barbosa et al., 2021; 2020; Barros et al., 2020), ainda faltam dados sobre as unidades e potenciais correlações com outros terrenos do embasamento no BGCL e no SFP.

Os principais trabalhos anteriores utilizados para as rochas do embasamento da região são baseados nas notas explicativas e relatórios de exploração mineral da Companhia Baiana de Pesquisa mineral (CBPM) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os trabalhos de Andrade et al. (1980), e Andrade et al. (1981) representam as primeiras referências para as rochas vulcanosedimentares situadas na região de Correntina, formalizando as ocorrências de rochas metasedimentares na denominada Formação Extrema. Bonfim et al. (1984) e Moraes Filho et al. (1997) promovem o aprimoramento das caracterizações dos complexos graníticos e gnáissicos, incluindo dados de geocronologia, petrografia e geoquímica para a classificação dos complexos gnáissico-migmatíticos e das suítes ígneas paleoproterozoicas. No âmbito dos trabalhos acadêmicos, Davila & Kuyumjian (2005) apresentam um estudo exploratório para as mineralizações de ouro presentes no contexto do Complexo São Domingos (divisa de Bahia e Goiás) e da Suite Rio Corrente (referida neste trabalho como Suite Correntina), sugerindo a procedência dos granitos e supracrustais a partir da evolução de ambientes de arcos de ilhas paleoproterozoicos. Em estudos recentes, os trabalhos geológicos desenvolvidos pelos alunos da Universidade Federal do Oeste da Bahia (UFOB) forneceram importantes informações com dados petrográficos e geoquímicos do embasamento do BGCO. Entre os principais trabalhos utilizados, Santos (2014) e Santos (2017) realizaram pesquisas nas rochas da Formação Extrema, na Suíte Rio Corrente e no Complexo Correntina na região de Correntina e Jaborandi-BA. Alves (2020) realizou o estudo geofísico do embasamento na região do oeste da Bahia a partir de dados magnéticos e gravimétricos. Entre seus resultados, o autor enfatiza a influência de antigas estruturas herdadas, evidenciadas por lineamentos magnéticos, que possivelmente foram reativadas pela zona de influência do lineamento transbrasiliano (Schobbenhaus et al., 1975).

Tabela 1 – Unidades Geológicas presentes no Bloco Guanambi-Correntina no Cráton São Francisco

Domínio	Unidade	Idade	Litologias	Referências
Leste	Complexo Favelândia	3.6 Ga (1) U-Pb, zr 3.3 – 3.35 Ga (2) U-Pb, zr	gnaisses TTG, migmatitos e granulitos	1, 2, 4
	Sequencia Riacho do Santana	-	Magmatismo Ultrabásico a básico, com rochas sedimentares clásticas e químicas	1, 4
	Complexo Santa Isabel	2.0 – 2.6 Ga (1) U-Pb, zr	Gnaisses, migmatitos, granulitos com enclaves dioríticos	1, 2, 4
	Batólito Guanambi	1.9 – 2.06 Ga (1) U-Pb, zr	Granitos sieníticos e monzoníticos, com monzodioritos subordinados	1, 4
	Oeste	Complexo Correntina	1.9 Ga Rb-Sr, WR (5) 2.06 – 2.41 Ga K-Ar, anf, bt (5) -	Gnaisses, migmatitos
Formação Extrema: rochas sedimentares clásticas e químicas			6, 7, 8, 9	
Suite Rio Corrente		2.11 – 2.17 Ga (3) U-Pb, zr	Granitos sieníticos e monzoníticos	3, 6, 7, 8, 9

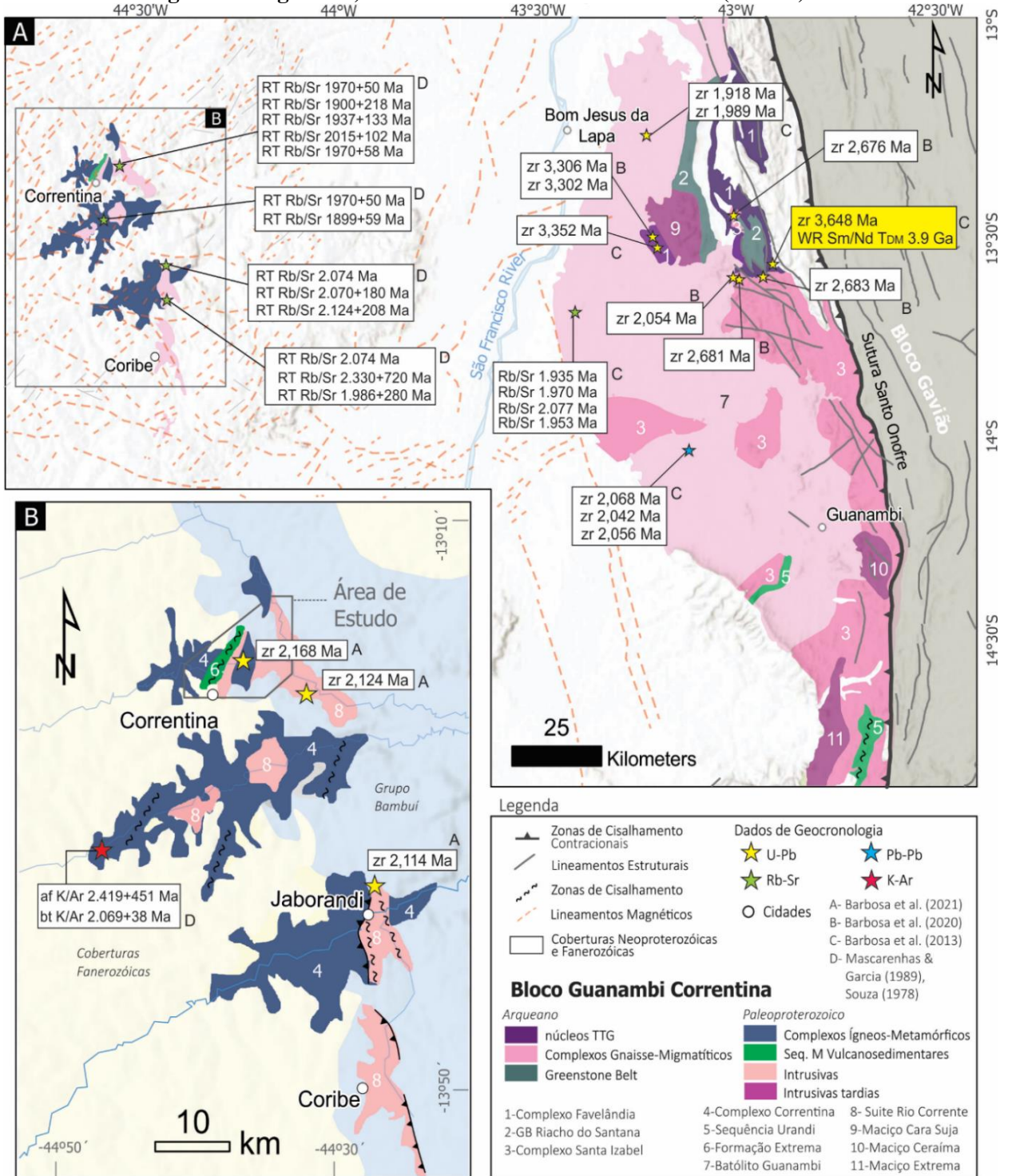
Fonte: (1) Barbosa et. al. 2013; (2) Barbosa et. al. 2020; (3) Barbosa et. al. 2021; (4) Rosa et. al. 2000; (5) Mascarenhas & Garcia 1989; (6) Davila & Kuyumjian 2005; (7) Andrade et al. 1981; (8) Bonfim et. al. 1984; (9) Moraes Filho et. al. 1986.

2.2.2.1 Complexo Correntina

Os afloramentos de granitos, gnaisses e migmatitos no contexto do BGCO foram definidos por Bomfim et al., (1984) em complexos ígneos-metamórficos indivisos agrupados no Complexo Correntina. As melhores exposições são encontradas no entorno dos Rios Arrojado e Formoso, afluentes a oeste do Rio São Francisco. O complexo gnáissico-migmatíticos apresentam texturas *schlieren*, nebulítica, dobras isoclinais no bandamento gnáissico bem caracterizado e composição granodiorítica, enquanto complexos granito-migmatíticos apresentam geralmente maiores proporções de leucossoma, textura grossa e aspecto foliado. Em ambos os casos é comum observar porções leucocráticas com texturas

migmatíticas, em especial em faixas miloníticas. Moraes Filho et al. (1997) inclui a presença de enclaves máficos e ultramáficos ao complexo, não especificando sobre a possível origem destes elementos.

Figura 3 – A) Arcabouço tectônico do Bloco Guanambi-Correntina e compilação de dados geocronológicos. B) Bloco Correntina Guanambi Oeste (BCGO)



Os ortognaisses são descritos petrograficamente como hornblenda gnaisses, compostos majoritariamente por quartzo, feldspato, biotita e hornblenda em cores cinza a cinza esverdeadas, textura grossa, bandada e dobrada. Em conjunto ocorrem xenólitos anfibolíticos, enxames de veios de quartzo discordantes e remobilizados leucocráticos que atestam o aspecto migmatítico da unidade. As paragêneses minerais observadas nos estudos em lâminas indicam que o metamorfismo desta unidade foi estabilizado nas fácies anfibolito (Moraes Filho et al., 1997). Davila & Kuyumjian (2005) atribuem o Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina à células cratônicas pertencentes a um ambiente geotectônico de arcos de ilha (TTG's), compondo o BCG na sua porção ocidental.

O Programa de Datações Geocronológicas do estado da Bahia (1978-1982; Souza 1978) apresenta isócronas Rb/Sr em rocha total com idades entre 1,9 a 2,2 Ga para sienitos, monzonitos e gnaisses da região do Rio Corrente e Arrojado (Bonfim et al. 1984). Cordani (1979) e Mascarenhas & Garcia (1989) obtiveram datações dos migmatitos em isócronas Rb/Sr com cerca de 2,0 Ga, e Sato (1998) obteve idades-modelo em Sm-Nd de 2,4 a 2,1 Ga.

2.2.2.2 Formação Extrema

A Formação Extrema está localizada em uma faixa de 15 km de largura na região central e ao norte da cidade de Correntina. A Formação Extrema apresenta seu arcabouço estrutural com alto ângulo de mergulho e está delimitada por zonas de cisalhamento transcorrentes e transpressivas paralelas aos lineamentos magnéticos que formam o trend NE-SW que predominam na margem oeste do rio São Francisco. A Formação Extrema foi primeiramente descrita no trabalho de Andrade et al. (1981), durante trabalhos de prospecção mineral em ouro realizados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) na região de Correntina-BA. Davila & Kuyumjian (2005) descrevem a Formação Extrema como uma associação de stocks plutônicos, rochas vulcânicas e metasedimentares derivadas da evolução de um arco magmático. Segundo os dados de levantamentos Santos (2014) e Santos (2017), a Formação Extrema é composta por litotipos derivados de vulcanismo, sedimentação química e clástica de idade Paleoproterozoica. Conforme descrição dos autores, a Formação Extrema é subdividida em duas unidades:

- (i) Membro Inferior – de natureza metavulcanossedimentar, com *metacherts*, xistos e filitos máficos compostos por sericita e moscovita, além de níveis localizados de BIF;
- (ii) Membro Superior – de natureza metassedimentar, representada por metaquartzarenitos, e quartzitos micáceos.

2.2.2.3 Suíte Rio Corrente

Os plútons intrusivos aos complexos ígneos-metamórficos na região do oeste Baiano são agrupados na Suíte Rio Corrente, que apresenta uma ampla distribuição ao longo das exposições do BGCO. A Suíte Rio Corrente apresenta filiações ácidas, alcalinas a cálcio-alcalinas, e metaluminosas, sendo classificados como granitos paleoproterozoicos do tipo I (Bonfim et al., 1984), subdivididos em duas tipologias: a primeira é reconhecida como um hornblenda sienito róseo, denominada inicialmente por Barbosa (1982) como “granito Rodeador”. A segunda é composta por monzodioritos, tonalitos e granodioritos, mapeados como granitoides diversos. Moraes Filho et al (1997) na descrição da Folha Coribe (SD-23-X-C-V) atribuiu as unidades graníticas ácidas-intermediárias relacionadas ao ciclo Transamazônico à Suíte Rio Corrente (referida no trabalho como Suíte Correntina), descrita como granitos porfiróides, biotita granitos, sienitos, quartzo-sienitos, e quartzomonzogranitos de coloração róseo-esverdeada. Moraes Filho et al (1997) e Dávila & Kuyumjian (2005) interpretaram a gênese da Suíte Rio Corrente a granitoides sin-colisionais de arco vulcânico em transição com granitos intraplacas. Santos (2017) indicou que a presença da Suíte Rio Corrente representa a consolidação de um arco magmático composto por plutônicas cálcio-alcalinas como metamonzogranitos, sienogranitos e granodioritos metamorfisados.

3 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO COMPLEXO CORRENTINA E SUITE RIO CORRENTE

3.1 Arcabouço Geológico

O arcabouço geológico da área de estudo é formado por um alinhamento NE-SW de cerca de 7 km de largura onde predominam rochas metaplutônicas em contato tectônico com rochas metavulcânicas e metasedimentares por meio de zonas de cisalhamento transpressivas (Fig. 4). A principal zona de cisalhamento do local se encontra na interface das rochas metaplutônicas em contato com unidades metasedimentares, na margem norte do Rio Corrente. As zonas de cisalhamento hospedam a maioria das ocorrências de rochas metavulcânicas, formando diques ultramilonizados intrusivos nas rochas metaplutônicas. Neste contexto também ocorre uma ampla zona de hidrotermalismo na forma de veios de quartzo de ocorrência centimétrica a métrica, obliterando a trama metamórfica local. Na zona leste da área de trabalho ocorrem rochas metaplutônicas de textura grossa, formando dobramentos com eixo semi-paralelo as zonas de cisalhamento transpressivas. Na região oeste da área de estudo, ocorre uma exposição limitada de granitos de textura fina e foliada, intrusivos a unidade metasedimentar, e sobrepostos por camadas de sedimentos piroclásticos. A Suite Rio Corrente é observada em intrusões de granitos porfiríticos calcioalcalinos a alcalinos, também dobrados, porém menos deformados que as rochas metaplutônicas do Complexo Correntina, situadas na região leste da área de estudo.

De maneira geral as rochas encontram-se com mergulho acentuado e apresentam relações de contato intrusivas ou por falhas transpressivas. O metamorfismo local é atribuído a baixo grau no arcabouço local, em fácies xisto verde, com exemplos de fácies anfibolito baixo em corpos metabásicos.

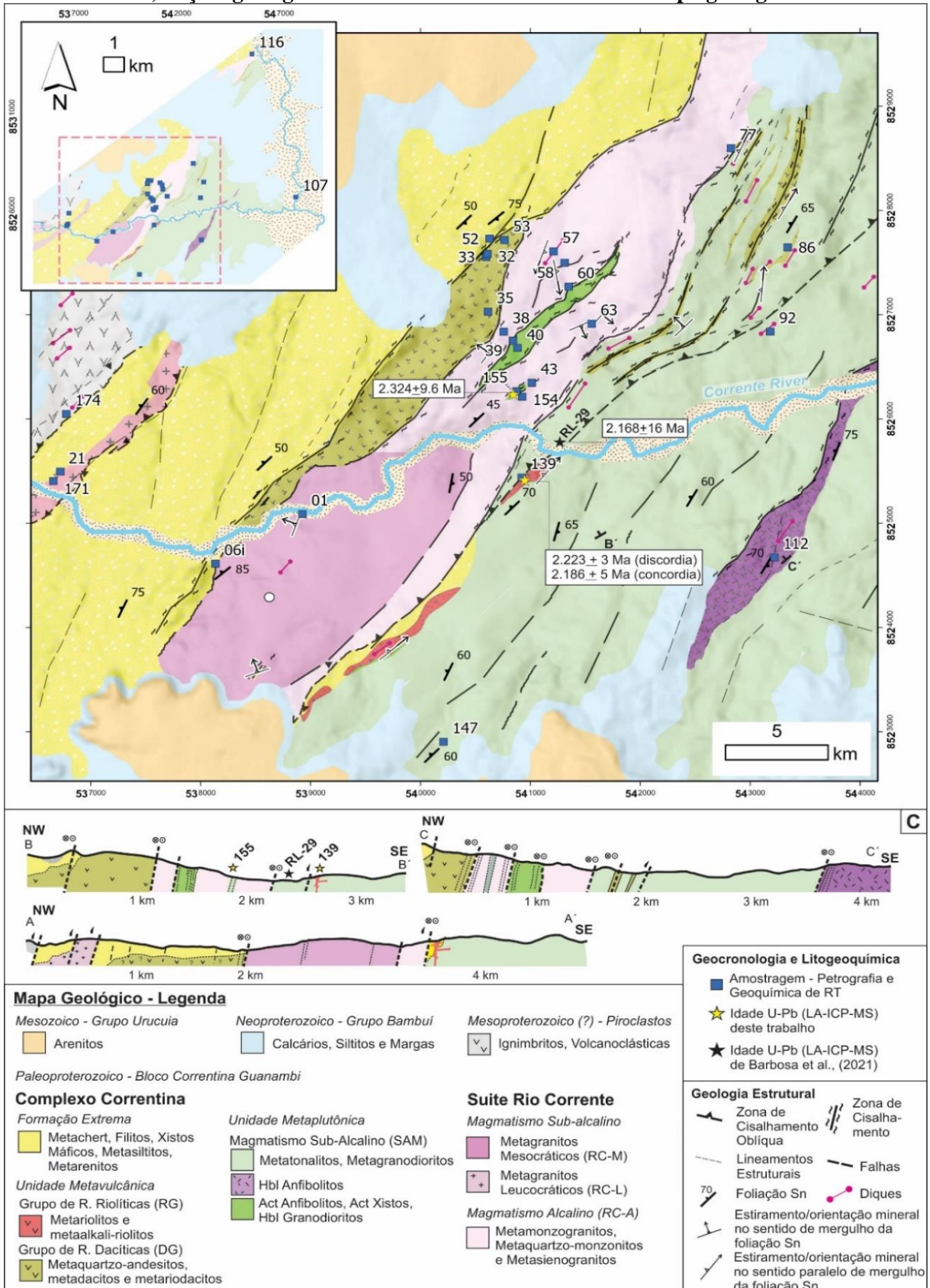
3.2 Unidades Geológicas e Petrografia

3.2.1 Complexo Correntina

O Complexo Correntina apresenta a seguinte subdivisão das unidades conforme a natureza dos litotipos encontrados.

- i. Unidade Metaplutônica, composta por magmatismo máfico e intermediário;
- ii. Unidade Metavulcânica, composta por rochas extrusivas intermediárias e félsicas;
- iii. Formação Extrema, composta por rochas de sedimentação química e clástica.

Figura 4 – A) Visão geral da área de estudo na cidade de Correntina. B) Mapa geológico da área de detalhe da área de estudo, com localização das estruturas, litologias e amostragens realizadas. C) Seções geológicas da área de estudo sinalizadas no mapa geológico

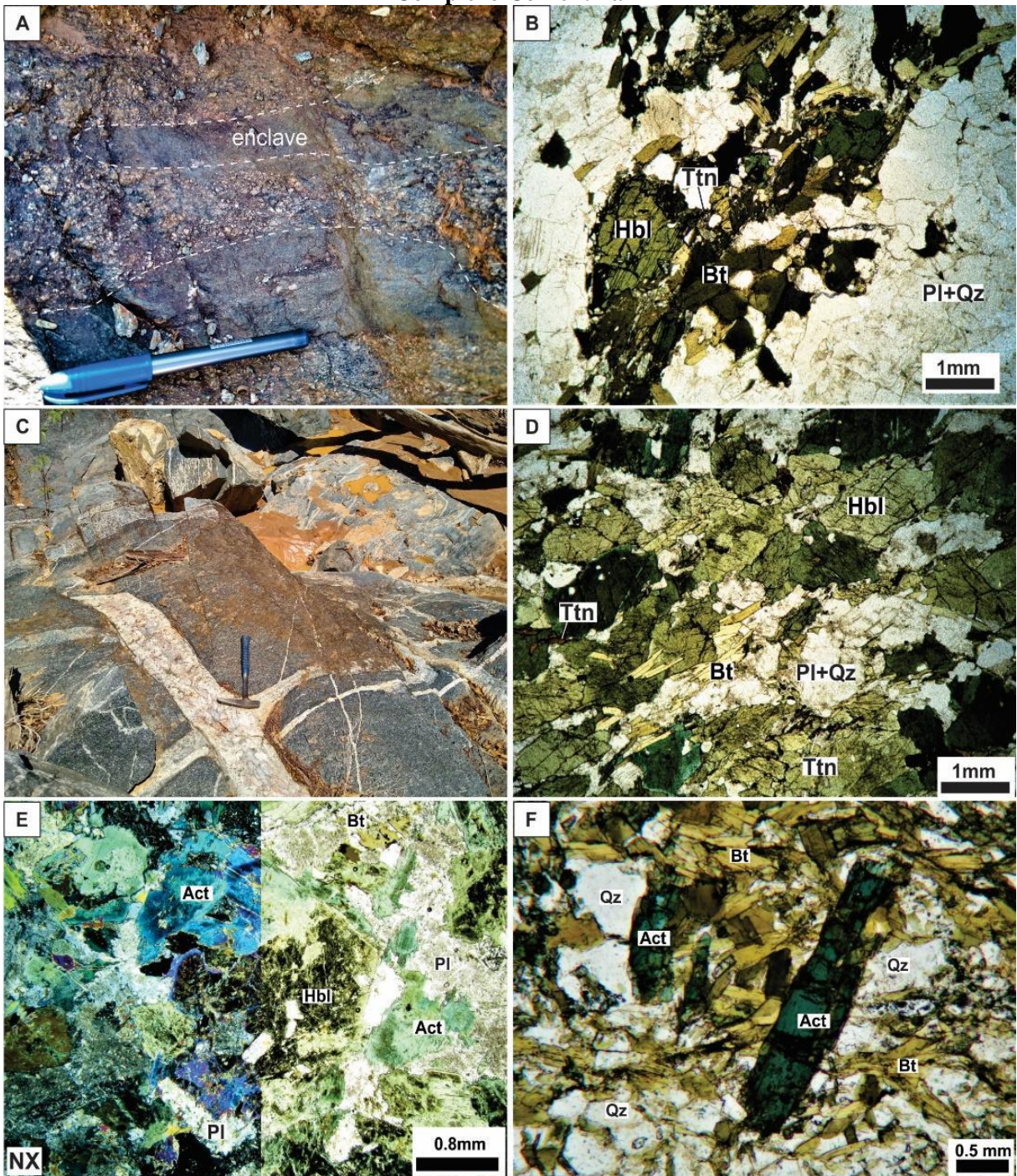


3.2.1.1 Unidade Metaplutônica

A unidade metaplutônica (SAM) apresenta composição intermediária subalcalina com texturas porfiroclásticas a granoblásticas grossas, onde corpos de anfibolitos e xistos básicos ocorrem em contatos abruptos e deformados marcando níveis de composição máfica. O grupo SAM ocorre em ampla extensão dentro da área de estudo, predominando em área no mapeamento geológico realizado. Entre as litologias observadas destacam-se hornblenda metagranodiorito (amostras GBP107, GBP147 e GBP155), hornblenda-anfibolito (GBP112), actinolita anfibolito (GBP40) e actinolita xisto (GBP39, GBP60 e GBP60v). O hornblenda granodiorito comumente ocorre com enclaves máficos (Fig. 5-A) e porfiroblastos de plagioclásio e hornblenda compondo granulometria grossa, em meio a matriz de quartzo, biotita, clorita e eventual microclínio (Fig. 5-B). Apatita, titanita e zircão compõem os minerais acessórios. Quando a hornblenda é ausente, biotita, titanita, clorita e opacos compõem os principais minerais máficos em paragênese com plagioclásio muito grosso porfiroclástico. Plagioclásio apresenta frequente zoneamento composicional, contendo feições de saussuritização internas e o quartzo é observado comumente com extinção ondulada e dividido em sub-grãos.

O hornblenda anfibolito apresenta-se em um corpo máfico descontínuo em meio ao batólito de composição intermediária. Encontra-se com protobandamento gnáissico, intensamente hidrotermalizado e limitado por zonas de cisalhamento dextrais (Fig. 5-C). Em lâmina apresenta uma textura granolepidoblástica formada por grãos grossos anédricos de hornblenda, biotita e porfiroclastos de plagioclásio (Fig. 5-D). A matriz é composta por biotita, quartzo, plagioclásio, opacos e titanita, com traços de apatita e zircão como minerais acessórios. O actinolita anfibolito ocorre em um corpo descontínuo alongado com textura nematogranoblástica, formada por actinolita, hornblenda e plagioclásio com matriz fina de quartzo, biotita, clorita opacos e tremolita retrometamórfica em cristais alongados e euédricos. A actinolita ocorre em substituição a hornblenda, muitas vezes apresentando textura poiquilítica de cristais de plagioclásio euédricos (Fig. 5-E). O plagioclásio da trama é intensamente saussuritizado, com inclusões de sericita e apatita. Titanita, zircão e apatita contituem as fases acessórios. A mineralogia do actinolita xisto é bastante similar, no entanto ocorre com textura lepidoblástica e milonítica, onde o plagioclásio porfiroclástico encontra-se em matriz rica de quartzo e biotita obliterada por actinolita em caráter pós-tectônico (Fig. 5-F).

Figura 5 – Afloramentos e petrografia do grupo das rochas magmáticas sub-alcálicas (SAM) do Complexo Correntina



A) Enclaves máficos em granodioritos porfiroclásticos orientados conforme a foliação S1 (GBP150). B) Hornblenda, titanita e biotita em matriz de quartzo e feldspato no metagranodiorito (GBP107, NP); C) Afloramento de Hornblenda anfibolito na estação GBP112; D) Textura granolepidoblástica no hornblenda anfibolito (GBP112, NP); E) Textura poiquiloblástica em hornblenda, parcialmente substituída por actinolita (GBP40; NP/NX); F) Actinolita metamórfica em sobreposição a matriz de biotita (GBP39, NP). Abreviações minerais conforme Whitney & Evans (2010).

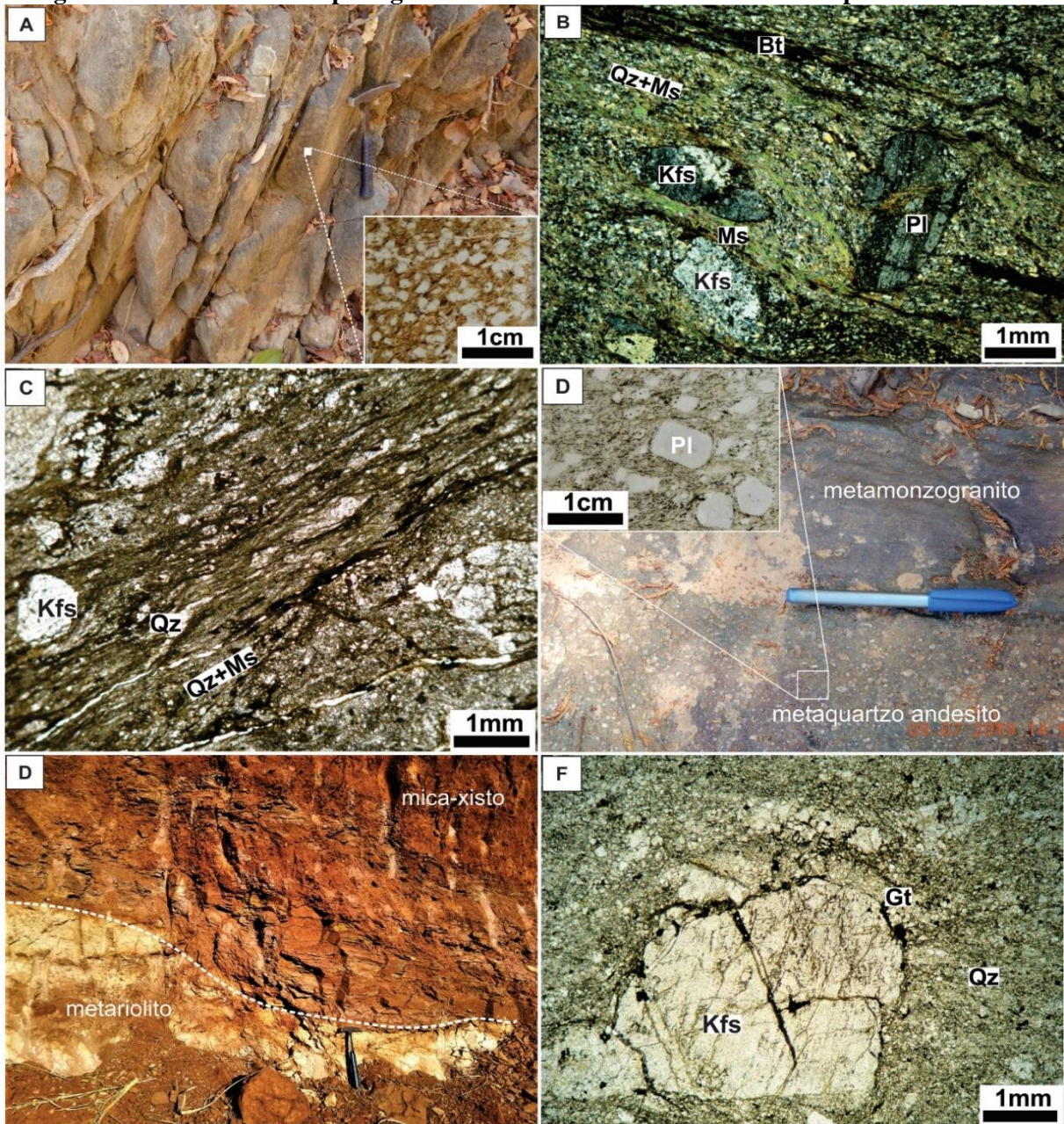
3.2.1.2 Unidade Metavulcânica

A unidade metavulcânica é caracterizada por um sistema de diques e soleiras com composição dacítica a riolítica, que ocorre na interface da principal zona de cisalhamento da área de estudo e no contato com as unidades metasedimentares. Esta unidade apresenta um domínio composto por diques de espessura métrica a decamétrica caracterizado por rochas porfiroclásticas e pseudotaquiliticas de composição dacítica (DG) e um domínio composto por diques e soleiras de espessura métricas caracterizado por texturas porfiríticas e composição riolítica (RG).

O grupo de composição dacítica (DG) inclui metaquartzo-andesitos (GBP53 e GBP57), metadacitos (GBP77), e metariodacitos (GBP33, GBP35, GBP86, GBP92 e GBP116). As rochas deste domínio são encontradas com mergulho semi-vertical acentuado, apresentando porfiroclastos de feldspatos que são envolvidos em trama xistosa protomilonítica a milonítica (Fig. 6-A). Geralmente são encontrados em intrusões associados as rochas metaplutônicas hidrotermalizadas e metasomatizadas. É comum observar porfiroclastos rotacionados e estiramento mineral ao longo do plano de mergulho da foliação (Fig. 6-B). As litologias de textura pseudotaquilitica são associadas a zonas de alta deformação, com milonitização dos minerais formando uma matriz rica em vidro vulcânico em conjunto com quartzo, feldspato e opacos (Fig. 6-C). Os litotipos protomilonitizados são associados as amostras de textura porfiroclástica protomilonitizada, composta por plagioclásio, quartzo, biotita e opacos como minerais primários e zircão, allanita e apatita como acessórios (Fig. 6-D).

O grupo de rochas de composição riolítica ocorre de forma restrita e de forma intrusiva em relação à unidade metasedimentar (Fig. 6-E). São observadas na forma de metariolitos porfiríticos (GBP52 e GBP154b) e metaalkali riolitos (GBP139) com texturas pouco deformadas. As rochas apresentam fenocristais de K-feldspato em matriz fina formada por quartzo, K-feldspato, biotita, plagioclásio, muscovita e opacos como minerais primários (Fig. 6-F). Clorita, hornblenda e epidoto formam minerais secundários e zircão forma o único acessório observado. Na região sul da área, esta unidade encontra-se diretamente associada a ocorrências de ouro localizadas na mina do Rafael (uma antiga referência adotada por trabalhos anteriores onde se situa uma área de garimpo próximo a saída para Santa Maria da Vitória), com afloramentos de diques e soleiras intrusivos a unidade metaplutônica sub-alcalina e a Formação Extrema.

Figura 6 – Afloramentos e petrografia da unidade metavulcânica do Complexo Correntina



A) Afloramento do metaquartzo-andesito do grupo DG, com a foliação S2 subvertical e detalhe da textura porfiroclástica em lâmina (GBP53); B) Textura milonítica em metariodacito do grupo DG, apresentando foliação anastomosada de mica e augens de feldspato fraturados (GBP33, NX); C) Textura milonítica em metadacito do grupo DG; D) Contato entre metaquartzo-andesito porfírico do grupo DG e rocha encaixante, com detalhe da textura porfiroclástica em lâmina da amostra (GBP57); E) Soleira métrica de metariolito do grupo RG em meio a unidade metasedimentar (GBP186; Mina do Rafael). F) Textura porfírica em metakali riolitos do grupo RG (GBP139, NP). Abreviações minerais conforme Whitney & Evans (2010).

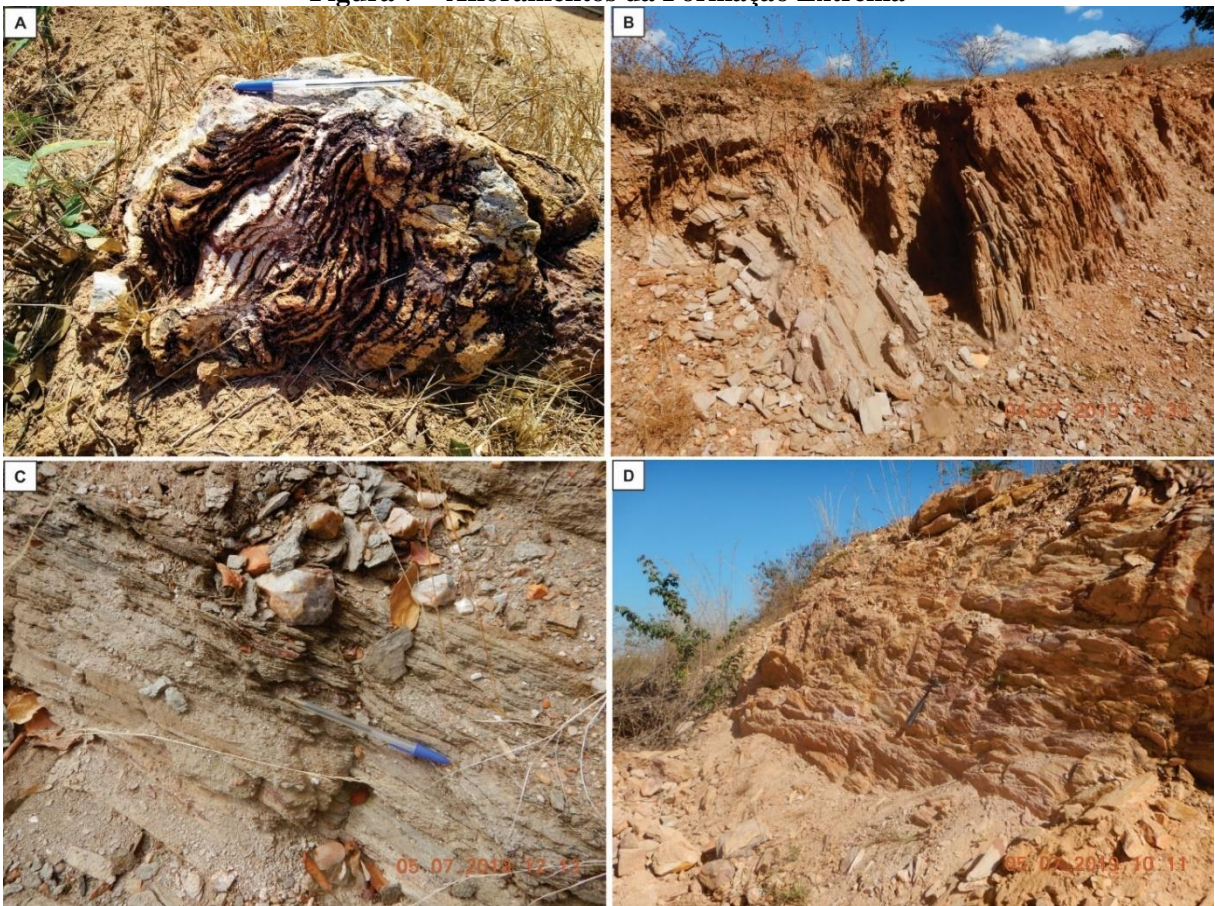
3.2.1.3 Formação Extrema

A Formação Extrema ocorre em uma faixa de dobramentos fechados a isoclinais,

composta por uma diversidade de litologias que marcam uma sedimentação química a clástica. A unidade metasedimentar foi tratada neste trabalho como uma unidade indivisa dentro da escala de mapeamento.

De acordo as observações de campo, indica-se que a sedimentação química ocorreu de forma inicial, representada por metacherts silicosos e ferruginosos em contato com a unidade metavulcânica (Fig. 7-A). Estas rochas ocorrem em especial próximo a zonas de falhas, no entanto se apresentam de forma errática na forma de blocos e matacões e sem constituir afloramentos. Em contato com os metacherts, são observadas camadas de sedimentos clásticos finos com forte influência ferruginosa, representada por mica-xistos ferruginosos (Fig. 7-B), metasiltitos ferruginosos, grafita-xistos (Fig. 7-C), muscovita xistos, filitos, metarcóseos e metagrauvascas. Na zona de topo da sequência metasedimentar encontram-se muscovita-quartzitos e quartzitos com estratificação cruzada acanalada (Fig. 7-D).

Figura 7 – Afloramentos da Formação Extrema



A) Metachert laminado e deformado em dobras isoclinais (GBP74); B) Afloramento de mica-xisto ferruginoso próximo ao contato com a Suite Correntina (GBP07); C) Laminação fina de filito com níveis gráfiticos (GBP19); D) Afloramento de muscovita quartzito com estratificação cruzada (GBP16).

3.2.2 Suite Rio Corrente

A Suite Rio Corrente pode ser observada na área de estudo em afloramentos métricos ao longo do vale do Rio Corrente, sendo composta por três grupos petrográficos: i) metagranitos subalcalinos mesocráticos (RC-M); ii) metagranitos subalcalinos leucocráticos (RC-L) e iii) metasiengranitos e metamonzogranitos foliados de natureza alcalina (RC-A).

O grupo de metagranitos mesocráticos (RC-M; GBP01 e GBP6i) está localizado em na zona centro sul da área de estudo, formando um corpo alongado alinhado a principal zona de cisalhamento da área de pesquisa. As rochas deste domínio apresentam textura porfiroblástica (Fig. 8-A) com fenocristais de ortoclásio e plagioclásio saussuritizados suportados por matriz rica em quartzo, biotita, titanita, microclina e plagioclásio. Zircão e apatita formam os minerais acessórios e clorita, epidoto, allanita, muscovita, sericita, carbonatos e opacos formam os minerais secundários, em grande parte gerados em reações de substituição (cloritização e sericitização) de biotita, plagioclásio e opacos (Fig. 8-B). O grupo dos leucogranitos (RC-L; GBP21 e GBP171) ocorre na região a oeste da área de estudo, compondo um corpo limitado por falhas em meio a exposição da unidade metasedimentar da Formação Extrema. As rochas deste domínio apresentam aspecto claro com biotita formando um plano de foliação sub-vertical, com veios de quartzo intercalados (Fig. 8-C). A textura é granoblástica com ortoclásio, microclina, plagioclásio, biotita, quartzo e minerais opacos como minerais primários e zircão e apatita como acessórios (Fig. 8-D).

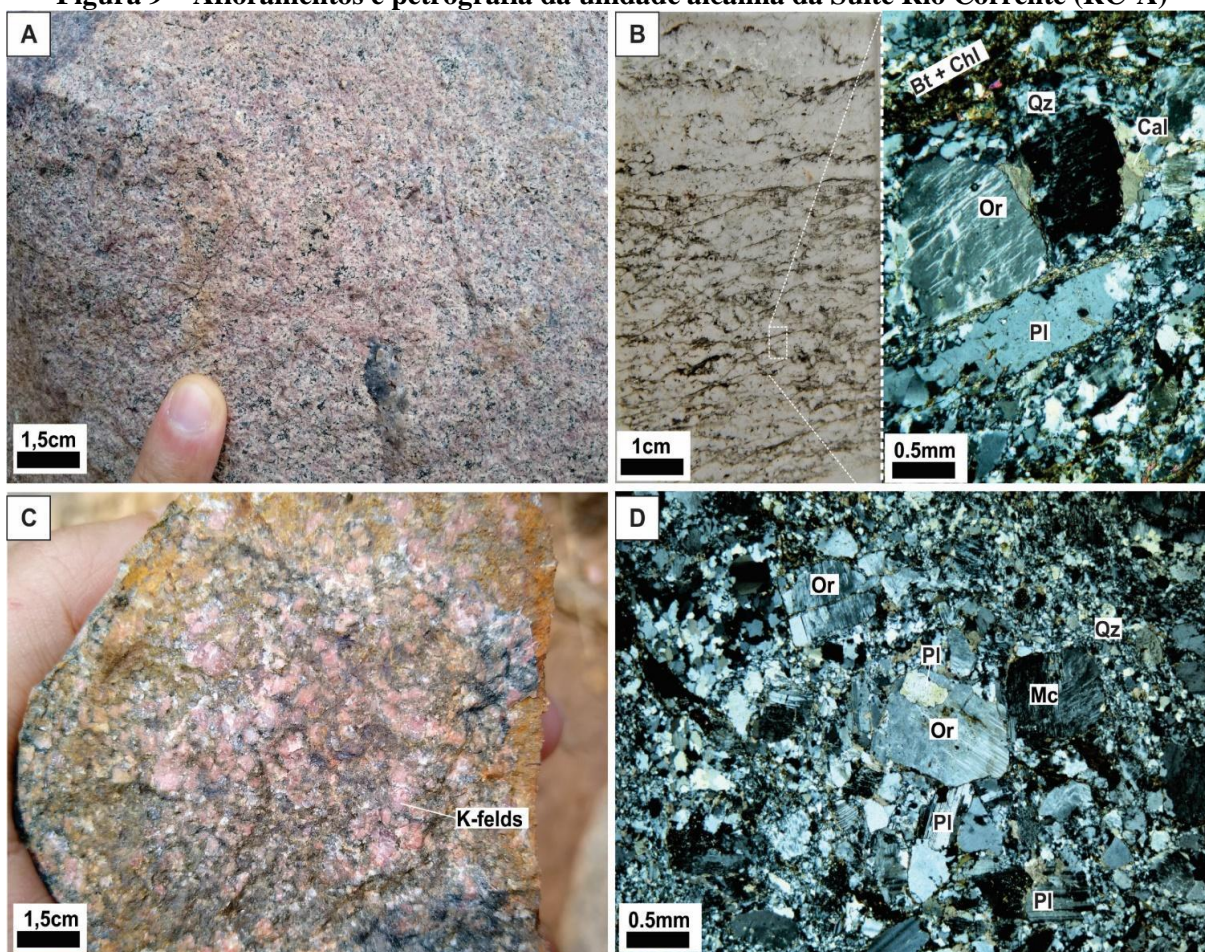
Figura 8 – Afloramentos e petrografia da unidade subalcalina da Suite Rio Corrente



A) Textura porfiroclástica em granitos mesocráticos (RC-M; GBP01); B) Textura granoblástica grossa de ortoclásio e plagioclásio (GBP01, NX); C) Textura foliada equigranular em afloramento de granito leucocrático (RC-L; GBP21); D) trama anédrica equigranular de feldspatos e quartzo dos granitos leucocráticos (GBP171; NX). Abreviações minerais conforme Whitney & Evans (2010).

O grupo das rochas alcalinas (RC-A) ocorre na interface com a principal zona de cisalhamento da área de estudo, compreendendo uma região fortemente afetada por zonas de hidrotermalismo e metasomatismo potássico. Este grupo contém rochas de textura foliada, composto por metamonzogranitos (GBP38, GBP43 e GBP58), metaquartzo-monzonitos (GBP154) e metasienogranitos (GBP63), comumente apresentando diques e veios de aplitos de coloração rosada.

Figura 9 – Afloramentos e petrografia da unidade alcalina da Suite Rio Corrente (RC-A)



A) Metasienogranito isotrópico e equigranular obliterado pelo metasomatismo potássico (GBP154); B) Metasienogranito protomilonitozado com indicação de estruturas S-C nos planos de mica e feldspatos (GBP63; NX); C) Porfiroblastos grossos de K-feldspato obliterando a trama de metagranitos do grupo RC-A (GBP43); D) Substituição de plagioclásio por porfiroblastos anédricos de ortoclásio e microclina em textura granoblástica (GBP63; NX). Abreviações minerais conforme Whitney & Evans (2010).

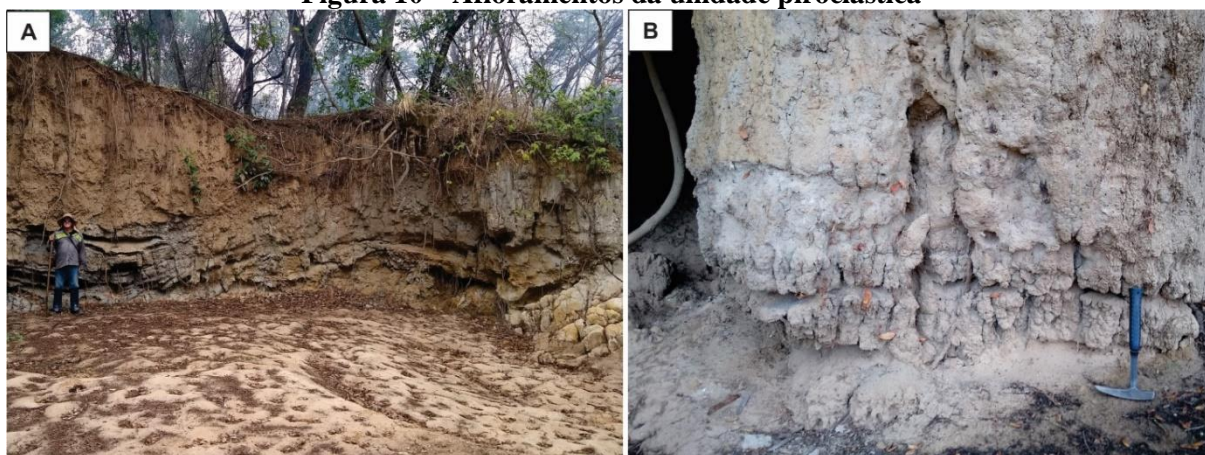
De maneira geral a textura das rochas do grupo alcalino apresenta textura grossa granolepidoblástica, marcada por planos de foliação da biotita (Fig. 9-A). São compostas por ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita, opacos, e ocasional microclina, hornblenda e titanita. Zircão, ilmenita e apatita são os principais minerais acessórios, com epidoto, clorita, sericita, carbonatos e goetita como minerais secundários. Titanita é encontrada em cristais finos a médios em inclusões ou ex-soluções com opacos, hornblenda e biotita. É comum observar texturas pertíticas, com ex-soluções de minerais secundários a partir de reações associadas ao plagioclásio (Fig. 9-B). O caráter alcalino do grupo é caracterizado por uma obliteração de metasomatismo potássico, substituindo a trama de metatonalitos por meio de fluidos ricos em potássio (Fig. 9-C). Porfiroblastos de ortoclásio e microclina, em conjunto com clorita e calcita,

ocorrem em substituição a cristais de plagioclásio microfraturados conforme a descrição observada em Collins et al., 2002 e Kehelpannala, 1999 (Fig. 9-D).

3.2.3 Unidade Piroclástica

O domínio de rochas piroclásticas (GBP32 e GBP174) é encontrado em ocorrências na porção leste da zona de cisalhamento e em uma ampla exposição sobreposta a unidade metasedimentar e a Suite Rio Corrente na porção oeste da área de estudo (Fig. 5-H). As rochas desta unidade são formadas por camadas sucessivas de fragmentos líticos, púmices e cinzas vulcânicas, formando depósitos de ignimbritos (Fig. 5-I). Em geral apresentam grãos anédricos de quartzo grossos a finos, opacos e muscovita em texturas de baixa maturidade nos estratos da base até estratos ricos em cinzas vulcânicas no topo, repetindo esta sequência por uma série de vezes ao longo dos afloramentos. Os depósitos de ignimbritos são frequentemente intrudidos por veios de quartzo de textura grossa, com muscovita grossa em textura “*booklets*” marcando zonas de intensa atividade hidrotermal.

Figura 10 – Afloramentos da unidade piroclástica



A) Afloramento com camadas métricas de depósitos ignimbritos na porção oeste da área de estudo (GBP182); B) Detalhe da estratificação dos depósitos de ignimbritos com a base formada por fragmentos líticos e o topo por cinzas vulcânicas (GBP172).

3.3 Arquitetura Tectônica

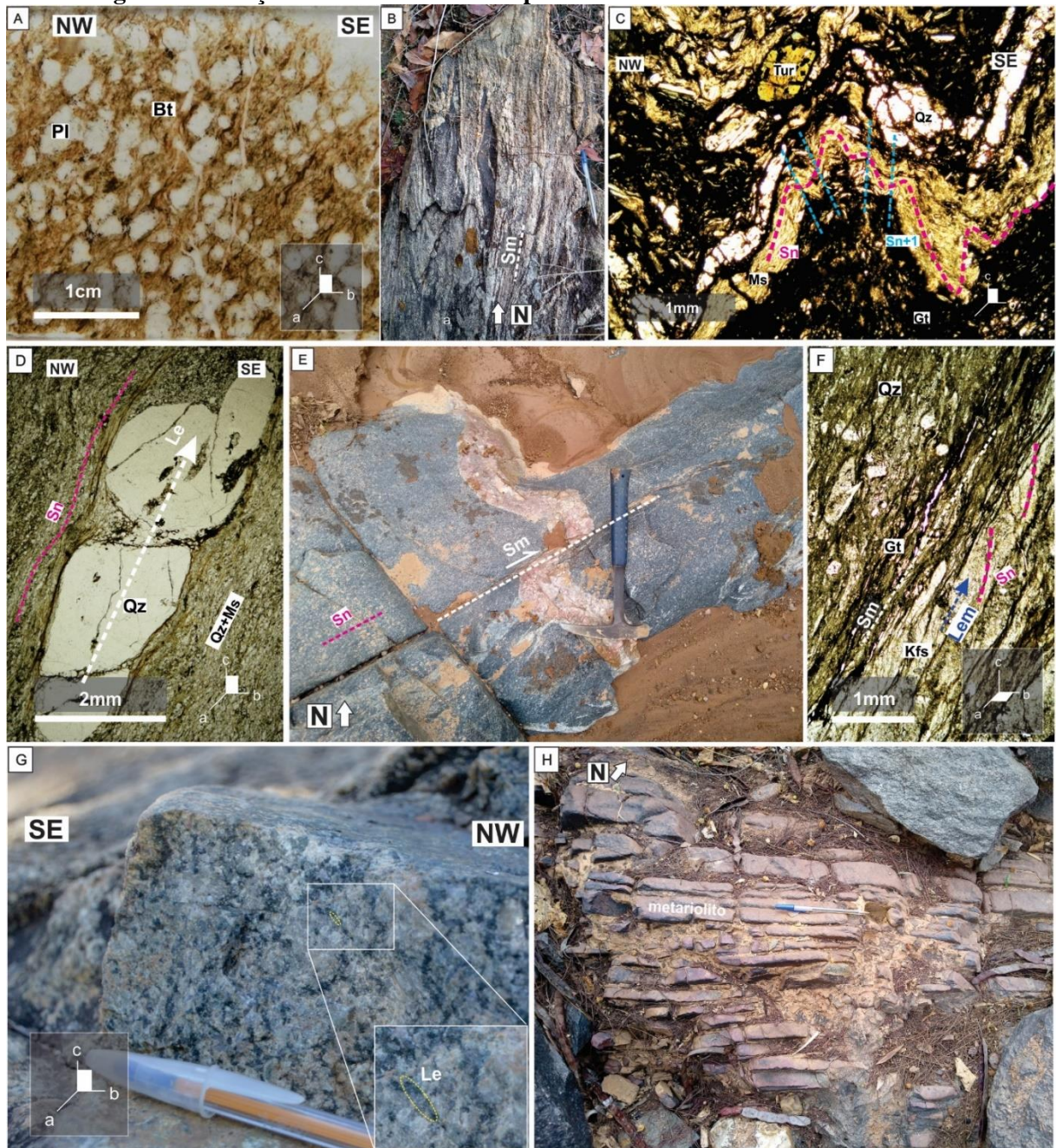
As rochas do Complexo Correntina na área de estudo apresentam-se com uma foliação penetrativa subvertical impressa no strike N30E a N50E (Fig. 11-A, Fig. 12-A), correspondendo aos lineamentos magnéticos e outras discontinuidades geofísicas presentes no BCGO.

Estruturas de mesoescala incluem diferentes gerações de dobras, foliações de plano axial, foliações miloníticas, lineações de alongamento mineral, clastos estirados e outros elementos que deformam ou transpõem planos de estratificação (S_0) e foliações magmáticas preexistentes. Nas rochas metasedimentares da Formação Extrema, os planos de estratificação são definidos pela laminação planar e cruzada observada nos metapelitos e quartzitos, enquanto nas rochas plutônicas, a foliação magmática é marcada pelo alinhamento de anfibólios, biotita, pórfiros de feldspato e enclaves máficos (Fig. 11-B).

A primeira geração de foliações é representada por uma xistosidade com strike orientado em N30E, sendo especialmente desenvolvida em rochas metaplutônicas e metassedimentares e pode mergulhar para NW ou SE, formando dobras de micro a mesoescala (S_n ; Fig. 11-C, Fig. 12-A). Os planos xistosos são definidos pela orientação de porfiroclastos de feldspato, anfibólio e biotita e abrigam uma lineação *downdip* com estiramento oblíquo definida em porfiroclastos de quartzo ou feldspato de rochas metaplutônicas e metavulcânicas (L_e , Fig. 11-D, Fig. 12-A). Eles são afetados por uma clivagem de crenulação (S_{n+1} ; Fig. 11-C, Fig. 12-A), que por sua vez, ocupam o plano axial de bandas de torção de micro a mesoescala e dobras em chevron e formam uma linha de crenulação (L_c , Fig. 11-C, Fig. 12-A) paralela à direção N30E.

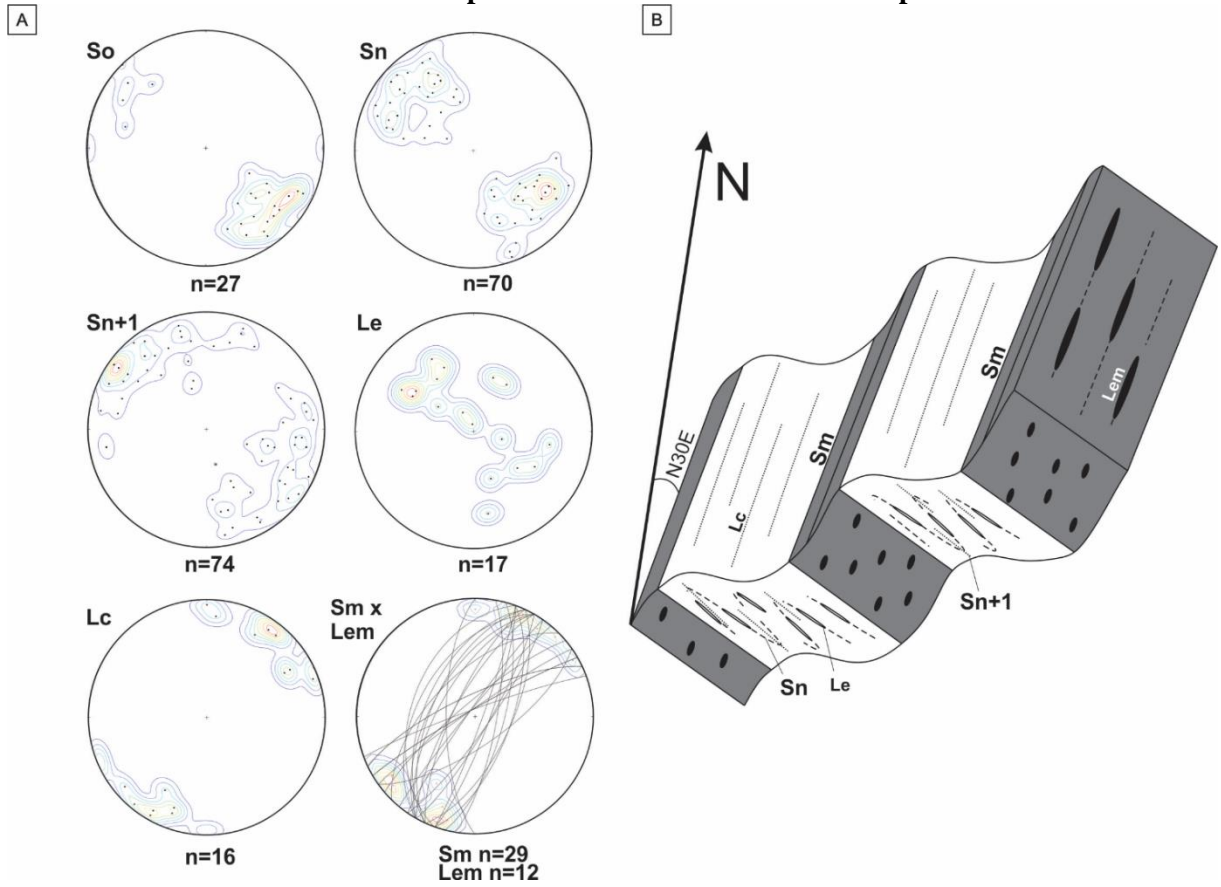
Dentro das zonas de cisalhamento, a xistosidade principal é afetada por uma foliação milonítica (S_m , Fig. 12-A) que é encontrada exclusivamente em tectonitos do tipo S ou L. Eles formam zonas altamente deformadas ricas em mica nas rochas metaplutônicas (Fig. 11-E) ou bandas de cisalhamento com estiramento de quartzo e feldspato na unidade metavulcânica (Fig. 11-F). A foliação milonítica hospeda uma lineação de alongamento paralela a oblíqua (L_{em}) definida por porfiroclastos de feldspato ou quartzo indicando um componente dominante de movimento transcorrente (e.g., Carreras et al., 2010, 2012; Fig. 12-B). Metadacitos e metarriodacitos apresentam bandas pseudo-taquilíticas indicando condições de deformação plástico-frágil a plástica envolvendo deslizamento de contorno de grão e formação de vidro cisalhante (Fig. 11-F). As rochas da Suíte Rio Corrente são, em geral, menos deformadas. A principal estrutura observada afetando suas rochas magmáticas é uma xistosidade caracterizada por planos de mergulho abrupto e ricos em mica que hospedam uma lineação descendente alongada formada por porfiroclastos de feldspato e anfibólio (Fig. 11-G). Uma geração tardia de estruturas compreende diques ácidos e soleiras compostas por rochas metaalcali-riolíticas afetando as unidades plutônicas e metassedimentares do Complexo Correntina (Fig. 11-H).

Figura 11 – Feições Estruturais do Complexo Correntina e da Suite Rio Corrente



A) Foliação S_n definida pela orientação de porfiroclastos de plagioclásio e matriz de biotita em metaquartzo-andesito (lâmina GBP53). B) Estiramento de enclave máfico em zona de cisalhamento dúctil presente no contato entre metagranodioritos e Hbl-anfibolito (GBP131); C) Microdobramentos formando a lineação de crenulação e planos axiais S_{n+1} em mica xisto (GBP06, NP); D) Lineação de estiramento em porfiroclasto de quartzo em metariodacito GBP33, NP); E) Plano de cisalhamento milonítico a partir da deformação de Hbl-granodiorito (GBP112); F) Fábrica milonítica de Sm em metadacito (GBP77; NP); G) Lineação mineral orientada no mergulho da foliação em metagranito mesocrático (GBP01). H) Planos de fratura extensional em diques de metariolitos (GBP91).

Figura 12 – A) Estereogramas dos dados estruturais coletados na etapa de mapeamento geológico-estrutural. B) Modelo esquemático com a relação entre as estruturas de deformação observadas na unidade metaplutônica e metavulcânica do Complexo Correntina



4 ARTIGO: JUVENILE-LIKE CONTRIBUTION REVEALS CONTINENTAL ARC MAGMATISM IN THE CORRENTINA COMPLEX AND RIO CORRENTE SUITE (SÃO FRANCISCO CRATON)

4.1 Introduction

The São Francisco Craton of eastern Brazil (SFC) is bounded by Neoproterozoic/early Paleozoic Brasiliano/Pan-African orogenic systems and represents one of the best studied cratons of the world (Fig.1-A). SFC represents the Brazilian section of the ancient São Francisco-Congo paleocontinent (Barbosa & Sabaté, 2004; Brito-Neves et al., 2014; Silva et al., 2016; Degler et al., 2018; Caxito et al., 2020; Rigoni Baldim et al., 2021; Fig. 1-B). The craton lithosphere stabilized during the Paleoproterozoic amalgamation of preexisting crustal blocks and related orogenic systems, comprising some of the oldest known lithospheric pieces of the South American Plate (Barbosa & Sabaté, 2004; Heilbron et al. 2017; Brito Neves, 2011). Although basement inliers of Archean to Paleoproterozoic crust can be found in the orogenic belts of Borborema, Tocantins, and Mantiqueira provinces (e.g. Pacheco Neves, 2021; Tesser et al., 2021; Fuck et al., 2014; Grochowski et al., 2021; Valeriano et al., 2022; Fig 1-C), the majority of the crust older than 1.8 Ga in east Brazil is recorded in the SFC, where its internal portion remained preserved from the Neoproterozoic-early Paleozoic recycling events (Alkmim & Teixeira, 2017; Heilbron et al., 2017).

Available data on SFC basement indicate the evolution of Paleoproterozoic magmatic arcs were followed by collisional episodes, promoting the consolidation of large continental masses through the accretion of Archean nuclei and younger oceanic magmatic arcs (e.g., Bruno et al., 2021; Valeriano et al., 2022; Barros et al., 2020; Barbosa et al., 2020; Saboia et al., 2020; Fuck et al., 2014; Teixeira et al., 2015). The evolution of these systems was likely linked to the interaction and hybridization of the mantle wedge by the enrichment of immobile elements produced by the dehydration and partial melting of the subducted crust (Zheng, 2019; Laurent et al., 2014; Fowler et al., 2012; Martin et al., 2010; Zheng et al., 2014; Cannà and Malaspina, 2018; Kawamoto et al., 2012; Taniuchi et al., 2020). Those processes are considered extremely relevant to the understanding of the Earth's geodynamics, playing an important role in the reconstruction of paleogeographic models and in the formation of mineral deposits (e.g., Fayol et al., 2017; Singh et al., 2019).

The western Guanambi-Correntina Block stands as a relatively unknown basement relics of the São Francisco Craton as it is largely covered by Neoproterozoic to Phanerozoic sedimentary successions. In the region of Correntina, a diverse set of Paleoproterozoic plutonic, volcanic, and metasedimentary lithologies comprise the Correntina Complex and the Rio Corrente Suite. The available data in the literature suggests that these units mark a complex evolutionary history trapped in the nucleus of the São Francisco Craton and provide fingerprints of the tectonic environments that preceded its stabilization. In this contribution, we present a detailed study based on geological mapping, litho-geochemistry, whole rock Sm-Nd and Rb-Sr isotopic analyses, and zircon U-Pb-Hf data from metaplutonic and metavolcanic rocks of the Correntina Complex and the Rio Corrente Suite. Our results comprises one of the oldest record of the continental magmatic arc relics in the São Francisco Craton (Correntina Complex). Thus, it corresponds to some of the oldest events in the eastern South American Platform. The geological evolution points to a strong juvenile crust production in the Rhyacian period in the western Guanambi-Correntina Block, coeval with other episodes already documented in other regions of the craton.

4.2 Geological Background

4.2.1 The São Francisco paleocontinent (SFP)

The Paleoproterozoic terranes of the São Francisco paleocontinent have the configuration shown in Fig. 13. The Archean blocks Gavião, Serrinha, Sobradinho, and Jequié were accreted within the Minas-Bahia orogen (MBO; Heilbron et al., 2017; Bruno et al., 2021) comprising the convergent system formed by the Western Bahia magmatic arc, Itabuna-Salvador-Curaçá and Mineiro belts, and other Mantiqueira province terranes (e.g., Piedade Block and Juiz de Fora Complex; Bruno et al., 2021). In the western sector, it has been addressed the interaction of the ensialic basement of the SFC with the preserved Rhyacian and Orosirian terranes of the Brazilian Belt (Fuck et al., 2014; Saboia et al., 2020) and the Rio Preto Belt (Barros et al., 2020). Nevertheless, the interpretation of tectonic history in the central sector of the SFC has been hindered by the extensive Neoproterozoic and Mesozoic sedimentary covers and the lack of geochemical and isotopic data.

The basement terranes of the SFP comprise the crust older than 1.8 Ga, including TTG

domes, sin to post-collisional plutonism, greenstone belts, and metasedimentary sequences. Rhyacian-Orosirian orogenies (2.2–1.8 Ga) in SFP include the following basement domains and tectonic settings (Fig. 1-C): i) the Belo Horizonte Domain and the Mineiro Belt in the south portion of the SFC (Ávila et al., 2010; 2014; Alkmim & Teixeira, 2017; Bruno et al., 2020; 2021; Valeriano et al., 2022); ii) the Eastern Bahia Orogenic Domain, comprising the Archean blocks Gavião, Sobradinho, Jequié and Serrinha merged by the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogenic Belt (Barbosa & Sabate, 2004; Cruz et al., 2016; Barbosa et al. 2017); iii) the substratum of the marginal orogens of the Araçuaí-Ribeira Belt (Pedrosa-Soares et al., 2000; Farina et al., 2016; Degler et al., 2018; Bruno et al., 2021; Grochowski et al., 2021), the Rio Preto belt (Barros et al., 2020), The Riacho do Pontal Belt (Caxito et al., 2016) and Brasília Belt (Fuck et al., 2014; Cordeiro and Oliveira, 2017; Saboia et al., 2020) and; iv) the metamorphic basement of the São Francisco basin, comprising the Guanambi-Correntina Block (Barbosa et al., 2020; 2021), the Porteirinha Block (Silva et al., 2016; Bersan et al., 2020) and other small exposures that underlies the Neoproterozoic intracratonic covers (Rezende et al., 2018).

Geochronological U-Pb zircon data from the SFC metamorphic blocks reveal two key phases of crustal production (Cordani et al., 1999). The first phase ranges from 3.1 to 2.7 Ga and is associated with the emplacement of Archean plutonic Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) cores (Barbosa & Sabate, 2004; Lana et al., 2013; Romano et al., 2013; Teixeira et al., 2017; Barbosa et al., 2021). The second phase covers the Rhyacian period in the 2.2–2.0 Ga interval, which represents the peak of high-grade metamorphism, reworking, and crustal production in the craton (Alkmim et al., 1998; Cordani et al., 1999; Alkmim and Noce, 2006; Hawkesworth et al., 2019). The study area is set in the metamorphic domain capped by the São Francisco basin covers in the central-north region of the SFC referred as the Guanambi-Correntina Block (GCB; Fig 14; Brito Neves et al., 1980; Barbosa & Dominguez, 1996).

4.2.2 The Guanambi Correntina Block

The Guanambi-Correntina Block (GCB, Fig. 14-A, Tabela 2) is defined as an association of Archean granitic-greenstone terrains, including the Favelândia Complex, the Santa Isabel Complex, the Riacho do Santana volcano-sedimentary sequence, and the Paleoproterozoic Guanambi batholite (Barbosa et al., 2020; 2021). The older crust recognized

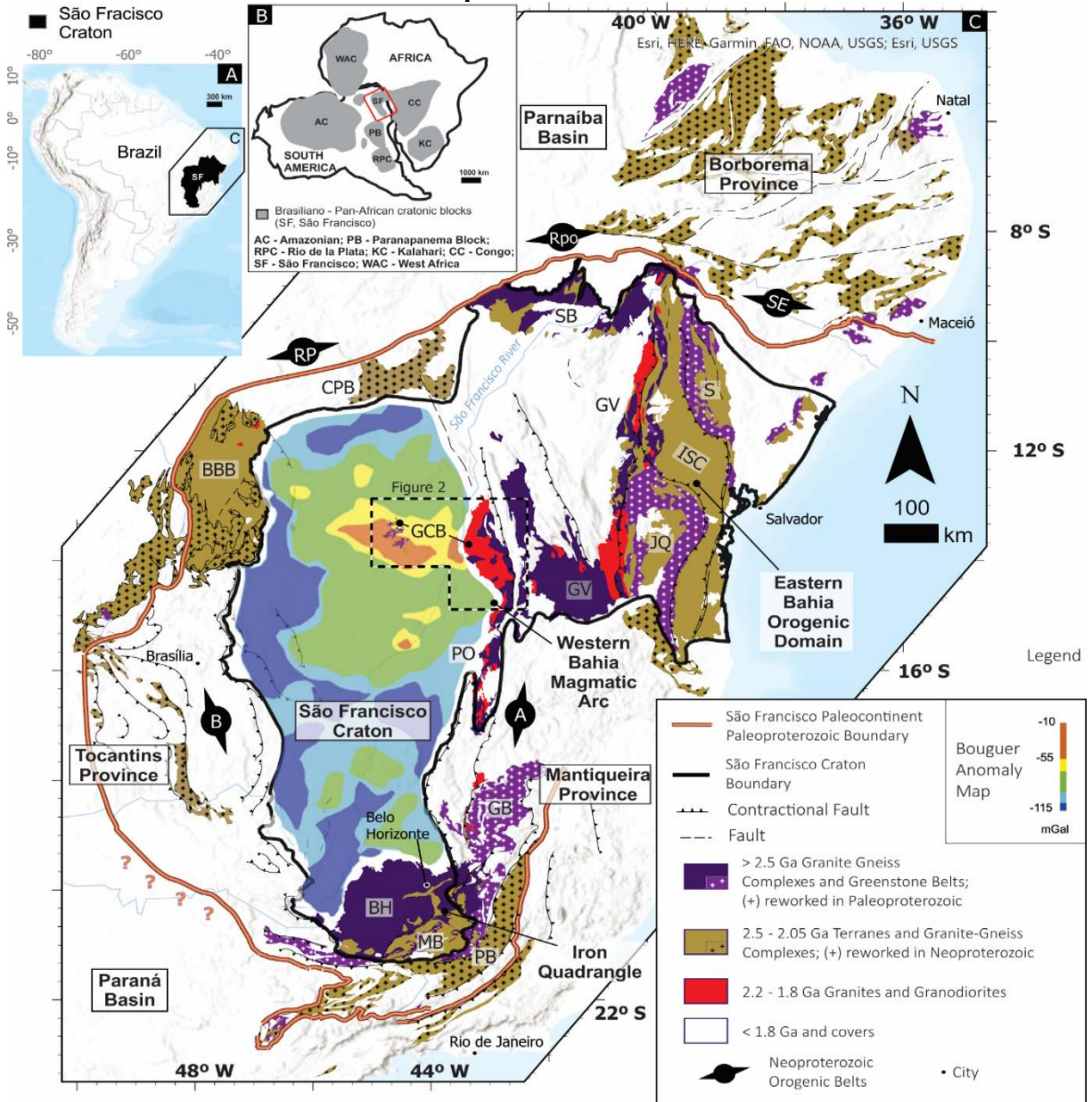
in the GCB is represented by the Favelândia Complex, dated at 3648 ± 69 Ma (zircon U-Pb LA-ICP-MS) and Sm/Nd $T_{DM} = 3.9$ Ga (Barbosa et al., 2013; Rosa et al., 1999). The GCB experienced two major magmatic events that involved Archean crust recycling and the amalgamation of accretionary orogens (Barbosa et al., 2020). The first event corresponds to the emplacement of K-granitoid from the recycling oceanic crust and previous 3.4–3.3 Ga Archean rocks in the Neoproterozoic period (3.1–2.7 Ga). The second event is represented by the felsic magmatism in the Rhyacian (2.1 Ga), with partial melting and reworking of the previous Neoproterozoic crust (Barbosa et al., 2013; Barbosa et al., 2020). According to Barros et al. (2020), the Cristalândia do Piauí, Porteirinha, and GCB were all part of the same crustal segment, as evidenced by similar lithochemical, isotopic, and geochronological data. The data available for the GCB derives mainly from its limits with Gavião block, while its inner portion remains poorly understood (close to the peak of Bouguer gravimetric anomalies; Fig. 13).

The basement exposures of the GCB in the western São Francisco River (also regarded to as “Correntina erosive window” by Barbosa et al., 2021; Mascarenhas and Garcia, 1989, Dávila and Kuyumjian, 2005; Fig. 14-B) are described as migmatites, gneisses, sub-alkaline to alkaline magmatic rocks, deformed metasedimentary layers, and isotropic granitoids (Andrade et al., 1981; Bonfim et al., 1984; Moraes Filho, 1986). These limited exposures are unconformably overlain by the Neoproterozoic Bambuí Group and the Mesozoic Urucuia Group. According to previous Rb-Sr geochronology, these basement exposures belong to Paleoproterozoic crust (Mascarenhas and Garcia 1989; Moraes Filho et al., 1997; Bonfim et al., 1984; Andrade et al., 1981) and are part of the same Bouguer gravimetric domain as the eastward occurrences (Fig. 13). Despite the lithological set observed in these exposures presents similar characterization to the rocks in the eastern GCB (Barbosa et al., 2021; 2020; Barros et al., 2020), a lack of detailed studies and geological mapping has precluded the identification of the overall geological individualization, with open debates over its unit’s definition and potential correlations with other basement terranes in the GCB and the SFP.

Two major units are described in the Correntina region: the Correntina Complex (including the metasedimentary Extrema Formation) and the Rio Corrente Suite (Table 2). Data assembled by Bonfim et al. (1984) in this region presented Rb-Sr isochrones with ages of 2.4–1.9 Ga for samples of gneisses, sienites, and migmatites. The metasedimentary unit in the city of Correntina, known as the Extrema Formation, was initially described by Andrade et al. (1981). In a subsequent study, Davila and Kuyumjian (2005) were able to identify sin-

collisional intrusive granitoids that are associated with volcanic arc environments. Barbosa et al. (2021) provide U-Pb zircon ages ranging from 2.18 to 2.11 Ga for sub-alkaline rocks found within the Correntina Complex and Rio Corrente Suite.

Figure 13 – The São Francisco paleocontinent in eastern Brazil and related Archean and Paleoproterozoic terranes



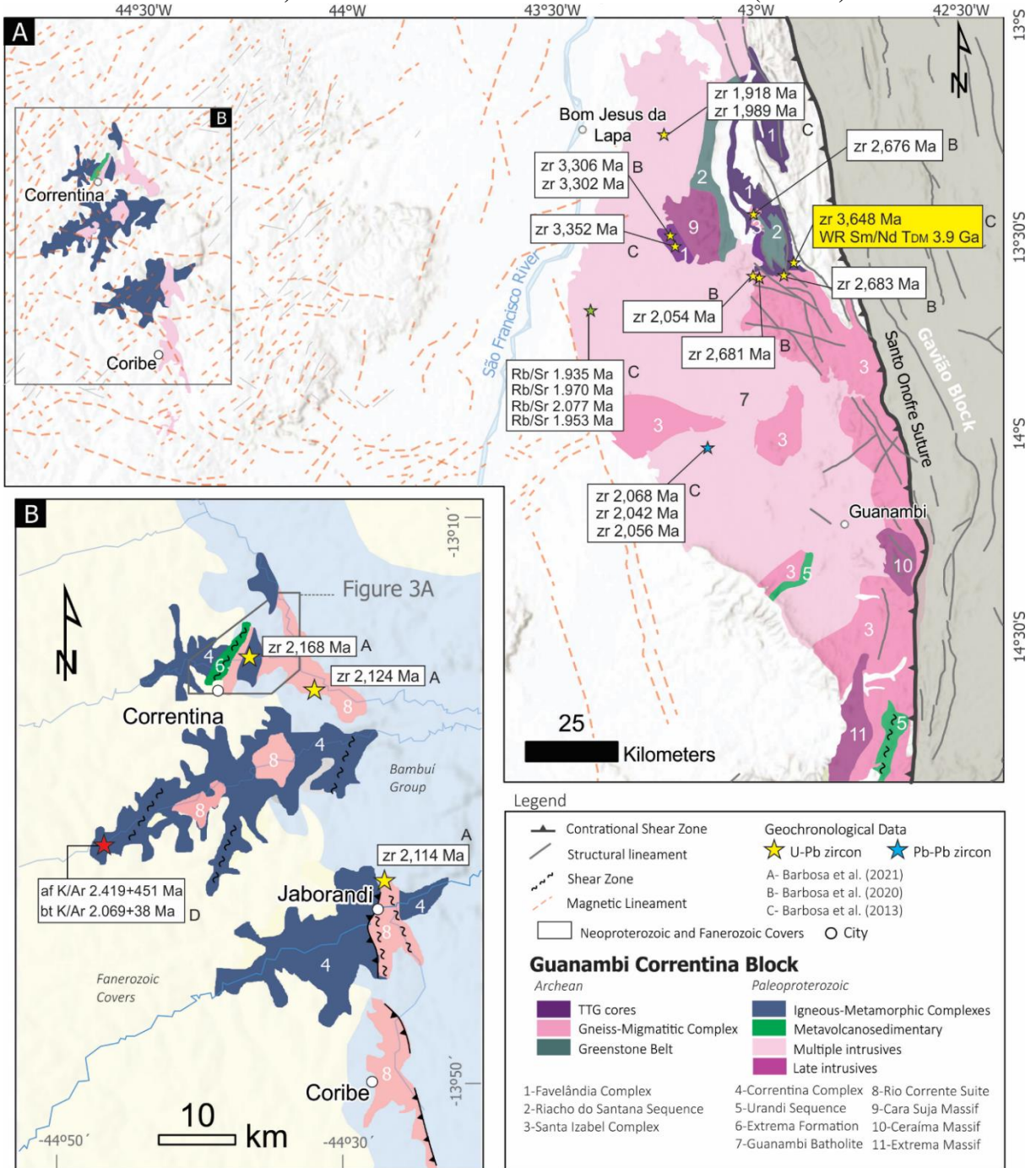
A) Location of the São Francisco Craton in East Brazil and; B) its tectonic setting within the Neoproterozoic-early Paleozoic West Gondwana supercontinent when it was linked to the Congo craton forming São Francisco-Congo craton (modified from Tedeschi et al., 2016). C) Main tectonic units older than 1.8 Ga of the São Francisco paleocontinent (modified from Valeriano et al., 2022). Legend - Tectonic blocks: GCB – Guanambi-Correntina Block; BBB – Brasília Belt Basement; CPB – Cristalândia do Piauí Block; SB – Sobradinho Block; GV – Gavião Block; S – Serrinha Block; ISC – Itabuna-Salvador-Curaçá Belt; JQ – Jequié Block; PO – Porteirinha Block; GB – Guanhões Block; BH – Belo Horizonte Domain; MB – Mineiro Belt; PB – Piedade Block. Neoproterozoic orogenic belts: A – Araçuaí; B – Brasília; RP – Rio Preto; Rpo – Riacho do Pontal; SE – Sergipano. Bouguer anomaly map of the western São Francisco craton from Reis (2011).

Shear zones and compressional faults mark the contacts among the WGCB units (Fig. 14-B). At least two deformation episodes have been identified in the Correntina Complex. The first is associated with compressive deformation that formed the main schistosity, while the second is associated with an extensional event that was responsible for the creation of pull-apart basins and normal faults (Davila and Kuyumjian, 2005).

Table 2 – Description of the units in the Guanambi-Correntina block

Domain	Unit	Age	Lithology	References
Eastern Domain	Favelândia Complex	3.6 Ga (1) U-Pb, zr 3.3 – 3.35 Ga (2) U-Pb, zr	TTG gneisses, migmatites and granulites	1, 2, 4
	Riacho do Santana Sequence	2.22 Ga	Ultrabasic and basic magmatism, with clastic and chemical metasedimentary rocks	1, 4
	Santa Izabel Complex	2.0 – 2.6 Ga (1) U-Pb, zr	Gneisses, migmatites, granulites with dioritic enclaves	1, 2, 4
	Guanambi Batolith	1.9 – 2.06 Ga (1) U-Pb, zr	Syenitic and monzonitic granites with minor monzodiorites	1, 4
Western Domain	Correntina Complex	1.9 Ga (5) Rb-Sr, WR 2.06 – 2.41 Ga (5) K-Ar, anf, bt	Gneisses, migmatites, mafic to intermediary plutonics, intermediary to felsic volcanism	3, 5, 8, 9
		-	Extrema Formation: clastic and chemical metasedimentary rocks	6, 7, 8, 9
	Rio Corrente Suite	2.11 – 2.16 Ga (3) U-Pb, zr	Syenitic and monzonitic granites	3, 6, 7, 8, 9

Figure 14 – A) Tectonic framework of the Guanambi-Correntina Block and compilation of geochronological data, adapted from Barbosa et al., (2021, 2020, and 2013), and references therein. B) The Western Guanambi-Correntina block (WGCB)



4.2.2.1 The Correntina Complex

The gneissic and plutonic basement with exposure in the region of Correntina is referred

to as the Correntina Complex (Bonfim et al., 1984), and is subdivided into two main lithological types: (i) migmatite-gneiss complexes of granodioritic composition, and (ii) migmatite-granitic complexes showing quartz-feldspar mobilizations. Mascarenhas and Garcia (1989) obtained Rb-Sr ages of 1.97 to 2.02 Ga, which are correlated to the Orosirian migmatization in the east sector of the GCB (Bonfim et al., 1984; Mascarenhas and Garcia, 1989; Barbosa et al., 2020). This unit encompasses rocks ranging from sub-alkaline, calc-alkalic and alkali-calcic magmatic series, with enriched LREEs and LILEs, except Ba (Barbosa et al., 2021). Gabbros included in this unit were described with typical E-MORB signatures, while felsic granitoids presented REE patterns as a mixture of GLOSS and E-MORB (Barbosa et al., 2021).

The metavolcanosedimentary units in the region of Correntina are encompassed in the Extrema Formation (EF; Andrade et al., 1981), and are included in the Correntina Complex. It comprises phyllites, mica-schists, lenses of metacherts, and quartzites submitted to greenschist facies metamorphism. The Extrema Formation units are additionally distinguished by the presence of metarhyllites and metarhyodacites (Barbosa et al., 2021). Previous studies have recognized in the Extrema Formation the correlation with stocks of metadiorites, metamonzonites, metatonalites, metagranodiorites, and porphyritic metaquartz-syenites intrusive on gneisses and migmatites (Davila and Kuyumjian, 2005). The stock rocks are then intruded by metagabbro and metapyroxenites dikes and sills, as well as quartz veins and pegmatites (Davila and Kuyumjian, 2005).

4.2.2.2 Rio Corrente Suite

The felsic granites that intrude the Correntina Complex are defined as the Rio Corrente Suite (RC; Bonfim et al. 1984; Moraes Filho et al., 1997, Souza et al., 2003; Barbosa et al., 2021). Bonfim et al. (1984) recognize alkaline to calc-alkaline magmatic filiations, respectively: (i) hornblende-rose-syenites; and (ii) monzonites, tonalites, and granodiorites named as undivided granitoids. Alkaline syenites and syenodiorites from the shoshonitic class are also described locally. Lithochemical data and U-Pb ages from Barbosa et al. (2021) points out to a sin-collisional magmatism that occurred between 2.18 and 2.11 Ga, presenting geochronologic and geochemical correlations with the Guanambi Batholite that is exposed to the east of the São Francisco River (Barbosa et al., 2021; Barbosa et al. 2020; Rosa et al., 2000).

4.3 Materials and Methods

This study was based on new surface data, petrographic descriptions, whole rock geochemistry and U-Pb-Hf and Sm-Nd isotopic analyses, as well as the integration of available aerogeophysical maps and literature. We collected data in 186 stations in the field, described 31 thin-sections and analyzed 29 samples for whole rock geochemistry and four samples for isotopic analysis. All materials and methods adopted herein can be assessed in the Appendix Supplementary Material A, B and C.

4.4 Results

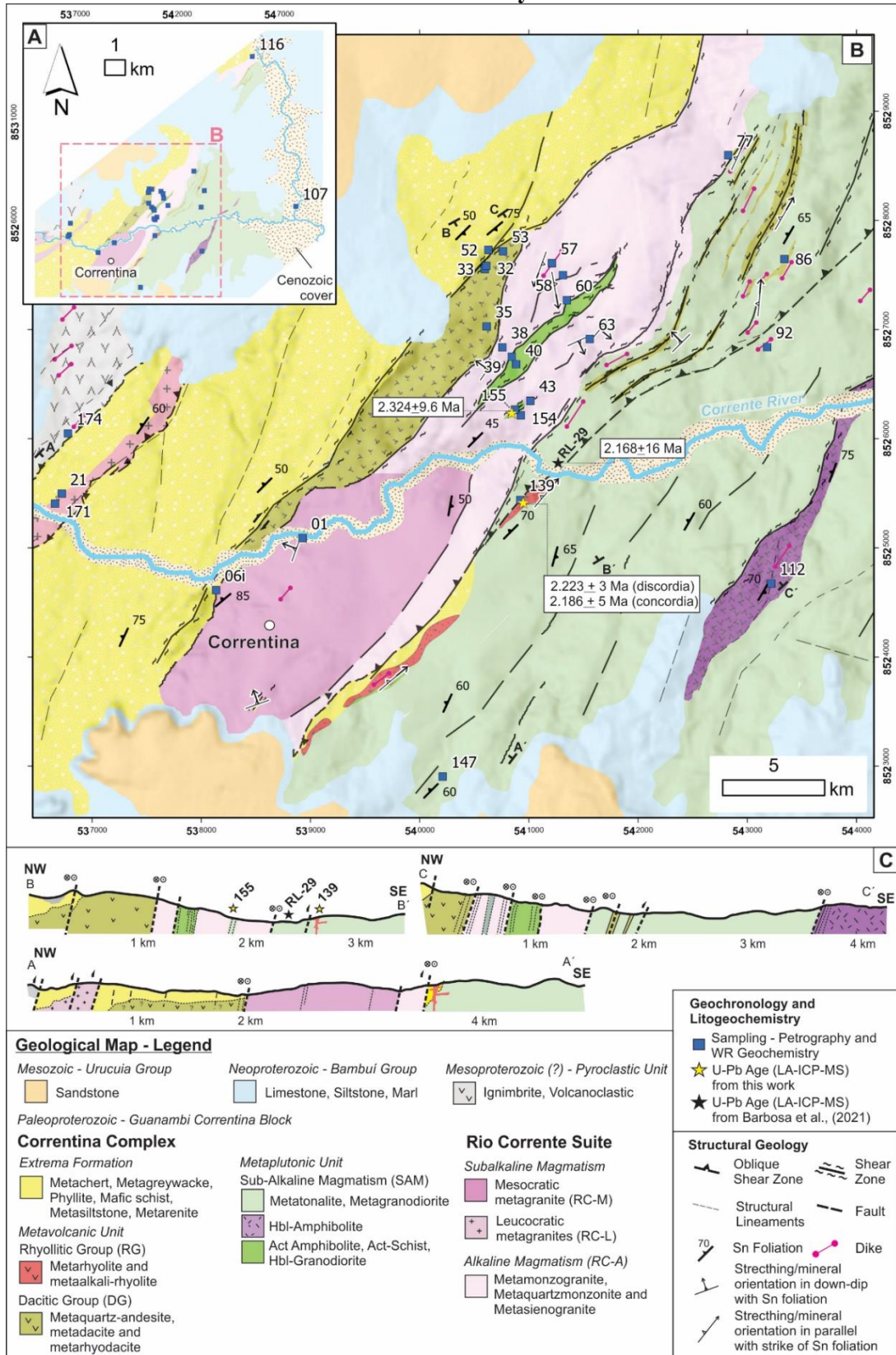
4.4.1 Local Geology and Petrography

The Correntina Complex and Rio Corrente Suite are defined by NE-elongated discontinuous exposures and are unconformably overlain by the sedimentary rocks of the Ediacaran-Cambrian Bambuí Group, the Cretaceous Urucuia Group and for last Cenozoic sediments (Fig. 15). The Table 3 summarizes the main petrographic aspects of the studied units, which are detailed in the next sections. For this purpose, the Correntina Complex was divided into three subunits according to their field relationship, and litho-geochemistry presented in the section 4.3, from the oldest to the youngest: i) metaplutonic unit composed of mafic and intermediate magmatism; (ii) intrusive metavolcanic rocks; and (iii) metasedimentary rocks referred as Extrema Formation.

Table 3 – Petrological characteristics of the mapped lithologies in the Correntina Complex and Rio Corrente Suite. Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010)

Geological Unit	Sub-Unit	Petrogenetic Group	Lithology	Frequent Mineralogy
Correntina Complex (Paleoproterozoic)	Metaplutonic	Sub-Alkaline (SAM)	metatonalites, metagranodiorites, actinolite amphibolites, and actinolite schists	Hbl + Act + Bt + Pl + Qz + Op ± Tr ± Ttn ± Zr ± Ep ± Ap ± Gt ± Ms
	Metavolcanic	Porphyroclastic and Pseudotachylitic Metadacite (DG)	quartz metaandesites, metadacites, metarhyodacites	Pl + Qz + Bt + Op ± Ms ± Kfs ± Chl ± Ttn ± Zr ± Ep ± Ap ± Gt
		Porphyritic Metarhyolite (RG)	metarhyolites and metaalkali-rhyolites	Qz + Or/Kfs + Bt + Op ± Pl ± Mc ± Chl ± Ms ± Ttn ± Zr ± Ep ± Ap
	Metasedimentary (Extrema Formation)	-	metacherts, ferruginous schists, graphite-schists, phyllites, metagreywackes, metaarkoses, and quartzites	-
Rio Corrente Suite (Paleoproterozoic)	-	Mesocratic Granite (RC-M)	titanite-biotite metagranite	Qz + Pl + Or + Mc + Bt + Chl ± Ms ± Ttn ± Op ± Zr
		Leucogranite (RC-L)	biotite metagranites	Qz + Pl + Or + Mc + Bt + Zr ± Ep
		Alkaline (RC-A)	metamonzogranites and metaquartz monzonites	Qz + Pl + Or + Mc + Bt + Chl + Op ± Ttn ± Zr ± Ep ± Ap ± Gt ± Ms ± Cb
Pyroclastics (PG) (Mesoproterozoic)			ignimbrites	Qz + Ms + Op + Gt

Figure 15 – A) Overview of the study area in the city of Correntina. B) Lithological Map of the detailed area with location of major faults, shear zones and analyzed samples. C) Geological sections of the study area



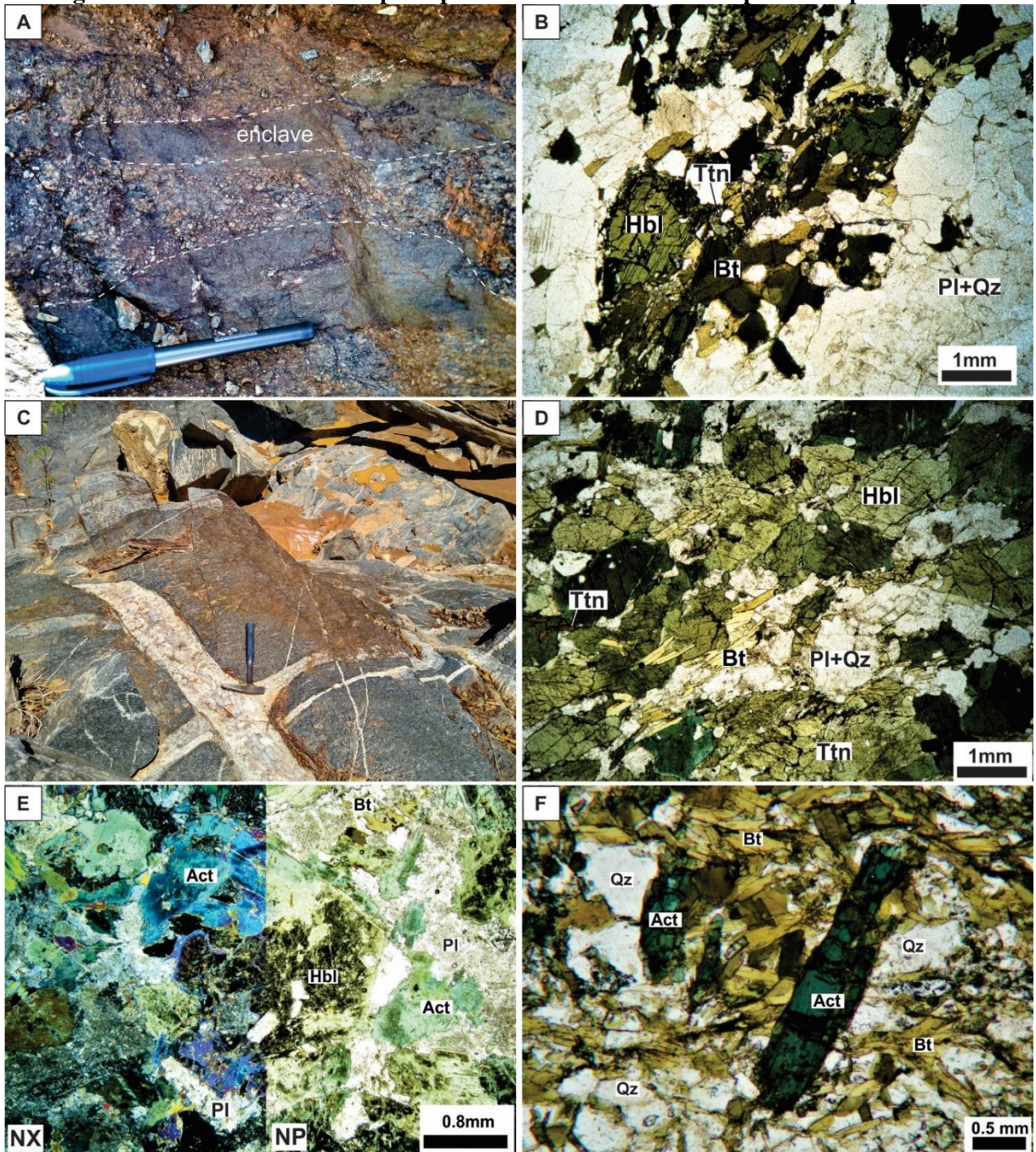
4.4.1.1 Correntina Complex

4.4.1.1.1 Metaplutonic Unit

The metaplutonic association is composed of large coarse-grained mesocratic granitoid bodies presenting dikes, stocks, and enclaves of amphibolites (Fig. 16-A) and it is in tectonic contact with the metasedimentary unit. The rocks are generally coarse-grained to porphyritic. The metaplutonic unit is composed by metatonalites, biotite metagranodiorites, hornblende metagranodiorites, actinolite amphibolites, and actinolite schists. The most frequent lithology is the hornblende metagranodiorite (samples GBP107, GBP147, and GBP155), composed of feldspar porphyroclasts embedded in a foliated matrix of quartz, hornblende, biotite, chlorite, and microcline (Fig. 16-B). Apatite, titanite, zircon, and opaque minerals form the accessory phases. Hornblende is locally absent, and biotite-chlorite-titanite-opaques form the main mafic aggregates. Plagioclase compositional zoning is evidenced by the saussuritized cores suggesting a Ca-rich composition in relation to rims, and quartz grains exhibit sub-grain division and undulous extinction.

The hornblende amphibolite (sample GBP112) is observed in a discontinuous body characterized by contractional shear zones and strong hydrothermal alteration (Fig. 16-C). It exhibits a granolepidoblastic texture composed of hornblende, biotite, and plagioclase porphyroclasts oriented in an inequigranular coarse-grained texture (Fig. 16-D). The matrix is composed of biotite, plagioclase, quartz, opaque minerals, titanite, and traces of zircon and apatite. The actinolite amphibolite (sample GBP040) and actinolite schist (samples GBP39, GBP60, and GBP60v) occur associated, corresponding to intrusive stocks in the metatonalitic plutons. The actinolite amphibolite is nematogranoblastic and formed by actinolite, hornblende, and plagioclase in a fine-grained matrix of quartz, biotite, chlorite, opaque minerals, and tremolite. Actinolite occurs as a substitution phase in hornblende, tremolite as post-tectonic grains and plagioclase often present poikilitic texture in hornblende (Fig. 16-E). Titanite, zircon, and apatite constitute the accessory phases. Plagioclase is highly saussuritized, with frequent sericite and apatite inclusions in the cores. The mineralogy of actinolite-schists is similar, but it presents mylonitic fabrics with a post-tectonic actinolite overprint (Fig. 16-F).

Figure 16 – Field and microscopic aspects of the Correntina Complex Metaplutonic unit



A- Mafic enclave in porphyritic hornblende granodiorites; B- Hornblende, titanite and biotite in a coarse-grained matrix of quartz and feldspar in metagranodiorite (GBP107; NP); C- Hornblende-amphibolite outcrop in GBP112; D- Granolepidoblastic texture of hornblende amphibolite (GBP112; NP); E- Poikiloblastic hornblende partially replaced by actinolite (GBP40); F- Metamorphic actinolite overprint in biotite matrix of actinolite schist (GBP39; NP).

4.4.1.1.2 Metavolcanic Unit

The metavolcanic unit is characterized by a system of dykes of andesitic to rhyolitic composition. The occurrence of the metavolcanic rocks is restricted to the major shear zone of the research area, where they can be divided into two subgroups according to petrographic features: (a) porphyroclastic and tachylitic metadacites (DG), and (b) porphyritic metarhyolites (RG).

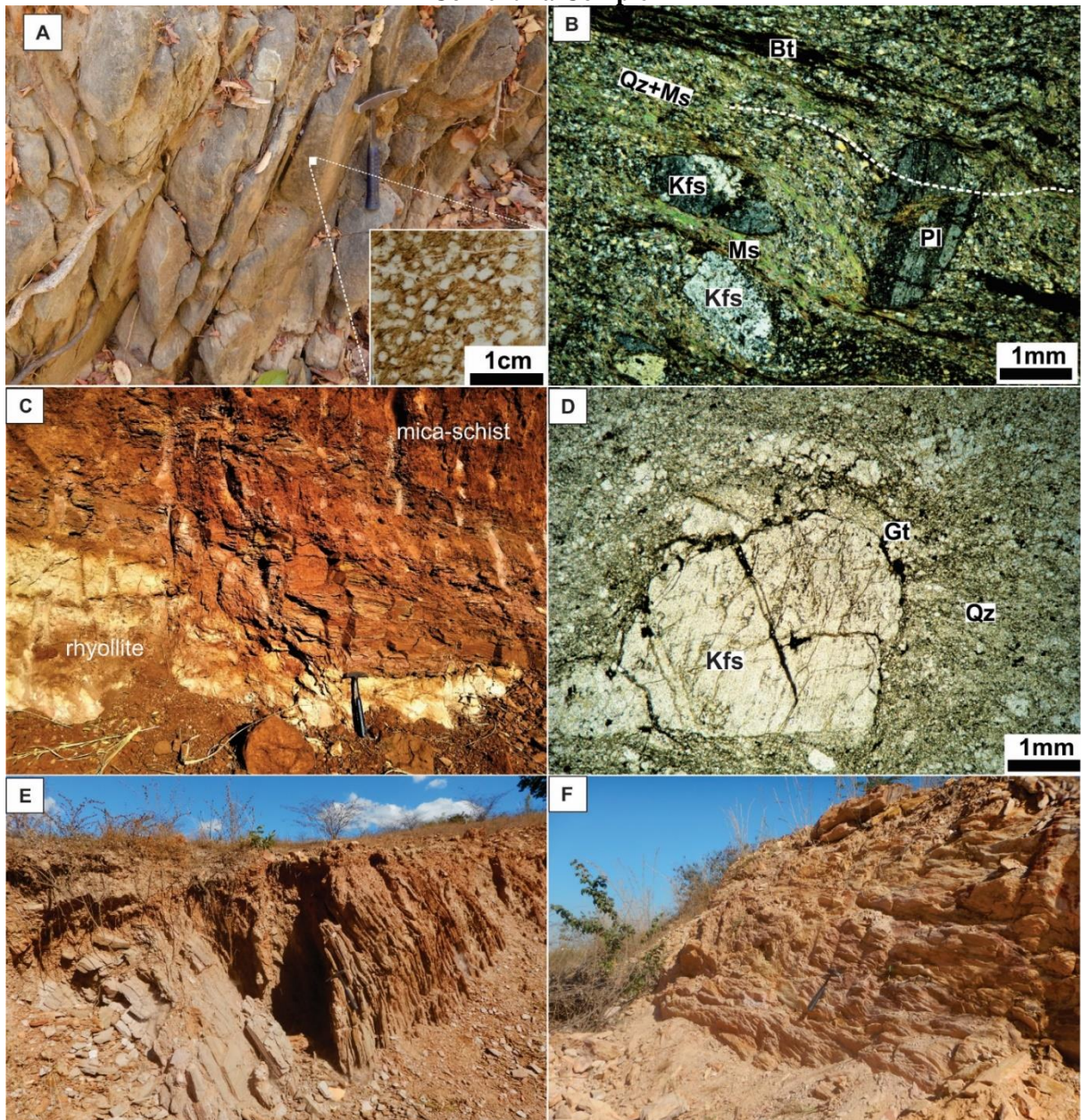
The porphyroclastic metadacitic group (DG) includes metaquartz-andesites (GBP53 and GBP057), metadacites (GBP077), and metarhyodacites (GBP033, GBP035, GBP086, GBP092 and GBP116). The DG group occurs at the contact with the metasedimentary unit in the form of strongly deformed sub-vertical bodies, presenting coarse feldspar porphyroclasts that are involved in a protomylonitic mica schistosity (Fig. 17-A, Fig. 17-B). The primary mineral assemblage is composed of plagioclase, quartz, biotite, and opaque minerals, with zircon, allanite, and apatite as the accessory minerals. In smaller shear zones within the metaplutonic unit, the fine-grained examples develop pseudo-tachylitic and mylonitic fabrics with quartz, feldspar, and opaques in a matrix rich in volcanic glass.

The porphyritic metarhyolite group (RG) contains metarhyolites (GBP052 and GBP154b) and metaalkali-rhyolites (GBP139) with low deformed porphyritic textures, characterized as end members of an acid composition affiliation. They are found in dykes and sills in the metaplutonic and metasedimentary units (Fig. 17-C). These rocks present K-feldspar phenocrystals in a fine-grained felsic matrix with quartz, K-feldspar, biotite, plagioclase, muscovite, and opaque minerals (Fig. 17-D). Rare chlorite, hornblende, and epidote are secondary minerals, and zircon is observed as accessories.

4.4.1.1.3 Metasedimentary Unit – Extrema Formation

The metasedimentary unit includes two separate successions: i) metacherts, schists, metagraywackes, and phyllites, and ii) metarkoses and muscovite quartzites. Outcrop scale metacherts are formed by red and white laminations commonly encountered with quartz mica schists (Fig. 17-E). Thin layers of phyllites and graphite schists are found interbedded with metarkoses and muscovite quartzites, with the topmost layers comprise muscovite quartzites, with cross-stratification and meso-scale folding along the major foliation strike (Fig. 17-F).

Figure 17 – Field and microscopic aspects of the metavolcanic and metasedimentary units of the Correntina Complex

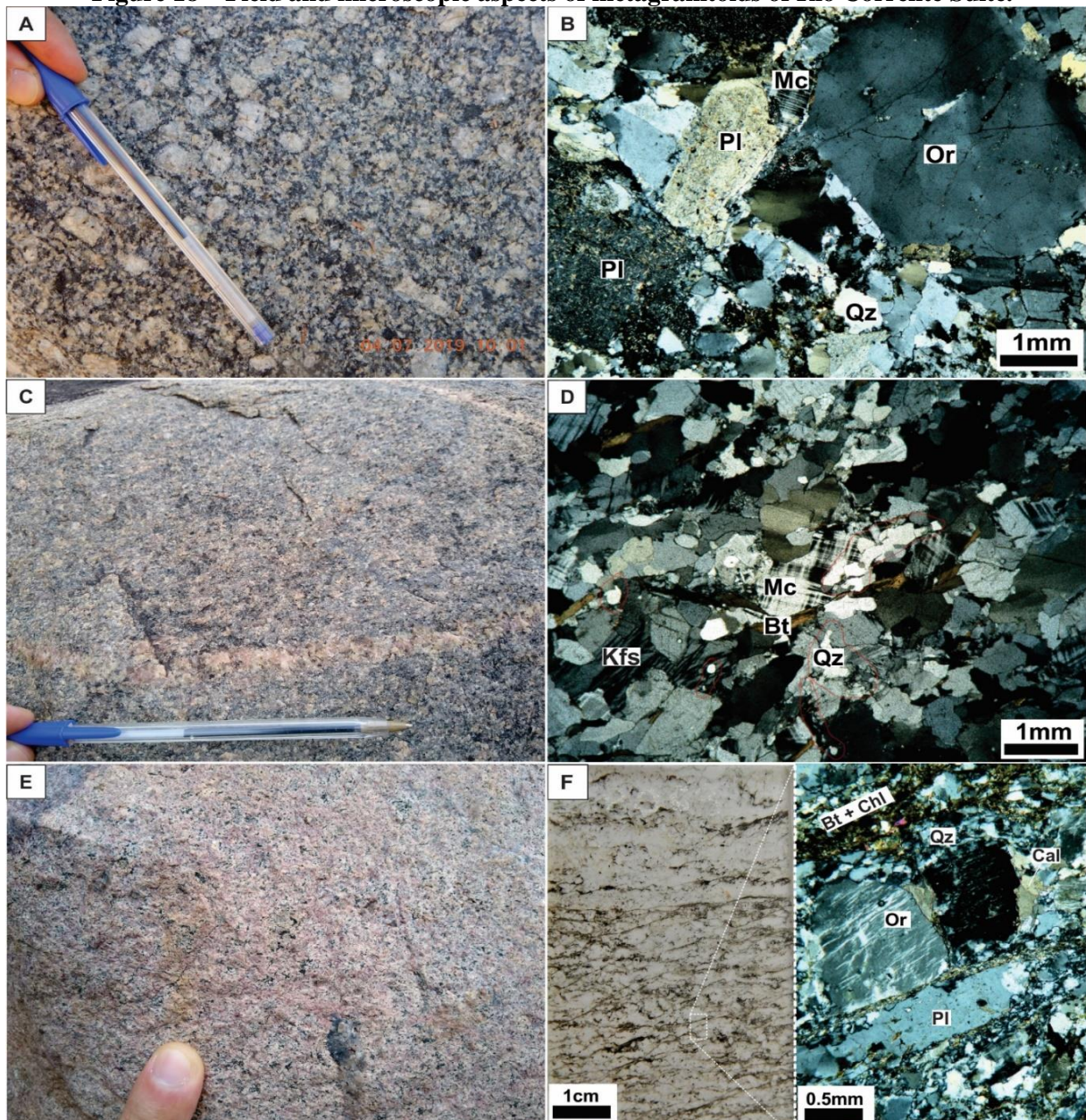


A- Metaquartz andesite with high-dip foliation (Sample GBP53). B- Mylonitic texture in rhyodacite of sample GBP33 presenting anastomosed mica foliation and fractured feldspar augens (NX); C- Layered rhyolite intrusion in mafic schists; D- Porphyritic texture in rhyolite of sample GBP139 (NP). E- Vertical foliation in iron rich mica-schists of the Extrema Formation; F- Cross bedded muscovite-quartzite outcrop of the Extrema Formation.

4.4.1.2 Rio Corrente Suite

The Rio Corrente Suite is composed of metagranites with porphyroclastic texture intrusive in the metaplutonic and metasedimentary rocks of the Correntina Complex. The rocks in this unit are subdivided into porphyroclastic mesocratic (RC-M), equigranular leucocratic (RC-L) and alkaline metassomatic (RC-A) members.

Figure 18 – Field and microscopic aspects of metagranitoids of Rio Corrente Suite.



A- Porphyritic texture in granites of the mesocratic facies; B- Coarse granoblastic texture in granite of sample GBP001 (NX); C- Isotropic texture of biotite-leucogranite; D- Equigranular texture of biotite leucogranite, GBP171 (NX). E-Isotropic equigranular fine-grained metasienogranite (GBP154); F- Mylonitic sienogranite (GBP63) with inlet showing S-C foliation (NX).

The porphyroclastic mesocratic metagranites (GBP01, GBP06i) contain coarse-grained feldspar in a matrix of quartz, biotite, and plagioclase (Fig. 18-A). An incipient foliation is formed by the orientation of plagioclase, K-feldspar phenocrysts, and biotite-titanite aggregates with quartz. Zircon and apatite form the accessory phases, and chlorite, epidote, allanite, muscovite, sericite, carbonate, and opaque minerals are the common secondary phases (Fig. 18-B). Quartz veins parallel to the main foliation are present in the equigranular leucogranites (Fig. 18-C). Samples GBP21 and GBP171 are reported with biotite forming the main mafic mineral in a sub-vertical foliation plane. The granular framework presents orthoclase, microcline, plagioclase, biotite, quartz, and opaque minerals as main minerals and zircon and apatite as accessory phases (Fig. 18-D).

The alkaline metassomatic granitoids (RC-A) are observed mainly in the shear zone that separates the metaplutonic and metasedimentary rocks of the Correntina Complex. The magmatic rocks include isotropic to less deformed metamonzogranites (GBP38, GBP43, and GBP58), quartz metamonzonites (GBP154), and subordinately metasienogranites (GBP63), often presenting reddish aplite veins and diffuse fluid percolations (Fig. 18-E). The alkaline granitoids have coarse-grained lepidogranoblastic textures marked by oriented biotite and are composed of orthoclase, plagioclase, quartz, biotite, opaques, and occasional microcline, hornblende, and titanite (Fig. 18-F). Zircon, ilmenite, and apatite are the main accessories, and epidote, chlorite, sericite, carbonate, and goethite are secondary phases. Titanite can be found in fine to medium crystals, inclusions, or ex-solutions with opaques, hornblende, and biotite.

4.4.1.3 Pyroclastic Deposits

The deposits of ignimbrites overlie the Extrema Formation and the Rio Corrente Suite on an unconformity surface. The deposits are formed of a gray fine-grained matrix with high porosity that hosts lithics, pumice fragments, and anhedral grains of quartz, opaque minerals, muscovite, and ash layers on top. The ignimbrite deposits are crosscut by NE-trending quartz veins and coarse muscovite booklets, suggesting a highly hydrothermal environment.

4.4.2 Tectonic Architecture

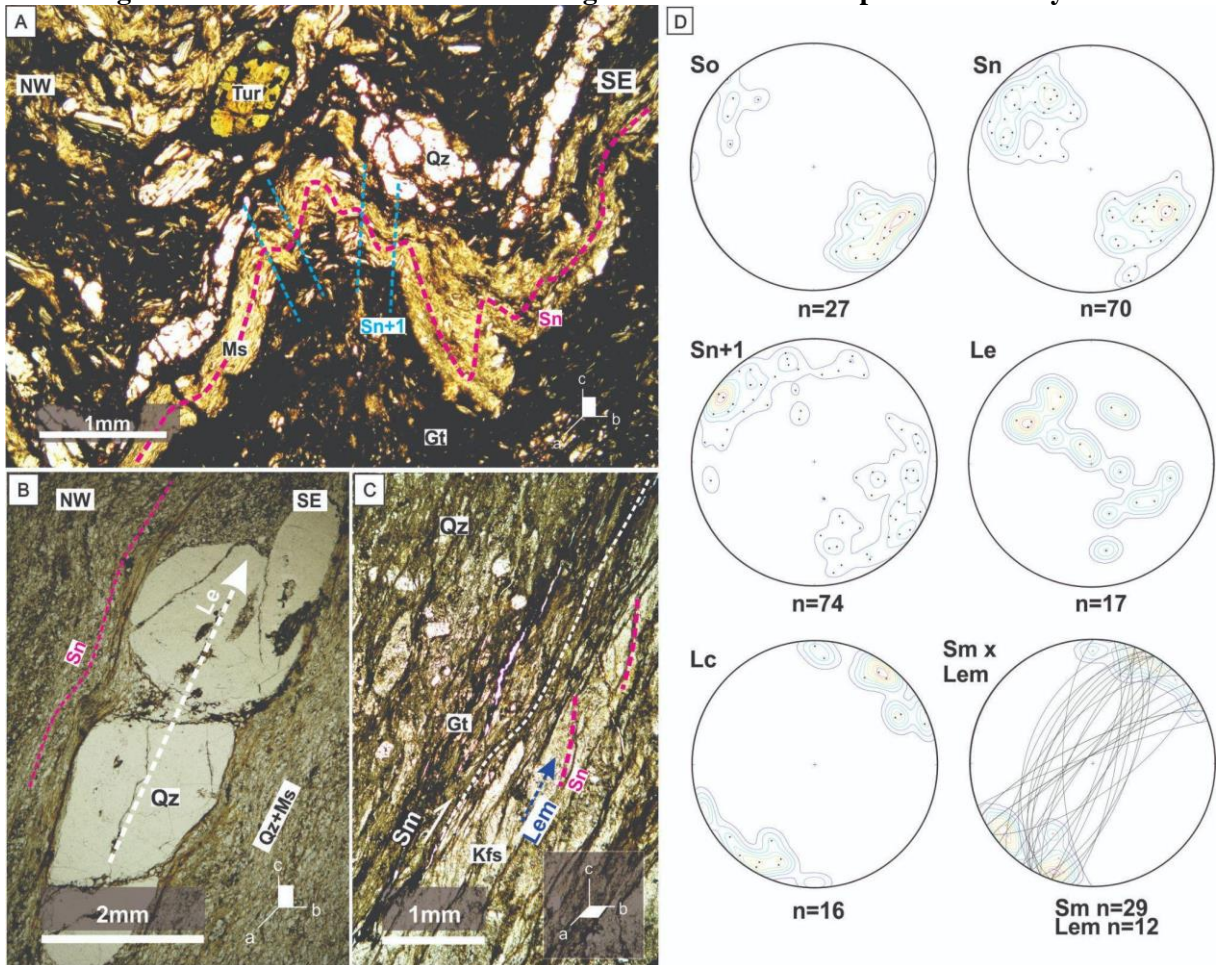
The aerogeophysical regional map exhibit distinct magnetic domains within the western Guanambi-Correntina block and are limited by large-scale, NE-trending shear zones (Alves

2020; Figs. 14 and 15). These magnetic linaments affects the entire basement assemblage juxtaposing different igneous and metavolcano-sedimentary units (Fig. 15). Mesoscale structures include different generations of folds, axial plane foliations, mylonitic foliations, mineral stretching lineations, stretched clasts, and other fabric elements that deform or transpose both bedding planes (S_o) and preexisting magmatic foliations. In metasedimentary rocks of the Extrema Formation, the bedding planes are defined by the planar and cross-lamination observed in metapelites and quartzites, respectively, while in magmatic rocks the foliation is marked by the alignment of amphibole-biotite cumulates, feldspar porphyries, and mafic enclaves.

First-generation foliation is represented by a steeply-dipping and N30E-trending schistosity, which is specially developed in metaplutonic and metasedimentary rocks and may dip either to NW or SE, forming micro to mesoscale folds (S_n ; Fig. 19-A, D). The schistosity planes are defined by the orientation of biotite, amphibole, and feldspar porphyroclasts, and hosts a downdip to oblique stretching lineation defined in quartz or feldspar porphyroclasts of metaplutonic and metavolcanic rocks (L_c , Fig. 19-B, D). They are affected by a crenulation cleavage (S_{n+1} ; Fig. 19-A), which in turn, occupy the axial plane of micro- to meso-scale kink bands and chevron folds, and form a crenulation lineation (L_c , Fig. 19-A, D) parallel to the N30E strike.

Within large-scale shear zones, the main schistosity is affected by a mylonitic foliation (S_m , Fig. 19-C, D) that is exclusively found in S or L tectonites. They form narrow mica-rich highly deformed zones, S-C fabrics in the metaplutonic rocks or shear bands with ribbons of quartz and felspar in the metavolcanic unit. The mylonitic foliation hosts a strike-parallel to oblique stretching lineation (L_{em}) defined by quartz or feldspar porphyroclasts and indicating a dominant strike-slip movement component (e.g., Carreras et al., 2010, 2012). Metadacites and metarhyodacites show pseudo-tachylite bands indicating brittle-plastic to plastic deformation conditions that involved grain boundary sliding and shear glass formation (Fig. 19-C). The Rio Corrente suite rocks are, in general, less deformed. The main structure observed affecting its magmatic rocks is a schistosity characterized by steeply-dipping and mica-rich planes hosting a downdip stretching lineation formed by feldspar and amphibole porphyroclasts. A late generation of structures comprise acid dikes and sills composed of metaalkali-rhyolitic rocks affecting the plutonic and metasedimentary units of the Correntina Complex.

Figure 19 – Tectonic structures affecting the Correntina Complex in the study area



A- Microfolding affecting S_n and forming the S_{n+1} crenulation cleavage in mica-schist of Extrema Formation (sample GBP07; NP); B- Stretching lineation in dip direction formed in quartz porphyroblast in the Correntina Complex metavolcanic unit (sample GBP33; NP); C- Mylonitic fabric in S_m plane (Sample GBP77; NP). D- Stereograms of the mentioned structures (see text for references).

4.4.3 Whole Rock Geochemistry

Eighteen samples from Correntina Complex and nine samples from Rio Corrente Suite were analyzed for whole-rock geochemistry for major and trace element analysis. The samples were categorized based on their petrographic descriptions. The geochemical data results are shown in Appendix—Supplementary Data B.

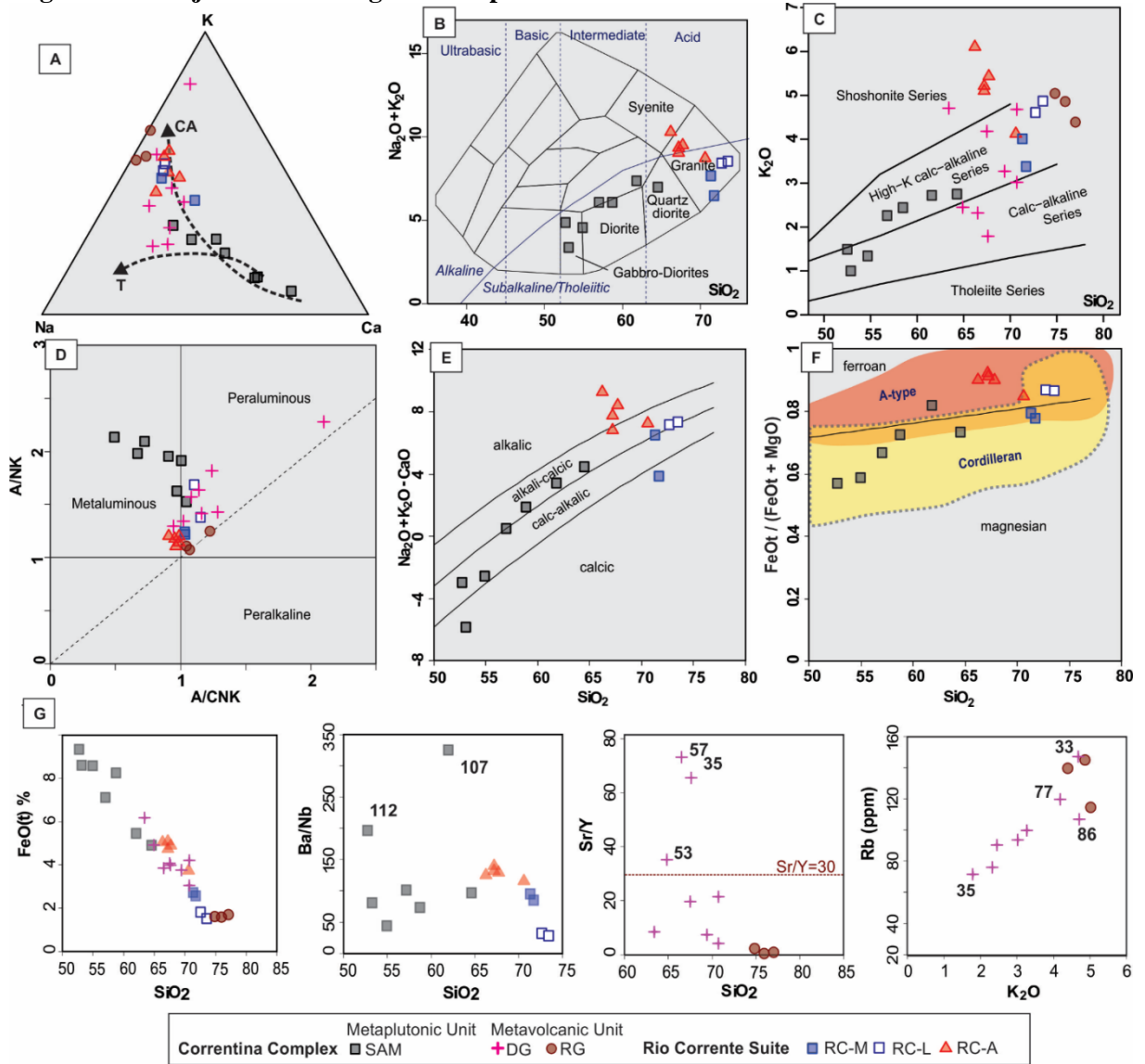
4.4.3.1 Correntina Complex – Metaplutonic Unit (SAM)

The metaplutonic samples are sub-alkaline, classified as calc-alkaline (Barker and Arth, 1976; Fig. 19-A), with SiO_2 levels ranging from 52.7 to 64.5 wt.%. They are defined as gabbro-

diorites, diorites, and quartz-diorites in the TAS diagram (Cox et al., 1989; Fig 20-B), are high-K calc-alkaline (K_2O/Na_2O from 0.42-0.67; Fig 20-C) and have metaluminous to slightly peraluminous distinctions ($0.48A/CNK$ 1.04; Fig 20-D). The majority of the samples are magnesian ($FeO/FeO+MgO$ 0.81; Frost et al. (2001), calcic to alkali-calcic, and Cordilleran-type, indicating I-type granitoids (Fig. 20-E, F). All samples contain a high concentration of ferromagnesian oxides ($20.88 \text{ wt.} \% > FeO_t+MgO+MnO+TiO_2 > 7.45 \text{ wt.} \%$) and CaO (9.18 to 2.54 wt.%) (Fig. 20-G), with K_2O enrichments emphasized in diorites and quartz diorites (Fig. 20-B; samples GBP39, GBP107, GBP147, and GBP155). SiO_2 content in the SAM group is associated with enrichment in LILEs (Ba, Sr) and HFSE (Nb, Zr, and Hf) and depletion in #Mg and compatible elements (V, Co, Ni, Cr, and Ti) (Supplementary Data B). The ratios Sr/Y and Ba/Nb are used to group the garnet fractionation patterns and distinguish between sources that are influenced by aqueous fluids (which are high in LILEs and low in HFSE) and hydrous melts (which are enriched in both LILEs and HFSE). The samples GBP155, GBP112, and GBP107 represent gabbro-diorites, diorites and quartz diorites with the greatest values in both ratios, indicating a major effect of aqueous fluids and sources characterized by elevated garnet partitioning characteristics.

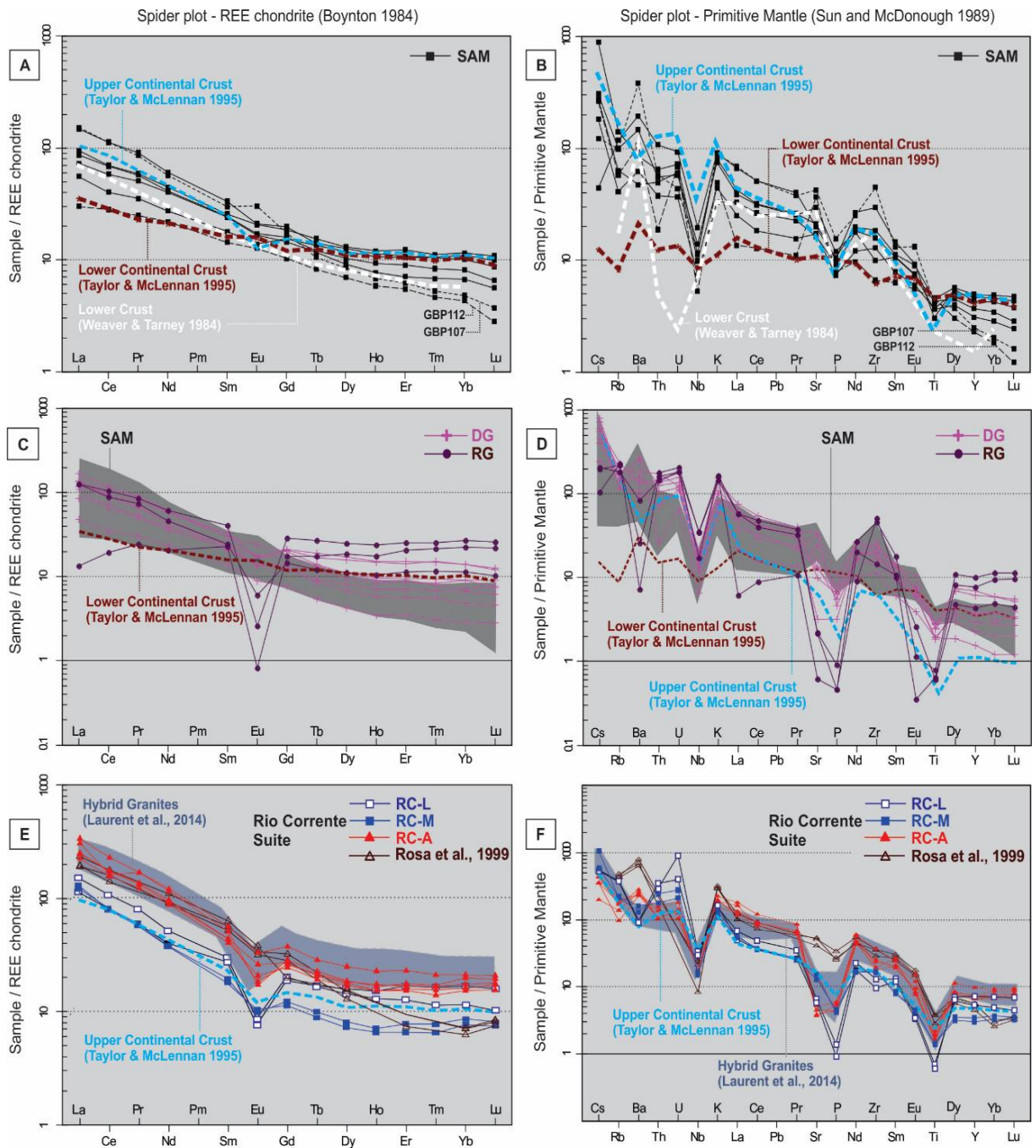
The Boynton (1984) chondrite-normalized REE patterns (Fig. 21-A) show negative slopes with no Eu/Eu^* deep negative anomalies. The La_N/Yb_N ratios vary from 5.07-31.89, whereas GBP107 presents the only positive anomaly in $Eu^*/Eu = 1.33$. The multi-elementary diagram (Fig. 21-B) normalized to the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) shows typical arc-related rock characteristics, including enrichment of LILEs (Ba, Cs), Zr, Sr, and LREEs and depletion of Nb, P, and Ti. Except for samples GBP107 (quartz-diorite) and GBP112 (gabbro-diorite), the SAM samples show enrichment in LREEs and LILEs and depletion in HREEs in the lower continental crust reservoir of Taylor and McLennan (1995), where the HREE patterns are similar of the lower crust (Weaver and Tarney, 1984) and the lower continental crust (Taylor and McLennan, 1995).

Figure 20 – Major element diagrams for plutonic rock classification and tectonic discrimination



A) Ternary Diagram of Barker and Arth (1976) presenting the evolutionary trends of calc-alkaline magmatism (CA) and trondhjemitic magmatism (T). B) TAS Diagram according to Cox et al (1979) for plutonic rocks. C) SiO_2 x K_2O diagram of Peccerillo and Taylor (1976). D) A/CNK x A/NK Diagram of Shand (1943). E) Calc-alkaline index classification of Frost et al. (2001). F) Iron enrichment index classification of Frost et al (2001). G) Harker diagrams of major (wt.%) and trace element (ppm) for the Correntina Complex Sequence and Rio Corrente Suite.

Figure 21 – REE diagrams based on chondrite normalization values of Boynton (1984); and Multi-element “Spider” diagrams normalized in the primitive mantle values of Sun & McDonough (1989)



A- REE plot for Correntina Complex metaplutonic units. B- Spider plot for Correntina Complex metaplutonic units; C- REE plot for the Correntina Complex metavolcanic units; D- Spider plot for the Correntina Complex metavolcanic units; E- REE plot for the Rio Corrente Suite; F- Spider plot for the Rio Corrente Suite.

4.4.3.2 Correntina Complex – Metavolcanic Unit

4.4.3.2.1 Metadacitic Group (DG)

The metadacite composition group contains intermediary silica values (63.4–70.7 wt.%) and high Al_2O_3 (14.3–15.6 wt.%), FeO_t (3.0–6.1 wt.%), and CaO (0.3–2.44 wt.%). The samples are clustered in a wide range of fields in the Peccerillo and Taylor (1976) diagram (Fig. 20-C), from the calc-alkaline to the shoshonite series, presenting K_2O percentages ranging from 1.79 to 4.7 wt. % and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios ranging from 0.4 to 5.26. The metadacite group exhibit peraluminous affiliation ($0.95 \leq \text{A}/\text{CNK} < 2.1$; Fig. 20-D) with the peak in peraluminous character on the sample GBP033 ($\text{A}/\text{CNK}=2.1$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=5.26$) of this group. The metadacite group shows enrichments in LILEs (Ba, Sr), #Mg and compatible elements (V, Co, Ni). They present decreasing partition coefficients in melts for HFSEs (Zr, Hf, Nb), implying in a strong affinity with the sources of the metaplutonic unit (Fig. 20-G; Supplementary Data B). This affiliation is also connected to the pairings Sr-CaO, Ba-K₂O and Rb-K₂O, indicating that the fractionation process was controlled during crystallization by plagioclase, biotite, and K-feldspar. Consequently, the observed inverse relationship between Sr/Y-SiO₂ and stable Y values indicates that Ca-plagioclase and/or hornblende were retained as residual minerals enriched in Sr throughout the process of melt extraction from the protolith. In contrast to the lower continental crust reservoir, the REE chondrite-normalized plot (Fig. 21-C) shows a strong negative slope, indicating enrichment in LREEs and depletion in HREEs (Taylor and McLennan, 1995). The La_N/Yb_N ratios vary between 15.01 and 22.99, with small negative Eu/Eu* anomalies (0.68-0.94). When related to the metaplutonic unit, the primitive-mantle spider diagram (Fig. 21-D) shows enrichments in Cs, Ba, Th, U, and K and depletions in HFSE (Zr, Nb). Similarly, the samples show the same pattern of arc-related rocks (Nb, P, Ti troughs) and Sr levels. Such immobile components have a high solubility in aqueous fluids, meaning that amphibole and mica are broken down during melt extraction and that plagioclase has a limited influence in fractionation (Zheng, 2019).

4.4.3.2.2 The Metarhyolitic Group (RG)

The RG presents the SiO_2 percentage ranging from 74.8–77 wt.%, Al_2O_3 from 12.2–13.3 wt.%, and CaO 0.05–0.4 wt.%, therefore exclusively classified as alkali-rhyolites in the

R1-R2 diagram (De la Roche et al., 1980; not shown). The samples are clustered in the high-K calc-alkaline field, with K_2O from 4.39–5 wt.%, and K_2O/Na_2O ratios in the interval 1.1–1.7 (Fig. 20-C). They present slightly peraluminous affiliations (A/CNK 1.04–1.23; Fig. 20-D), and are frequently deficient in LILEs (Ba, Sr, Cs) and compatible elements (V, Co, Ni) in perspective of the metadacitic group, but are enriched in Rb, Th, U, HFSE (Nb, Zr), and HREEs (Supplementary Data B). When compared to the lower continental crust reservoir, the samples exhibit Eu/Eu^* anomalies (0.31) and a smooth negative slope ($LaN/YbN = 0.6-11$) in the REE chondrite-normalized diagram (Fig. 21-C). These samples improve the HFSE enrichments in the mantle-primitive normalized spider diagram (especially in Nb, Zr, and HREEs), as well as the Sr, P, and Ti throughs when compared to the DG group (Fig. 21-D). Additionally, compared to the metadacitic group, the metarhyolites have a lower Sr/Y ratio (2.4) and Sr-CaO percent, revealing that the melt extraction originated from hydrous melts with little garnet fractionation (low Sr/Y) and mantle wedge (high Nb, Zr) and sediment melt (high Rb, Th, and U) signatures from the subarc area.

4.4.3.3 Rio Corrente Suite

The Rio Corrente suite is included in the calc-alkaline series (Baker and Arth, 1976; Fig. 20-A), presenting nine samples categorized as granites and syenites with SiO_2 content ranging from 66.2 to 73.5 wt.%, Al_2O_3 13.8–15.1 wt.%, and FeOt 1.5–5.1 wt.%. The samples are sub-alkaline (Fig. 20-B), with high-K calc-alkaline affiliation (K_2O 3.4–4.8 wt.%; $K_2O/Na_2O=1.1-1.3$; Fig. 20-C). The subalkaline samples are divergent in the A/CNK diagram, where the mesocratic metagranites (RC-M) are metaluminous (Fig. 20-D; $A/CNK = 1.0$ wt.%) and the leucogranites (RC-L) are peraluminous (Fig. 20-D; $A/CNK=1.15$). In the Frost et al. (2001) tectonic discrimination diagrams, these samples are in the interference field for Cordilleran and A-type granitoids (Fig. 20-E, F), being divergent, with mesocratic granites in the calc-alkalic to alkali-calcic and magnesian fields, while the leucocratic granites are set in the alkali-calcic and ferroanfields (Fig. 20-E, F); Major components of the Rio Corrente Suite (Fig. 20-G; Supplementary Data B) place this unit in the fractionation series of the Correntina Complex metaplutonic unit, presenting positive correlations for MgO, FeOt, CaO, Al_2O_3 , K_2O , and Na_2O . Exceptions include depletions in LILEs (Ba, Cs) and HFSE (Zr, Hf, Nb), indicating different melting processes at the crustal level.

The higher Sr/Y (20.1–20.9) and Ba/Nb (85–95) ratios in mesocratic granites indicate a deeper depth of extraction of these melts, which is particularly selective for LILEs, and strongly influenced by amphibole and biotite dehydration in the mantle peridotite. The REE chondrite-normalized plot (Fig. 21-E) shows a sharp negative slope, with a high enrichment in LILEs, flat values for HREEs ($La_N/Yb_N = 14.05$ to 16.77), and negative Eu/Eu* anomalies (0.52 to 0.71). In the mantle-normalized spider diagram (Fig. 21-F), the metagranite samples present higher positive anomalies for LILEs (Cs, Rb, Ba), radioactive elements (Th, U), and deep negative Nb, P, and Ti anomalies. LILEs and LREEs are enriched in comparison to the upper continental crust reservoir in both charts (Taylor and McLennon, 1995), whereas HFSE and HREEs are depleted. When compared to the mesocratic granites, the leucocratic granites show higher enrichments in Rb, Th, U, Nb, and Ta and lower depletions in Ba, Sr, Zr, and Hf. They exhibit negative slopes in the chondrite normalized REE diagram, with lower La_N/Yb_N ratios (6.7 to 13.09) and fixed Eu/Eu* (0.35). The mantle-normalized diagrams present enrichments in U, Th, and HREEs, and depletions in Nb, P, and Ti concerning the upper continental crust reservoir (Taylor and McLennon, 1995).

The alkaline group (RC-A; Fig. 20-B) consists of metagranites and metasienites that intersects the shoshonitic series, showing K_2O from 5.13 to 6.12 wt.% and K_2O/Na_2O ratios ranging from 0.9 to 1.45 (Fig. 20-C). The alkaline group samples have metaluminous composition ($A/CNK1$; Fig. 20-D), alkali-calcic to alkalic association, and ferroan affiliation ($FeO/FeO+MgO > 0.8$), all of which are congruent with the A-type granite (Frost et al. (2001) (Fig. 20-E, F). In the major element Harker diagrams (Fig. 20-G), the samples display decreasing values of ferromagnesian oxides ($6.21 \text{ wt.}\% > FeOt+MgO+MnO+TiO_2 > 4.85 \text{ wt.}\%$), CaO (1.08–2.19 wt.%), and Al_2O_3 (14.4–15.1 wt.%) with SiO_2 wt.%. The alkaline metagranites have a high K_2O enrichment, indicating that these rocks were influenced by sources other than metaplutonic fractionation (Supplementary Data B). When compared to Correntina Complex, the alkaline group exhibits enrichments of Ba, Rb, Cs, Zr, Ta, Hf, Nb, and REE while depleting Sr and compatible elements (V, Co, Ni, Cr). The Sr/Y ratios ranged from 2.19 to 8.89, and the Ba/Nb ratios from 117 to 141, indicating that the alkaline melt origin is associated with high fractionation processes from crustal magmatic sources. The REE diagram in chondrite (Boynnton, 1984; Fig. 20-C) shows enhanced negative slopes with substantial LREE enrichment, prominent Eu/Eu* negative anomalies, and flat HREEs values. The La_N/Yb_N ratio ranges from 14.37 to 17.69, while the Eu/Eu* ratio is from 0.44 to 0.76. When compared to the

SAM in the spider diagram normalized to the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989; Fig. 20-D), the samples show relative enrichments in LILEs and LREEs and pronounced troughs in Nb, P, and Ti. The main exceptions are marked by the pronounced Sr depletion and the enrichment in HREEs. The alkaline group samples plots fit with the field of hybrid granites from Laurent et al. (2014), showing enrichment of the elements when compared to the upper continental crust from Taylor and McLennan (1995). When compared with the samples obtained by Rosa et al. (1999) for the Rio Corrente Suite (Barbosa et al., 2021), the alkaline metagranites exhibits a similar value for LREEs, but higher enrichment in HREEs. In the spider diagram, the main differences are observed in the absence of Sr depletion and higher LILEs values (Ba, Rb, and K).

4.4.4 U-Pb (LA-ICP-MS) zircon geochronology

On the Correntina Complex, the hornblende metagranodiorite of the metaplutonic unit (GBP155) and the metarhyolite of the metarhyolitic group (GBP139) were investigated for U-Pb zircon geochronology. The hornblende amphibolite from the Correntina Complex metaplutonic unit (GBP112) and the mesocratic metagranite of the Rio Corrente Suite (GBP001) were also chosen for this analysis, however, the results are inconclusive. Nevertheless, Supplementary Data A contains the analysis and data reduction, whereas Supplementary Data C has the complete data record. Table 4 shows an overview of the ages determined in this study and a compilation of U-Pb data from the CGB and its related terranes.

4.4.4.1 Correntina Complex SAM - Hornblende Granodiorite (GBP155)

The hornblende granodiorite zircon grains are equigranular, subhedral, and prismatic, with dark irregular zonal cores surrounded by patchy to cloudy rims containing small inclusions and fractures (Fig. 22-A). Th/U ratios range from 0.34 to 1.61. A discordia defined by 74 measurements from spots analyses in the cores yields an upper intercept age of $2,324.9 \pm 9.6$ (MSWD = 3.9; 47 grains), which is regarded as the crystallization age of this sample (Fig. 22-B). The bottom intercept yields an age of 348.9 ± 7.5 Ma, interpreted as Pb loss with no geological significance.

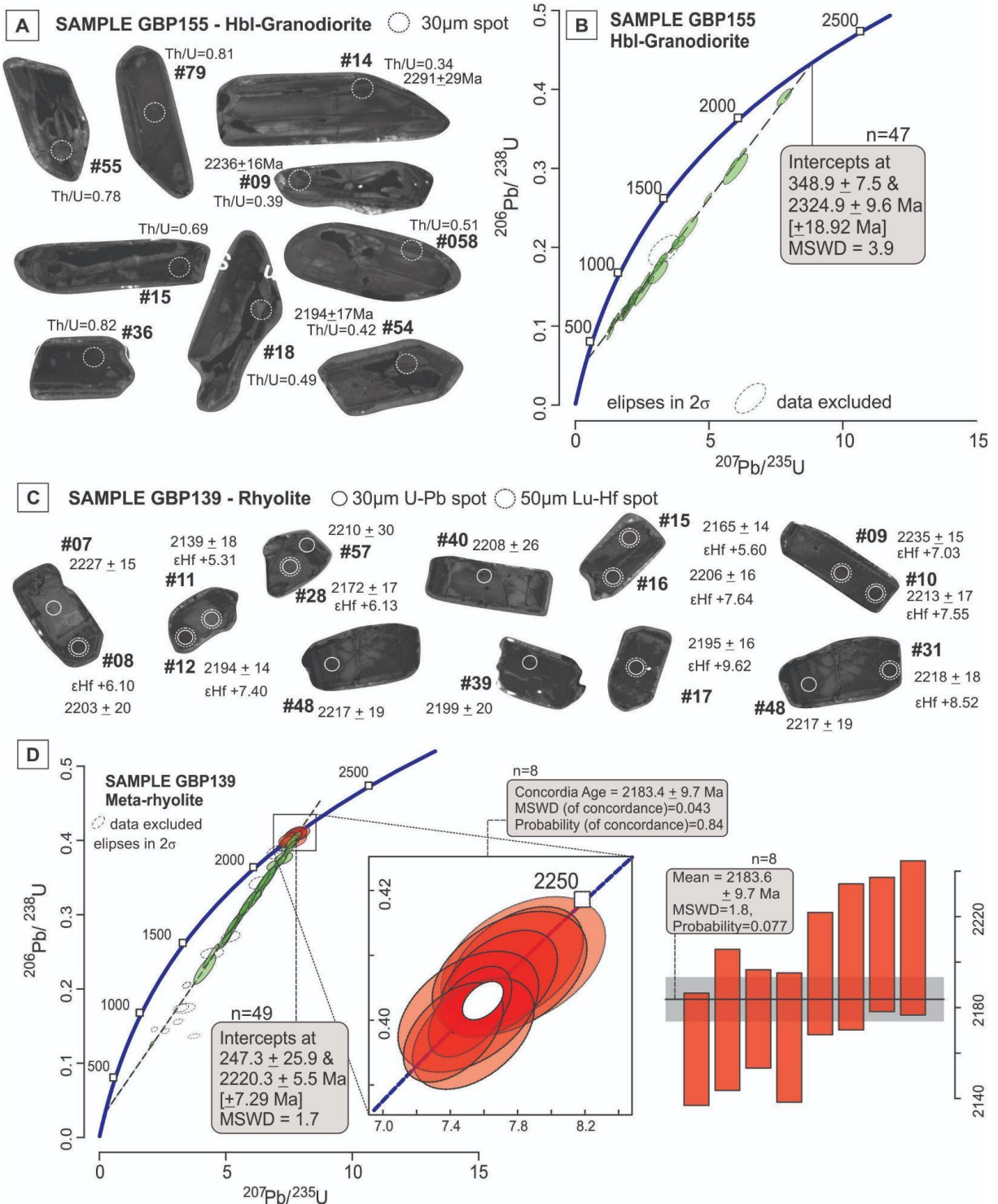
4.4.4.2 Correntina Complex RG - Metalkali rhyolite (GBP139)

A single set of zircon grains exhibits weak oscillatory zoning in the metarhyolite (Fig. 22-C). The grains are free of inclusions and have prismatic euhedral morphologies. Th/U ratios range from 0.36 to 0.85. Data from sixty-one spots analyses in the cores describe a discordia (Fig. 22-D) with an upper intercept of $2,220.3 \pm 5.5$ Ma (MSWD=1.7, n=49). A lower intercept at 247.3 ± 25.9 Ma, is interpreted as to Pb loss by diffusion, cannot be directly correlated to a geological event. A Concordia age of $2,183.4 \pm 9.7$ Ma was determined from 8 grains (MSWD = 0.043, probability of concordance = 0.84). The latter is interpreted as the crystallization age of metarhyolite in this setting.

4.4.5 Lu-Hf zircon isotopes

To provide accurate results in Hf isotopic models, the integrity of the U-Pb system must be preserved to ensure that the system remains closed concerning isotopic loss (Vervoort et al., 2016). Only the metalkali rhyolite (GBP139) provided a Concordia age and therefore it was the only sample analyzed for Lu-Hf isotopes. The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ and $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values were calculated based on the $2,183 \pm 10$ Ma (U-Pb Concordia age). The obtained Hf data is compared to data from the literature (Fig. 23-A, B; Supplementary Data C). This sample exhibits $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ between 0.281547 and 0.281624, $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ from +5.67 to +9.39 and $T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$ ages between 2.2–2.4 Ga (Fig. 23-A, B).

Figure 22 – U-Pb analysis of the selected samples



A - Zircon CL images of the analyzed grains in hornblende granodiorite sample (GBP155) of the metaplutonic SAM group. B - Discordia age of the sample GBP155. C - Zircons grains submitted to the U-Pb geochronology analysis of the metarhyolite sample (GBP139) of RG group. D - Concordia age of the metakali-rhyolite sample (GBP139).

Table 4 – U-Pb zircon (LA-ICP-MS) geochronology and whole rock Sm-Nd and Rb-Sr analytical data for the Correntina Complex and Rio Corrente Suite. Data from Barbosa et al. (2021) for the Rio Corrente Suite and Correntina Complex and from Barros et al. (2020) are presented for comparison

Unit	Sample	Rock	U-Pb (Age)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ d	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ d	$\epsilon\text{Nd}(t)$ ¹	TDM (Ga) ²	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i)	References
Correntina Complex Metaplutonic Unit	GBP155	Hbl-Granodiorite	2324±9	4.9	27.2	0.108552	0.511450	3.05	2.31	63.2	625.0	0.71151	0.70173	This Work
Correntina Complex Metavolcanic Unit	GBP139	Rhyolite	2183±9	5.1	15.6	0.196058	0.511727	-	-	144.8	13.0	1.51089	-	This Work
Rio Corrente Suite Mesocratic Granite	GBP001	Granite	-	3.4	22.2	0.093134	0.511244	-	-	139.6	272.0	0.73601	0.72540	This Work
Correntina Complex Metaplutonic Unit	RL-29	Monzogranite	2181±31	15.7	98.0	0.096900	0.511254	-0.3	2.3	219.6	169.5	0.72702	-	Barbosa et al. (2021)

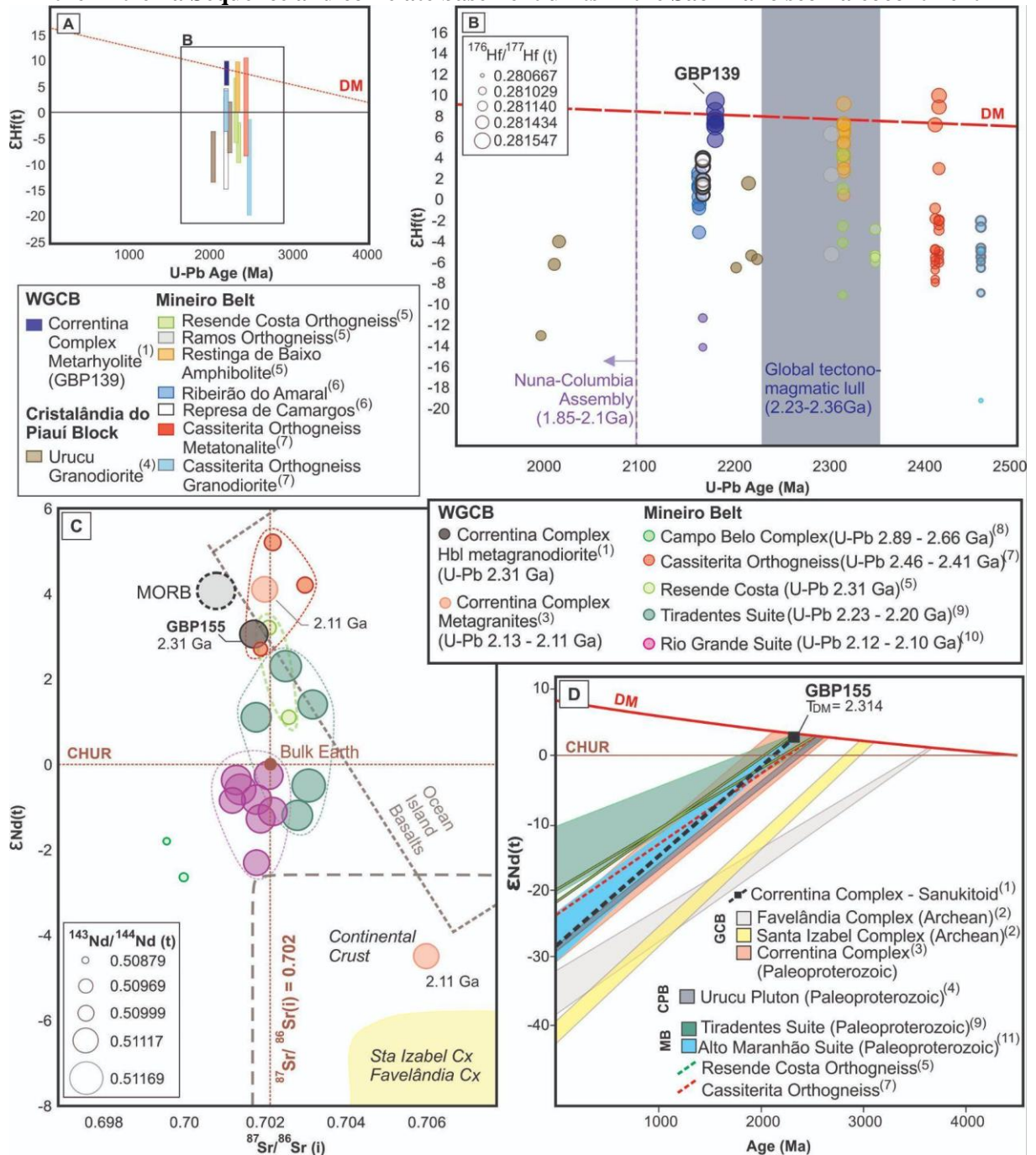
Unit	Sample	Rock	U-Pb (Age)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ d	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ d	$\epsilon\text{Nd}(t)$ ¹	TDM (Ga) ²	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i)	References
Correntina Complex Metaplutonic Unit	RL-39	Leucogranite	2124±33	1.4	11.3	0.074900	0.511177	4.1	-	57.8	342.0	0.71727	0.70200	Barbosa et al. (2021)
Correntina Complex Metaplutonic Unit	RL-42	Monzogranite	2128±29	20.7	148.8	0.084100	0.511069	-4.5	2.6	1624.0	295.3	0.72170	0.70600	Barbosa et al. (2021)
Urucu Pluton	JV062	Granodiorite	2222±11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Barros et al. (2020)
Urucu Pluton	SVS 85	Granodiorite	-	2.7	15.7	0.102700	0.511181	-1.81	2.55	-	-	-	-	Barros et al. (2020)
Urucu Pluton	SVS-63A	Granodiorite	-	18.9	113.6	0.100400	0.511172	-1.34	2.51	-	-	-	-	Barros et al. (2020)
Caraibas Monzogranite	RB-071	Monzogranite	2093±6	1.9	17.4	0.066300	0.510645	-3.84	2.47	-	-	-	-	Barros et al. (2020)

4.4.6 Whole-Rock Sm-Nd and Rb-Sr Isotopes

Only the hornblende granodiorite (GBP155) yielded results for the Rb-Sr and Sm-Nd isotopic analyses. Its $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +3.1$ and T_{DM} age = 2,314 Ga compared to its U-Pb crystallization age ($2,324 \pm 9$ Ma) suggest that the source extraction presents a high juvenile component. The negative $f_{\text{Sm/Nd}}$ (-0.45), the relative depletion of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ with N-MORB (0.51319; Klein, 2003) and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7017$, slightly higher than MORB, suggest that this melt extraction interacted with the crustal sources during mobilization.

The metagranite (GBP001) of Rio Corrente Suite yielded $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)} = 0.511752$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0931$, which is consistent with significant crustal assimilation from mantle extraction. However, the T_{DM} and $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ could not be recalculated as this sample presents an inconclusive U-Pb crystallization age. The Rb-Sr isotopic system yielded $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)} = 0.736015$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7254$, both of which are considered meaningful and consistent with high crustal assimilation in upper crust levels.

Figure 23 – Isotope geochemistry for the Hf magmatic zircons and whole rock Sm-Nd/Rb-Sr of the Extrema Sequence and correlate basement units in the São Francisco Palecontinent



A- Hf isotope data for the metarhyolite sample (GBP139) and comparisons with other units in Mineiro Belt (MB) and Cristalândia do Piauí Block (CPB). B- $^{176}Hf/^{177}Hf$ ratios for the selected units in (A). C- $\epsilon Nd(t) \times ^{86}Sr/^{87}Sr(i)$ diagram for the Hbl metagranodiorite (GBP155) with other correlate units in the West Correntina Guanambi Block (WGCB) and MB. D- T_{DM} ages for the Hbl-Granodiorite sample, and correlations with other units in Cristalândia do Piauí Block and Mineiro Belt. References: (1) This work; (2) Barbosa et al., (2020); (3) Barbosa et al., (2021); (4) Barros et al., (2020); (5) Teixeira et al., (2015); (6) Barbosa et al., (2015); (7) Barbosa et al., (2019); (8) Bruno et al., (2021); (9) Ávila et al., (2014); (10) Cardoso et al., (2019); (11) Seixas et al., (2013).

4.5 Discussion

4.5.1 Petrogenetic Evolution

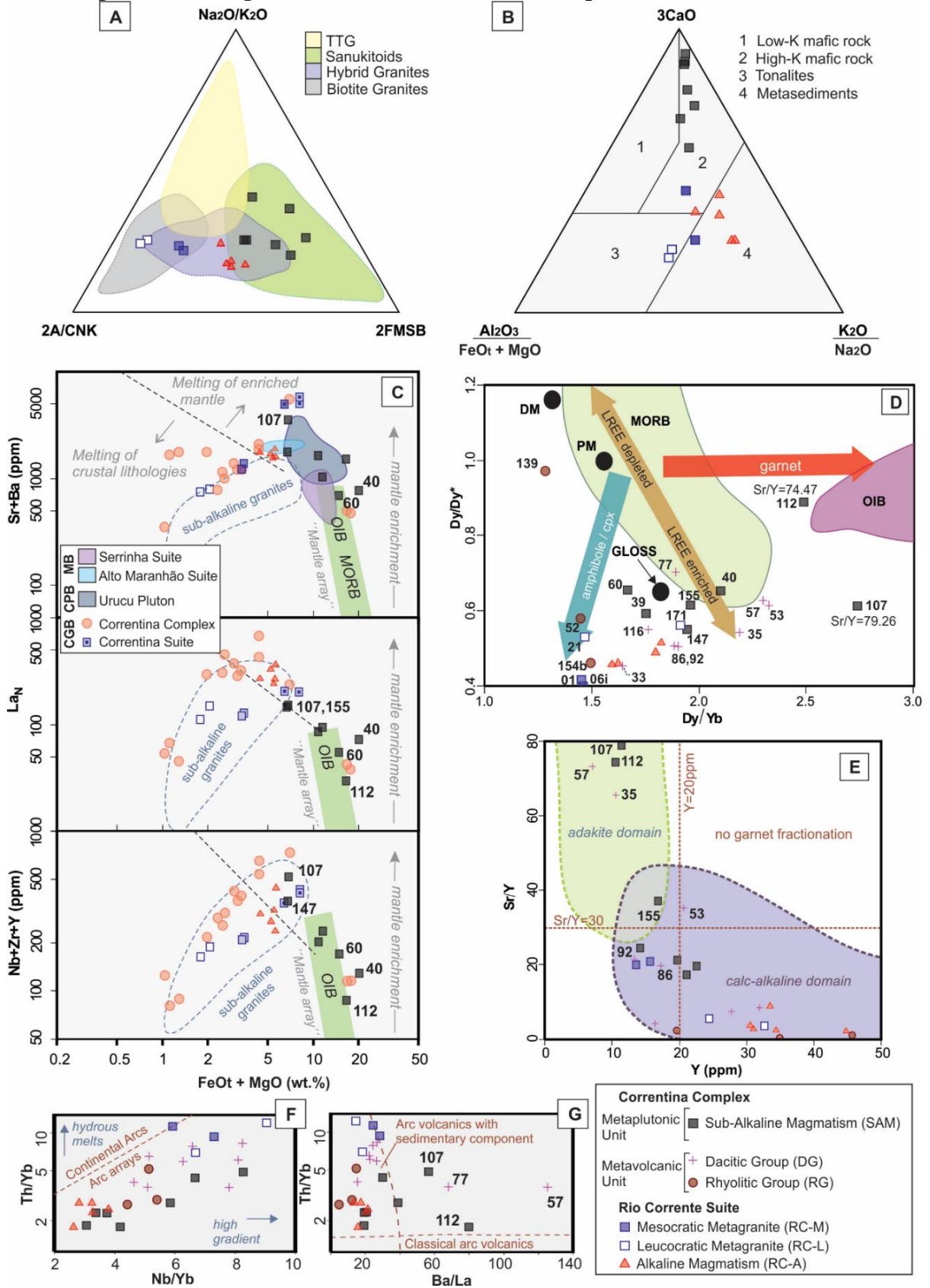
The Correntina Complex and Rio Corrente suite are consistent with the calc-alkaline series derived from the evolution of low-pressure paths in continental magmatic arcs (Fig. 20, Fig. 21; Barbarin, 1999; Nardi, 2016). Textural relationships indicate that the magma chamber formed in an open system, possibly through several recharge pulses and the assimilation of new sources in the intercumulus liquids (Davidson et al., 2007a; Slaby et al., 2002). Whole-rock geochemistry suggests that the metaplutonic units are derived from the same source, however, they show different evolution paths in relation to crustal assimilation. The tectonic classification of granitoids proposed by Laurent et al. (2014) reveals that the metaplutonic unit found in the Correntina Complex falls within the *sanukitoid* s.l. field, as depicted in Figure 21-C and D, as well as Figure 24-A. This classification suggests that the metaplutonic unit is formed through partial melting of high-K mafic rocks (Fig. 24-B), exhibiting higher amounts of Large Ion Lithophile Elements (LILEs) such as Ba and Sr, as well as compatible elements that align with the signatures of Mid-Ocean Ridge Basalts (MORBs), including V, Co, and Ni.

In the immobile element plot presented by Laurent et al. (2014), the metaplutonic sub-alkaline group exhibit characteristics similar to Ocean Island Basalts (OIB) signatures. These signatures are resulted from the partial melting of the enriched mantle, as indicated by samples GBP112, 40, 60, and 39 (Fig. 24-C). The observed depletion of HFSEs, LREE, and LILEs in these samples is found to be inversely correlated with the presence of apatite and rutile, suggesting that the partial melting of the subducting slab plays a significant role on these samples, while the influence of mantle wedge interaction is relatively lower (Münker et al., 2004; Woodhead et al., 2001). The metaplutonic samples of intermediate composition (GBP107, 147, 155) exhibit the most pronounced enrichment in immobile elements and are associated with the classification of sanukitoids. This classification is attributed to their significant interaction with aqueous fluids in the mantle wedge, where amphibole-rich cumulates may incorporate significant water in mid-crustal levels, producing sources for melts and fluids rich in incompatible elements such as LILE, HFSE, and LREEs (Davidson et al., 2007b, Nandedkar et al., 2016). The melting of sediment layers during slab transport is linked

to the development of hydrous melts, and the creation of aqueous fluids is connected to the dehydration of subducted basalts (Zheng, 2019, Zheng et al., 2014, Taniuchi et al., 2020, Cannà and Malaspina, 2018; Taniuchi et al., 2020), forming supercritical fluid phase with continuum properties at the subarc level (Zheng, 2019).

The La/Yb and Dy/Dy* ratios are complementary indicators of crust differentiation, especially in garnet fractionation (Lieu et al., 2019; Cannà and Malaspina, 2018; Davidson et al., 2007a; Moyen, 2009). Most arc volcanoes exhibit decreasing Dy/Yb as amphibole favors the incorporations of middle REEs (e.g. Dy) over heavy REEs (e.g. Yb) absorbed by garnet in the sub-continental lithospheric mantle (SCLM) (Fig 21-D; Macpherson et al., 2006; Davidson et al., 2007b). In calc-alkaline rocks, the concentrations of Sr and Y are influenced by the stabilization of plagioclase, amphibole, and garnet, and the fractionation of these minerals may be associated with the prevailing pressure-temperature (P-T) conditions they experienced (Chiaradia, 2015). In the metavolcanic unit, samples presented subdivision between MORB sources enriched in LREE (GBP35, 53, 57 and 77) and sources affected by crustal hydrous meltings related with amphibole-clinopyroxene fractionation (GBP52 and 154b). The elevated Sr/Y ratios observed in the adakite domain exemplified by GBP112, GBP107, GBP53, and GBP57 are indicative of the presence of garnet in the residual rock (Fig. 24-E; Drummond and Defant, 1990). The Th/Yb x Nb/Yb diagram plots all samples in the arc array field with a positive correlation trend (Fig. 24-F; Condie and Kroner, 2013). The deeper stages of slab subduction exhibit a petrogenetic connection with the metaplutonic and metavolcanic units of intermediary-to-acid composition, suggesting these units were sourced by melts of high thermal gradients (Pearce, 2008; Münker et al., 2004; Zheng, 2019). The metavolcanic unit of Correntina Complex and the metagranites of the Rio Corrente suite have a strong affinity for melts associated with sedimentary components during slab subduction because LILEs fractionate in aqueous fluids and Th is highly soluble in hydrous melts (Fig. 24-G; Woodhead et al., 2001, Laurent et al., 2011).

Figure 24 – Petrogenetic evidence in Correntina Complex and Rio Corrente Suite

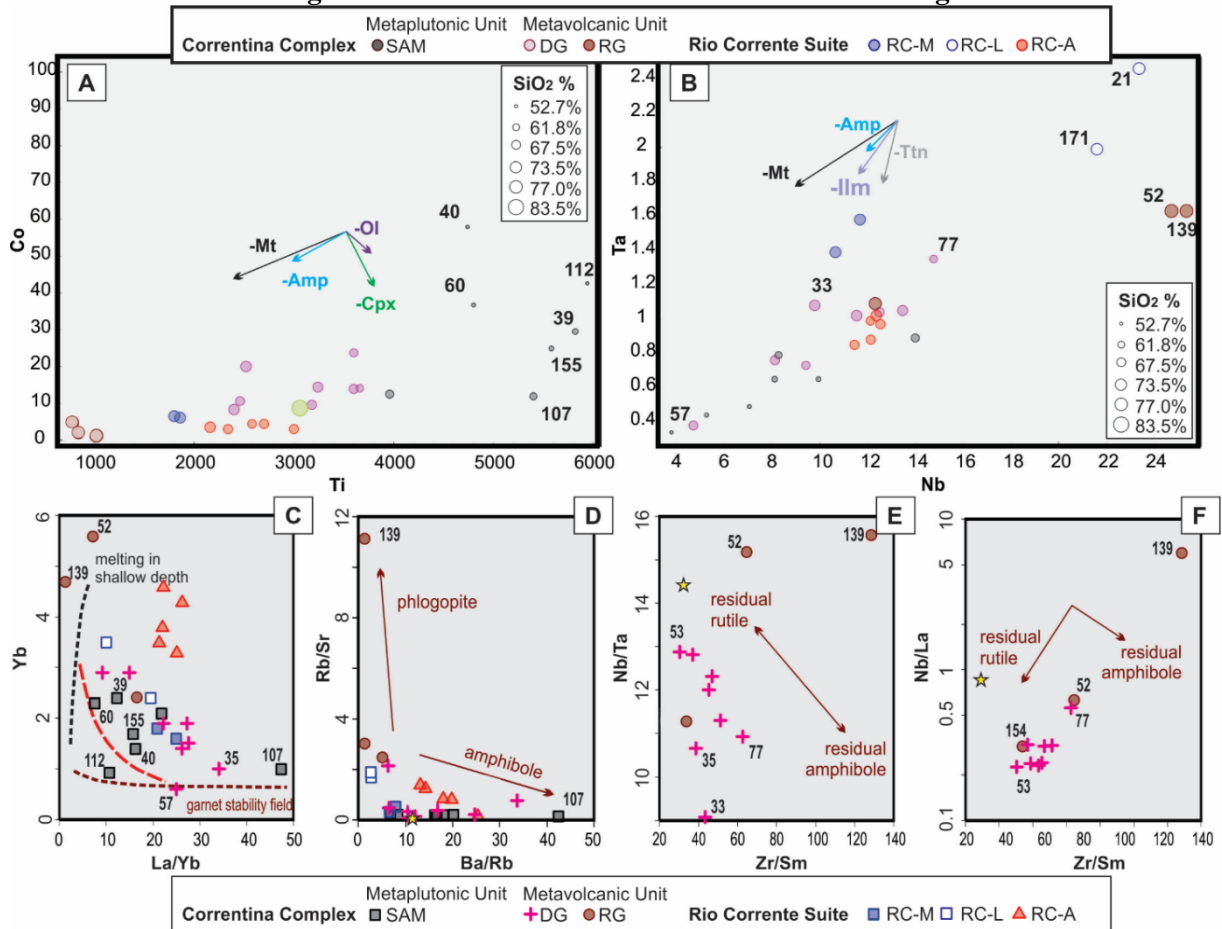


A- Ternary diagram for granitoid tectonic classification by Laurent et al. (2014). B- Ternary diagram of Laurent et al. (2014) with potential sources for granitoids in tectonic classification diagram presented in (A). C- Plots of incompatible element content (S+Ba; La normalized to C1 chondrite value of Boynton (1984); and the sum of HFSE= Nb+Zr+Y) plotted as a function of FeO_t + MgO (wt.%) as in Laurent et al. (2014). See text for explanations. D- Dy/Dy* vs Dy_N/Yb_N diagram of Davidson et al. (2013). E- Sr/Y vs Y plot after Defant and Drummond (1990). F- Th/Yb vs Nb/Yb for tectonic discrimination. Fields after Condie and Kroner (2013). G- Th/Yb vs Ba/La for fluid/melt trace element signature. Fields after Laurent et al. (2011).

Amphibole, magnetite, ilmenite, titanite, clinopyroxene and olivine fractionation can correlate the fractionation trends observed in the studied units (Fig. 25-A, B) with amphibole-garnet lherzolites (samples GBP112, 107, 57, 53 and 35) or shallower melting depths in the garnet-spinel transition (La/Yb x Y; Fig. 25-C). Phlogopite presents the higher partitioning for volatile melts (including Rb, Ba, and K), inferring in sediment melt signatures from the lithospheric mantle sources (Fig. 25-D; Ionov et al., 1997; Guo et al., 2004). The decoupling of HFSE (Nb-Ta-Zr-Hf) represents the very immobile elements in subduction fluids and evidence the fractionation controls of Nb/Ta by the mantle wedge during subduction (Munker et al., 2004). In the upper mantle eclogitic facies, D_{Nb}/D_{Ta} is high in rutile and low-Mg amphibole, clinopyroxene, and garnet (Klemme et al., 2002). In addition, rutile presents a high partitioning in Zr and low in REEs, therefore the pairs of Nb/Ta and Nb/La vs Zr/Sm are considered as a potential proxy to indicate if rutile is present in the coexisting melts of eclogites (Fig. 25-E, F; Munker et al., 2004; Jenner et al., 1993; Brenan et al., 1994).

In the upper mantle eclogites, the ratios of Nb/Ta and Zr/Hf will be lower, implying in slab melts derived from MORB and/or OIB sources. In the alternative analysis, the high ratios of Nb/Ta, Zr/Hf, and lower Zr/Nb suggest no rutile fractionation, and the enrichment in these highly immobile elements must be sourced by enriched mantle components (GBP139; Foley et al., 2002). Figures 25-E and F focus on the metavolcanic units, enhancing the rutile fractionation in samples of higher Sr/Y values (GBP53, 57, and 35) and fractionation of low-Mg amphibole in the melts of intermediary Sr/Y values and higher silica. Both subgroups can be linked with the upper mantle eclogite sources, as they are more enriched in LILEs, and present strong fractionation in rutile (low Nb/Ta and Nb/La).

Figure 25 – Mineral fractionation in trace element signatures



A - Co vs Ti diagram. B- Ta vs Nb diagram. C- Yb vs La/Yb diagram. Brown line represents the amphibole-bearing garnet lherzolite curve, the black line represents the amphibole-bearing spinel lherzolite melting curve, and the red line represents the mixing line between the spinel and garnet fields. Lines after Peters et al. (2008). D- Rb/Sr vs Ba/Rb diagram after Guo et al. (2004). E- Nb/Ta vs Zr/Sm diagram. F- Nb/La vs Zr/Sm diagram. Average MORB compositions are signed in yellow stars, after Hoffman (1980). Samples ID are signed when convenient to enhance their relevance. See text for explanations.

4.5.2 Evolutionary Stages and magma sources

The early Paleoproterozoic era has been recognized as the transition to widespread modern plate tectonics (Cawood et al., 2018; Laurent et al., 2014; Gerya, 2014), when a significant portion of Earth's continental crust was formed (Belousova et al., 2010; Hawkesworth et al., 2010, 2019, Foley et al., 2002). The progressive evolution of accretionary orogens and the formation of intermediary composition magmatism (Brown et al., 1984; Nardi, 2016, Barbarin, 1999) upraised from higher dip subduction and slab-pull forces, shifting the

magmatic arc structure to greater subduction rates and lower gradient paths (Staal et al., 2020).

The Paleoproterozoic arc subduction orogens exhibit two significant modifications, which can be attributed to the findings of our study. This relationship is depicted in Figure 26, which presents the continental arc evolutionary model for the Correntina Complex and Rio Corrente Suite. The first is the development of the mantle wedge into the subduction process, which lead to the local weakening of the forearc crust and allowed the formation of sanukitoids (Martin et al., 2010; Heilimo et al., 2010, Laurent et al. 2014) and volcanism with strong juvenile contribution. The Hbl-granodiorite sample GBP155 (referred as sanukitoid by petrogenetic features shown above) is included in intermediary crustal levels, presenting negative $f_{\text{Sm/Nd}}$ ratios and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ compatible with the primordial mantle source. The Correntina Complex Rhyolitic group samples (GBP139, GBP52, and GBP154b) represent the volcanism sourced by the juvenile component as observed in Hf isotopes and HFSE fractionation. The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ juvenile signatures over the depleted mantle (Fig. 24-A, B) imply they are sourced by residual lithospheric mantles very poor in ^{177}Hf (unradiogenic isotope), therefore with very low crustal signatures. According to Münker et al. (2004), the fractionation of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ in the mantle wedge is higher than in MORB due to the higher depth of the melting column, resulting in higher ^{177}Hf included in the crustal signatures. Therefore, the enrichment of ^{176}Lu in the mantle wedge promotes higher radiogenic ^{176}Hf being added in the system, reflecting juvenile signatures that exceed the DM model when compared with the bulk silicate earth. This assessment implies a very low grade of ^{177}Hf in the remaining material, which could only be attributed to continental lithospheric mantle signatures (Nowell et al., 2004). Such isotopic values combined with the HFSE and HREEs fractionation implies in direct evidence for the crust thinning, exposing the metasomatized mantle wedge in shallower levels.

The second is the continuous slab melting of the subduction crust in higher mantle depths, leading to strong magmatism fractionation in the eclogitic upper mantle and a significant increase in crustal thickness (Foley et al., 2002; Lieu et al., 2019, Szilas et al., 2020; Clift et al., 2004; Brown, 2006). The Correntina Complex metaplutonic unit represents the products of different paths in mantle-crust migration. The samples GBP107 and GBP112, consisting of Hbl amphibolites and Hbl metagranodiorites, respectively, along with the samples GBP57, GBP35, and GBP53, belonging to the metavolcanic dacitic group exhibiting porphyroclastic textures, offer distinct proxies of garnet fractionation in the lower crust. These

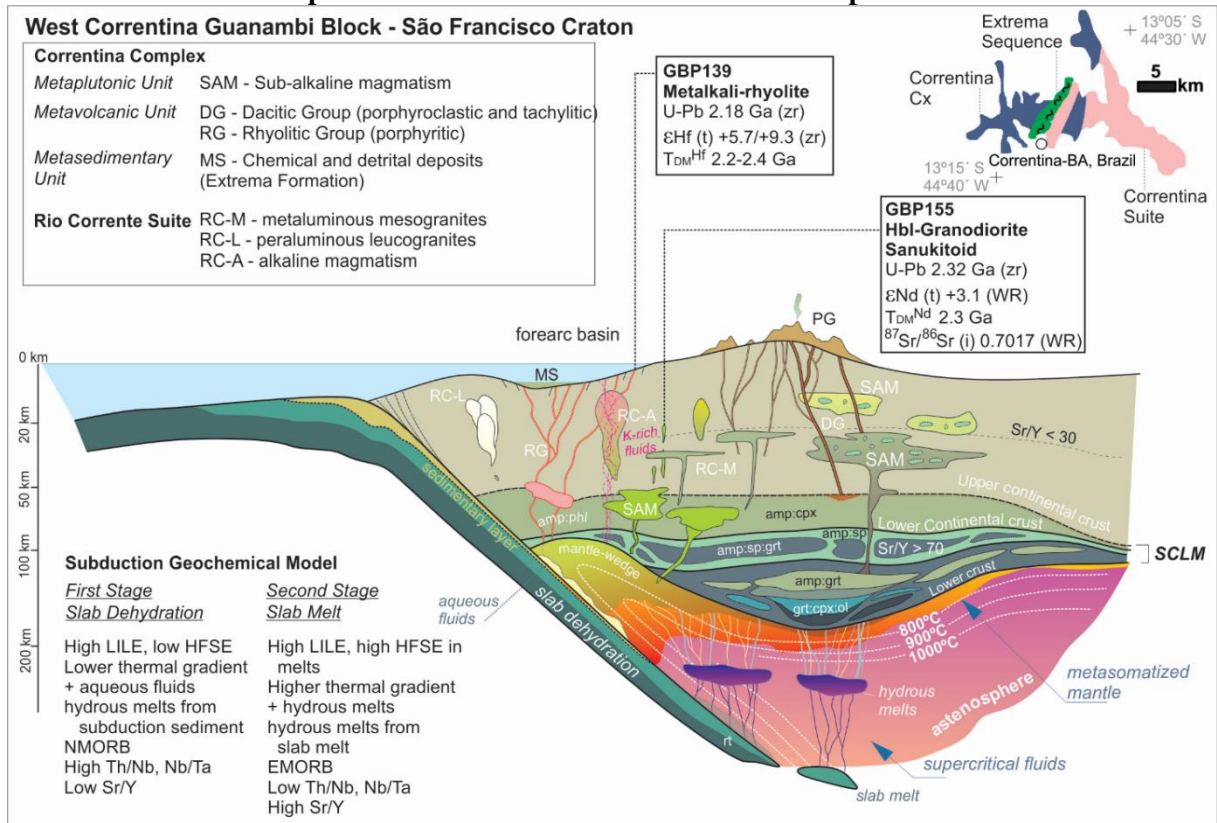
findings suggest the presence of melts originating from garnet lherzolites containing amphibole. The actinolite amphibolites and schists, namely samples GBP40, GBP147, GBP60, and GBP39, exhibited notable clustering patterns in LILEs, LREEs and trace elements, suggesting that there was a lower level of fractionation in the upper continental crust, specifically in spinel-garnet lherzolites (Figure 25-C). Additionally, the influence of large ion lithophile elements (LILEs) and light rare earth elements (LREEs) from aqueous fluids and sedimentary components was more pronounced. The metavolcanic dacitic group of pseudotachylitic texture (samples GBP92 and GBP86) represent endmembers of the same sources, which are enriched in crustal assimilation (Fig. 24-D) and are extremely deformed by shearing. Samples GBP77, GBP116, and GBP33 of the metavolcanic dacitic group are linked with shallower sources, with progressively higher contents in sedimentary components from the lower continental crust.

The Rio Corrente Suite subalkaline metagranites are related to the melts from the peridotite upper mantle, with the leucocratic metagranites representing shallower sources with more crustal components (Fig. 24-F, G), while the mesocratic granites are related with lower crustal level, more influenced by the lower continental crust (Fig. 21-E,F, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}=0.511752$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}=0.7254$). The alkaline metagranites are significantly more enriched in LILEs (Ba, Rb) and K_2O wt. % than Sr, implying fractionation at the crustal level (Fig.21-E, F; Fig. 24-B). The alkaline affinity is related to the K-metasomatism of metagranites, where orthoclase porphyroblasts, microcline, chlorite, and calcite are formed in the replacement of micro-fractured plagioclase (e.g. Collins et al., 2002; Kehelpannala, 1999). The input of the K-rich fluids is compatible with mantle sources and may be transported through the shear zone systems (e.g. Kehelpannala, 1999).

The deformation in Correntina Complex during the accretionary phase is credited to the formation of cylindrical folding in sub-solidus temperatures and resulting in a down dip stretching lineation fabrics on the plutonic units. At this point, the creation of an extensional fore-arc basin, represented by the Extrema Formation, can be postulated if the sinking plate bends sufficiently to induce down-dip motion (Noda, 2016). The Rio Corrente Suite is assumed to have evolved during the latter phases of deformation, absorbing some of the accretionary phase deformations through the formation of a steady state lineation observed in outcrops. Deformation mechanisms in soft collisions are known by their low shortening rates as the subducted plate presents low coupling with the overriding arc (Staal et al., 2020). These

mechanisms are relevant in Paleoproterozoic subduction models as their fast convergence rates reflect in low-medium grade metamorphism in the arc rocks and cold geothermal gradients during the slab subduction provide relatively high melt fertility into the mantle wedge (Zheng, 2019; Staal et al., 2020; Hawkesworth et al., 2020; Szilas et al., 2020).

Figure 26 – Subduction geochemical model of the continental magmatic arc of Correntina Complex and Rio Corrente Suite. See text for explanations



4.5.3 Tectonic Correlation with Paleoproterozoic orogenies

Our results allow petrogenetic and chronological correlations with the basement terranes in the East Correntina Guanambi Block, Mineiro Belt and Cristalândia do Piauí Block in the São Francisco Palecontinent. These correlations acknowledge evolutionary trends that preceded the assembly of Nuna-Columbia supercontinents (1.85–2.1 Ga; Brown et al., 2020; Zhao et al., 2002) in the Rhyacian-Orosirian period and were set during the named “global tectono-magmatic lull” (2.36-2.23 Ga; Fig. 23-B), a period correlated to low tectonic activity in a global scale (Condie et al., 2022; Spencer et al., 2018).

In the Guanambi-Correntina Block (GCB), the $T_{DM}^{Nd}(t)$ 2.31 Ga age for the sanukitoid sample (GBP155) suggests the formation of the juvenile crust of Correntina Complex cannot be exactly related with the Archean Favelândia and Santa Izabel Complexes (Barbosa et al., 2020), as they present older juvenile evolutionary trends (Fig. 23-D). In the case of the Correntina Complex, there is a dubious interpretation from the previous works, as suggested by Souza et al. (2003), that relates the gneisses, granite-gneisses, and migmatites in the Archean period (Inda e Barbosa, 1978; Moraes Filho et al., 1997), despite Rb-Sr isochrones obtained ages in the Paleoproterozoic, around 2.0 Ga (Bonfim et al., 1984; Mascarenhas and Garcia 1989). U-Pb zircon data obtained by Barbosa et al. (2021) gather crystallization ages from 2.12 to 2.18 Ga, including one sample inserted in this work research area, which is attributed to the metaplutonic unit of the Correntina Complex in our geological mapping (RL29, 2.18 Ga; Fig. 15). The alkaline magmatism described by Rosa et al., (2000) and Barbosa et al., (2021) (Fig. 21-E, F) presents REEs and trace element signatures that differ substantially from the described for our Rio Corrente alkaline unit samples. Barbosa et al. (2021) attribute the alkaline unit to phlogopite and amphibole-bearing subcontinental lithosphere mantle meltings enriched by fluids during the early subduction. These authors suggest that asthenospheric upwelling may be the driving force for this extensional strike-slip regime after the slab break-off. We consider that the samples of this work on the Rio Corrente alkaline unit, despite similar correlations with mantle signatures, has evolved from K-metasomatism of tonalites included in the Rio Corrente Suite at the crustal level. Our data suggest that the Rio Corrente alkaline unit on our research area was obtained in early extensional stages and presents a lower influence of phlogopite fractionation (Fig. 25-D), therefore, it could not be directly linked with the subcontinental lithospheric mantle, despite the K-rich fluids can be attributed to aqueous fluids from the mantle wedge.

In the Cristalândia do Piauí Block (CPB), the Urucu sanukitoid granodiorite present older $T_{DM}^{Nd}(t)$ ages (2.50–2.55 Ga; Fig. 22-D; Table 4; Barros et al., 2020), and higher $\epsilon Nd(t)$ values (-1.34 to -3.84; Table 4), concerning the juvenile signatures observed in the Correntina Complex sanukitoid magmatism. This pluton presents isotopic and geographic correlations with the units in GCB (Barros et al., 2020) and can be linked to the Siderian mafic-intermediate magmatism that preceded the tectonic magmatic lull and the assembly of Nuna-Columbia (Fig. 23-D; Lu et al., 2021). The tectonic framework of the Mineiro Belt presents the evolution of

oceanic arcs in 2.4 Ga (e.g. Cassiterita Orthogneiss in Barbosa et al., 2019), and 2.3 Ga (Resende Costa Suite, and Restinga de Baixo Amphibolite in Teixeira et al., 2015), followed by the evolution of a oceanic arc in 2.2–2.1 Ga (e.g., Tiradentes Suite in Ávila et al., 2010; 2014; Alto Maranhão Suite in Seixas et al., 2013 and Moreira et al., 2018; Ritópolis, Macuco de Minas, Ribeirão do Amaral suite in Barbosa et al., 2015; Rio Grande Suite in Cardoso et al., 2019), predominantly with juvenile signatures (Barbosa et al., 2015 and references therein). The Mineiro belt presents a complex evolutionary accretion history, formed by the docking of the arc settings (Ávila et al. 2010; Teixeira et al., 2015), and culminating with the accretionary phase, coeval with the peak of the metamorphism and crustal thickening in the assembly of Nuna-Columbia (2.05 Ga; Cordani 1999; Cawood et al., 2007). The evaluation of the U-Pb data and Lu-Hf isotopes suggests the oceanic arcs units evolved from strong juvenile components, where the mantle wedge provided mafic-intermediary magmatism that were submitted by crustal rework and assimilation (Ávila et al., 2014; Barbosa et al., 2015; Teixeira et al., 2015; Cardoso et al., 2019). The continental arcs observed in Mineiro Belt (Ribeirão do Amaral and Represa de Camargos) shows nearly coeval with the acid volcanism of the Correntina Complex, however, they are influenced by minor crustal components (Fig. 23-B). In the whole-rock Sm-Nd and Rb-Sr results, the Correntina Complex sanukitoid sample (GBP155) presents similar $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values than the coeval Cassiterita Orthogneiss, however they yield lower juvenile accretion signatures as observed for the Tiradentes and Rio Grande Suite ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$; Fig. 23-C). The calc-alkaline magmatism combined with isotopic U-Pb and Nd-Sr data of the Correntina Complex (from this work), the Tiradentes Suite, and the Rio Grande Suite are consistent with the development of continental arcs with MORB components, later submitted to strong juvenile component during the slab subduction, however, the Correntina Complex sanukitoid sample presents as the oldest on this configuration. This evaluation may imply the Correntina Complex is the oldest sanukitoid magmatism known inside the SFC. Although the Campos Geraes Neoproterozoic complex has been classified as sanukitoid magmatism (Valeriano et al., 2022), it exhibits extensive crustal reworking and is not included in the SFC yet represents a basement inlier of the SFP.

4.6 Conclusions

The Correntina Complex represents a calc-alkaline magmatic series containing trace element signatures that suggest an evolution related to a continental magmatic arc in the West Correntina Guanambi Block. The results point to the onset of the continental arc at the late Siderian (2.32 Ga) and extend up to the Rhyacian (2.18 Ga). A juvenile component observed in the sanukitoid magmatism, and the rhyolite volcanism suggests a subcontinental lithospheric mantle contribution.

The Rio Corrente suite represents the continental collisional granitic magmatism related to the late accretionary stage of the magmatic arc. Zircon U-Pb ages described in previous works (Barbosa et al., 2021) infer the accretion period may have lasted up to ca. 2.10 Ga.

Isotopic and geochemical data suggest the juvenile components are correlated to the the Urucu granodiorite in the Cristalândia do Piauí Block and the continental arc units of the Mineiro Belt. The results did not present a correlation with sources derived from the Archean units in Correntina Guanambi Block (Favelândia and Santa Izabel complexes).

The observed results, and the correlations with other basement units in the SFP may suggest the Correntina Complex includes another arc relict in the SFP that preceded the amalgamation of the Nuna-Columbia supercontinent. The strong juvenile component implies the Correntina Complex is one example of short and episodic subduction regimes attributed to the transition of the Archean and Paleoproterozoic periods (Hawkesworth et al., 2020). The coeval evolution and the petrogenetic linkages with the eastern Correntina Guanambi Block, the Cristalândia do Piauí Block, and the Minas-Bahia Orogen demonstrate that these units were part of a same tectonic set that culminated in the creation of the São Francisco Craton.

5 CONCLUSÃO

O Complexo Correntina representa uma série magmática cálcio-alcálica contendo assinaturas de elementos-traço que sugerem a evolução de um arco magmático continental no Bloco Guanambi Correntina Oeste. Os resultados observados sugerem a evolução do arco continental entre o intervalo de 2.32 a 2.18 Ga, compreendendo o intervalo entre o final do Sideriano até o Riáciano. O magmatismo de arco apresenta um forte componente juvenil observado no magmatismo sanukitóide e no vulcanismo riolítico, o que indica uma ativa contribuição do manto litosférico subcontinental. A suíte Rio Corrente representa o magmatismo granítico colisional continental relacionado ao estágio tardio do arco magmático. As idades U-Pb em zircões descritos em trabalhos anteriores (Barbosa et al., 2021) inferem que o período de acreção pode ter durado até 2,10 Ga.

Dados isotópicos e geoquímicos sugerem que os componentes juvenis do arco magmático do Complexo Correntina podem ser correlacionados em idades e parâmetros petrogenéticos com o granodiorito Urucu no Bloco Cristalândia do Piauí e as unidades de arcos continentais do Cinturão Mineiro. Os resultados, no entanto, não apresentaram correlação com as fontes derivadas das unidades arqueanas do Bloco Guanambi Correntina Leste, representados pelos Complexos Favelândia e Santa Izabel.

Os resultados observados e as correlações com outras unidades do embasamento no SFP indicam que o Complexo Correntina inclui mais um registro de arco magmático preservado no SFP que precedeu a fusão do supercontinente Nuna-Columbia. O forte componente juvenil implica que o magmatismo observado no Complexo Correntina é um dos exemplos de subducção atribuída à transição dos períodos Arqueano e Paleoproterozoico (Hawkesworth et al., 2020). A evolução coeva e as ligações petrogenéticas com o Bloco Correntina Guanambi oriental, o Bloco Cristalândia do Piauí e o Orógeno Minas-Bahia demonstram que essas unidades provavelmente faziam parte de um mesmo conjunto tectônico que culminou na consolidação do Cráton do São Francisco.

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*, 90(1–2).
- Alkmim, F.F. (2004). O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Dal Ré Carneiro C (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed Beca, 17–34.
- Alkmim, F. F., & Noce, C. M. (2006). The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. *IGCP 509 Field Workshop*.
- Alkmim, F. F., & Teixeira, W. (2017). *The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero*.
- Alves, V. A. Investigação geofísica na Porção Ocidental do Cráton do São Francisco, janelas erosivas Correntina-Coribe e São Domingos. (2020). 73 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade de Brasília, Brasília, 2020.
- Andrade, A.R.F.; Fróes, R.J.B.; Nascimento, S.A.M., (1981). Projeto Correntina. CBPM, Salvador, v.4.
- Andrade, A. R. F., Cerqueira G. A.L., Toledo L. A. A., Fróes R. J. B. (1988). Projeto Serra da Extrema. CBPM, Salvador, v.1.
- Ávila, C. A., Teixeira, W., Cordani, U. G., Moura, C. A. V., & Pereira, R. M. (2010). Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2).
- Ávila, C. A., Teixeira, W., Bongioiolo, E. M., Dussin, I. A., & Vieira, T. A. T. (2014). Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 243.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Barbosa, J. S. F., & Sabaté, P. (2004). Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features. *Precambrian Research*, 133(1–2).
- Barbosa, J.S.F., Dominguez, J.M.L. (1996). Mapa geológico do estado da Bahia ao milionésimo: texto explicativo. Salvador: SICM, SGM (edição especial).

Barbosa JFS, Cruz SP, Souza J.S. (2012). Terrenos metamórficos do embasamento. In: Barbosa JFS (ed) *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*, CBPM 1: 101–201.

Barbosa, J. S. F., & Barbosa, R. G. (2017). *The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain*.

Barbosa, N. D. S., Teixeira, W., Bastos Leal, L. R., & de Menezes Leal, A. B. (2013). Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Geologia USP - Serie Científica*, 13(4).

Barbosa, N. S., Teixeira, W., Ávila, C. A., Montecinos, P. M., & Bongioiolo, E. M. (2015). 2.17-2.10Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research*, 270.

Barbosa, N., Teixeira, W., Ávila, C. A., Montecinos, P. M., Bongioiolo, E. M., & Vasconcelos, F. F. (2019). U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. *Precambrian Research*, 326, 399–416.

Barbosa, N., Menezes Leal, A. B., Debruyne, D., Bastos Leal, L. R., Barbosa, N. S., Marinho, M., Mercês, L., Barbosa, J. S., & Koproski, L. M. (2020). Paleoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in the Guanambi-Correntina block (GCB), north São Francisco Craton, Brazil, unraveled by U-Pb Geochronology, Nd-Sr isotopes and geochemical constraints. *Precambrian Research*, 340.

Barbosa, N., Debruyne, D., Barbosa, N. S., Luciano, R. L., Guedes, T. R. S., Reis, C., Barbosa, J. S. F., Pinho, I. C. A., Santos, R. L., & Brito, R. (2021). Transition from subduction to Post-Collisional Paleoproterozoic magmatism in the Correntina erosive window of the north São Francisco craton: Evidence for mantle source and slab breakoff from alkaline magmatism by U-Pb, Nd-Sr radiometric and geochemistry data. *Precambrian Research*, 362, 106314.

Barker, F., & Arth, J. G. (1976). Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4(10).

Barros, R. de A., Caxito, F. de A., Egydio-Silva, M., Dantas, E. L., Pinheiro, M. A. P., Rodrigues, J. B., Basei, M. A. S., Virgens-Neto, J. das, & Freitas, M. de S. (2020). Archean and Paleoproterozoic crustal evolution and evidence for cryptic Paleoarchean-Hadean sources of the NW São Francisco Craton, Brazil: Lithochemistry, geochronology, and isotope systematics of the Cristalândia do Piauí Block. *Gondwana Research*, 88.

Bastos Leal, L. R.; Teixeira, W.; Cunha, J. C.; Macambira, M. J. B. (1998). Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronological characteristics. *Rev. Bras. Geoc.* 28(2), p. 209-220.

- Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., & Pearson, N. J. (2010). The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119(3–4).
- Bersan, S. M., de Oliveira Costa, A. F., Danderfer, A., de Abreu, F. R., Lana, C., Queiroga, G., Storey, C., & Moreira, H. (2020). Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: Insights from the shoshonitic high Ba–Sr Montezuma granitoids. *Geoscience Frontiers*, 11(5).
- Bersan, S. M., Danderfer, A., Storey, C., Bruno, H., Moreira, H., Abreu, F., Lana, C., Gonçalves, L., & Nahas, I. (2022). A perspective on potassic and ultrapotassic rocks: Constraints on the Paleoproterozoic late to post-collisional event in the São Francisco paleocontinent. *Geoscience Frontiers*, 13(5).
- Bomfim, L. F. C. (1984). Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SD.23-X-C, Santa Maria da Vitória. Texto e Mapas. Escala 1:250.000. Salvador: CPRM., 2 v. Convênio DNPM/CPRM.
- Boynton, W. v. (1983). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L., & Ryerson, F. J. (1994). Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3–4).
- de Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Torquato, J. R. F. (1980). Evolução Geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H. A. V. Inada, F. B. Duarte (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia* (v. 3, 1-101, Textos Básicos). Bahia: SME/COM.
- de Brito Neves, B. B. (2011). The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4).
- de Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. P., Martins M. (2014). The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology* v. 44, n. 3.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S., & Webb, P. C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3).
- Brown, M. (2006). Duality of thermal regimes is the distinctive characteristics of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, 34(11).
- Brown, M., Johnson, T., & Gardiner, N. J. (2020). Plate Tectonics and the Archean Earth. In *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* (Vol. 48).
- Bruno, H., Elizeu, V., Heilbron, M., de Morisson Valeriano, C., Strachan, R., Fowler, M.,

- Bersan, S., Moreira, H., Dussin, I., Guilherme do Eirado Silva, L., Tupinambá, M., Almeida, J., Neto, C., & Storey, C. (2020). Neoproterozoic and Rhyacian TTG-Sanukitoid suites in the southern São Francisco Palecontinent, Brazil: Evidence for diachronous change towards modern tectonics. *Geoscience Frontiers*, 11(5).
- Bruno, H., Heilbron, M., de Morisson Valeriano, C., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Motta, R., Almeida, J., Almeida, R., Carvalho, M., & Storey, C. (2021). Evidence for a complex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: The Rhyacian Minas-Bahia Orogen, southern São Francisco Palecontinent, Brazil. *Gondwana Research*, 92.
- Cannaò, E., & Malaspina, N. (2018). Oceanic to continental subduction: Implications for the geochemical and redox evolution of the supra-subduction mantle. *Geosphere*, 14(6).
- Cardoso, C. D., Ávila, C. A., Neumann, R., Oliveira, E. P., Valeriano, C. de M., & Dussin, I. A. (2019). A Rhyacian continental arc during the evolution of the Mineiro belt, Brazil: Constraints from the Rio Grande and Brumado metadiorites. *Lithos*, 326–327.
- Carreras, J., Czeck, D. M., Druguet, E., & Hudleston, P. J. (2010). Structure and development of an anastomosing network of ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 32(5), 656–666.
- Carreras, J., Cosgrove, J. W., & Druguet, E. (2013). Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, 50, 7–21.
- Cawood, P. A., & Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, 82(3–4).
- Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., & Windley, B. F. (2009). Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society Special Publication*, 318.
- Cawood, P. A., Strachan, R. A., Pisarevsky, S. A., Gladkochub, D. P., & Murphy, J. B. (2016). Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 449.
- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., Pisarevsky, S. A., Dhuime, B., Capitanio, F. A., & Nebel, O. (2018). Geological archive of the onset of plate tectonics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2132).
- Caxito, F. A., Uhlein, A., Dantas, E. L., Stevenson, R., Salgado, S. S., Dussin, I. A., & Sial, A. da N. (2016). A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, 282, 97–120.

- Caxito, F. de A., Hagemann, S., Dias, T. G., Barrote, V., Dantas, E. L., Chaves, A. de O., Campello, M. S., & Campos, F. C. (2020). A magmatic barcode for the São Francisco Craton: Contextual in-situ SHRIMP U–Pb baddeleyite and zircon dating of the Lavras, Pará de Minas and Formiga dyke swarms and implications for Columbia and Rodinia reconstructions. *Lithos*, 374–375.
- Chiaradia, M. (2015). Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: An Earth scale perspective. *Scientific Reports*, 5.
- Clift, P., & Vannucchi, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42(2).
- Collins, L. G., & Collins, B. J. (2002). K-metasomatism and the origin of Ba-and inclusion-zoned orthoclase megacrysts in the Papoose Flat pluton, Inyo Mountains, California, USA.
- Condie, K. C. (2013). Preservation and recycling of crust during accretionary and collisional phases of proterozoic orogens: A bumpy road from nuna to rodinia. *Geosciences (Switzerland)*, 3(2).
- Condie, K. C., & Kröner, A. (2013). The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. In *Gondwana Research* (Vol. 23, Issue 2).
- Condie, K. C., Pisarevsky, S. A., Puetz, S. J., Spencer, C. J., Teixeira, W., & Meira Faleiros, F. (2022). A reappraisal of the global tectono-magmatic lull at ~ 2.3 Ga. *Precambrian Research*, 376, 106690.
- Cordani, U.G.; Inda, H.A.V.; Kawashita, K. (1979). Embasamento do Grupo Bambuí na região de Correntina, bacia do São Francisco, Estado de Bahia. In: Simpósio sobre o craton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Resumos. Salvador, SBG – Núcleo Bahia, secretaria das Minas e Energia.
- Cordani, U. G., & Sato, K. (1999). Crustal evolution of the South American platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22(3).
- Cordeiro, P. F. de O., & Oliveira, C. G. de. (2017). The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. In *Precambrian Research* (Vol. 298).
- Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). The Interpretation of Igneous Rocks. In *The Interpretation of Igneous Rocks*.
- Cruz, S. C. P., Figueiredo Barbosa, J. S., Pinto, M. S., Peucat, J. J., Paquette, J. L., Santos de Souza, J., de Souza Martins, V., Júnior, F. C., & 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*, 69.

Davidson, J. P., Morgan, D. J., Charlier, B. L. A., Harlou, R., & Hora, J. M. (2007a). Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: Implications for the study of magmatic systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., & Dosseto, A. (2007b). Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35(9).

Dávila, C. A. R., & Kuyumjian, R. M. (2005). Mineralizações De Ouro Do Tipo Orogênico Em Arco Magmático Paleoproterozoico, Borda Oeste Do Craton São Francisco, Regiões De São Domingos (Go) E Correntina (Ba). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2).

Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Novo, T., Tedeschi, M., Silva, L. C., Dussin, I., & Lana, C. (2018). Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Araçuaí-Ribeira orogenic system (SE Brazil): Links in the Congo-São Francisco palaeocontinent. *Precambrian Research*, 317.

DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5).

Drummond, M. S., & Defant, M. J. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95(B13).

Farina, F., Albert, C., Martínez Dopico, C., Aguilar Gil, C., Moreira, H., Hippertt, J. P., Cutts, K., Alkmim, F. F., & Lana, C. (2016). The Archean–Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): Current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, 68.

Fayol, N., & Jébrak, M. (2017). Archean sanukitoid gold porphyry deposits: A new understanding and genetic model from the lac bachelor gold deposit, Abitibi, Canada. *Economic Geology*, 112(8). <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4534>

Figueiredo, B. S., Cruz, S. C. P., Ribeiro, P. A., & Fleck, A. (2013). Geologia e arcabouço estrutural da Sequência Metavulcanossedimentar Urandi, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2).

Fowler, M., & Rollinson, H. (2012). Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: Implications for Archean subduction. *Geology*, 40(12), 1079–1082.

Foley, S., Tiepolo, M., & Vannucci, R. (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417(6891).

Fowler, M., & Rollinson, H. (2012). Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: Implications for Archean subduction. *Geology*, 40(12), 1079–1082.

- 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(11).
- Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Armstrong, R., Laux, J. H., Junges, S. L., Soares, J. E., & Praxedes, I. F. (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244(1), 53–74.
- Gerya, T. (2014). Precambrian geodynamics: Concepts and models. In *Gondwana Research* (Vol. 25, Issue 2).
- Grochowski, J., Kuchenbecker, M., Barbuena, D., & Novo, T. (2021). Disclosing Rhyacian/Orosirian orogenic magmatism within the Guanhões basement inlier, Araçuaí Orogen, Brazil: A new piece on the assembly of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 363.
- Guo, F., Fan, W., Wang, Y., & Zhang, M. (2004). Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: Implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. *Lithos*, 78(3).
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A. B., Cawood, P. A., Kemp, A. I. S., & Storey, C. D. (2010). The generation and evolution of the continental crust. In *Journal of the Geological Society* (Vol. 167, Issue 2).
- Hawkesworth, C., Cawood, P. A., & Dhuime, B. (2019). Rates of generation and growth of the continental crust. *Geoscience Frontiers*, 10(1).
- Heilbron, M., Cordani, U. G., & Alkmim, F. F. (2017). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. In *Springer*.
- Heilimo, E., Halla, J., & Hölttä, P. (2010). Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, 115(1–4).
- Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3).
- Inda, H. A. V., & Barbosa, J. F. (1978). Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia. *Salvador, BA, Brasil, SME/COM*.
- Ionov, D. A., Griffin, W. L., & O'Reilly, S. Y. (1997). Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology*, 141(3–4).
- Jenner, G. A., Foley, S. F., Jackson, S. E., Green, T. H., Fryer, B. J., & Longerich, H. P. (1993). Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass

spectrometry (LAM-ICP-MS). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(23–24).

Jerram, D. A., Dobson, K. J., Morgan, D. J., & Pankhurst, M. J. (2018). The petrogenesis of magmatic systems: Using igneous textures to understand magmatic processes. In *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust*.

Kawamoto, T., Kanzaki, M., Mibe, K., Matsukage, K. N., & Ono, S. (2012). Separation of supercritical slab-fluids to form aqueous fluid and melt components in subduction zone magmatism. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(46). <https://doi.org/10.1073/pnas.1207687109>

Kehelpanala, K. V. W., & Ratnayake, N. P. (1999). Evidence for Post-Metamorphic Metasomatism of High-Grade Orthogneisses from Sri Lanka. *Gondwana Research*, 2(2).

Klein, E. M. (2003). Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. In *Treatise on Geochemistry* (Vols. 3–9).

Klemme, S., Blundy, J. D., & Wood, B. J. (2002). Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(17).

Kogarko, L. N. (2006). Alkaline magmatism and enriched mantle reservoirs: Mechanisms, time, and depth of formation. *Geochemistry International*, 44(1).

Lana, C., Alkmim, F. F., Armstrong, R., Scholz, R., Romano, R., & Nalini, H. A. (2013). The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 231.

Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., & Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235.

Lieu, W. K., & Stern, R. J. (2019). The robustness of Sr/Y and La/Yb as proxies for crust thickness in modern arcs. *Geosphere*, 15(3).

Lu, G. M., Wang, W., Tian, Y., Spencer, C. J., Huang, S. F., Xue, E. K., & Huang, B. (2021). Siderian mafic-intermediate magmatism in the SW Yangtze Block, South China: Implications for global ‘tectono-magmatic lull’ during the early Paleoproterozoic. *Lithos*, 398–399.

Macpherson, C. G., Dreher, S. T., & Thirlwall, M. F. (2006). Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4).

Mascarenhas, J.F., Garcia, T.W., (1989). Mapa Geocronológico do Estado da Bahia: Texto Explicativo. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Secretaria de Minas e

Energia, Salvador, p. 130p.

Martin, H., Moyen, J. F., & Rapp, R. (2010). The sanukitoid series: Magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Special Paper of the Geological Society of America*, 472.

Medeiros E.L.M. (2012). Geologia, Evolução Estrutural e Geocronologia do Complexo Santa Isabel na região de Urandi, Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 186 p.

Moraes Filho J.C.R. (Org). (1997). Coribe, Folha SD-23-X-C-V, Escala 1:100.000. Brasília, DF. CPRM.

Moreira, H., Seixas, L., Storey, C., Fowler, M., Lasalle, S., Stevenson, R., & Lana, C. (2018). Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers*, 9(4).

Moyen, J. F. (2009). High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature.” *Lithos*, 112(3–4).

Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., & Churikova, T. (2004). Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3–4), 275–293.

Nagasawa, H. (1971). Partitioning of Eu and Sr between coexisting plagioclase and K-feldspar. *Earth and Planetary Science Letters*, 13(1), 139–144.

Nandedkar, R. H., Hürlimann, N., Ulmer, P., & Müntener, O. (2016). Amphibole–melt trace element partitioning of fractionating calc-alkaline magmas in the lower crust: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(8–9).

Nardi, L. V. S. (2016). Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas Em Geociências*, 43(1).

Noda, A. (2016). Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. *Bulletin of the Geological Society of America*, 128(5–6).

Nowell, G. M., Pearson, D. G., Bell, D. R., Carlson, R. W., Smith, C. B., Kempton, P. D., & Noble, S. R. (2004). Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions. *Journal of Petrology*, 45(8).

Pacheco Neves, S. (2021). Comparative geological evolution of the Borborema Province and São Francisco Craton (eastern Brazil): Decratonization and crustal reworking during West Gondwana assembly and implications for paleogeographic reconstructions. *Precambrian Research*, 355, 106119.

Patino Douce, A. E. (1995). Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of

high- Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8).

Patiño Douce, A. E. (2000). What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society Special Publication*, 168.

Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4).

Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1).

Pedrosa-Soares, A. C., & Wiedemann-Leonardos, C. M. (2000). Evolution of Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In *Tectonic evolution of South America* (Issue January).

Peters, T. J., Menzies, M., Thirlwall, M., & Kyle, P. R. (2008). Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA - Melt formation in garnet- and spinel-facies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary. *Lithos*, 102(1–2).

Plank, T., & Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3–4).

Reis H.L.S. (2011) Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanções de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG). Dissertação, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).

Reis, Humberto L.S. & Sanchez, E.A.M. Precambrian Encyclopedia of Geology. 2ed. Amsterdam: Elsevier, (2021), v. , p. 23-54.

Rezende, C., Chaves, A. O., Oliveira, V. (2018). Evidências Diretas E Indiretas De Arco Magmático Paleoproterozoico Na Região Do Alto De Januária – Norte De Minas Gerais. In *Geonomos* v.26 n. 02

Ridley, J. (1986). Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction-a model and observations. *Journal of Structural Geology*, 8(6).

Rigoni Baldim, M., & Paiva Oliveira, E. (2021). Northeast São Francisco Craton and West-Congo Craton linked before the Rhyacian (2.10–2.04 Ga) orogeny: Evidences from provenance and U-Pb ages of supracrustal rocks from the Rio Capim greenstone belt, Serrinha Block. *Precambrian Research*, 352.

de la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4).

Romano, R., Lana, C., Alkmim, F. F., Stevens, G., & Armstrong, R. (2013). Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, 224.

Rosa, M. L. S. (1999). Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). PhD Thesis. Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.

Rosa, M. D. L. D. S., Conceição, H., Oberli, F., Meier, M., Martin, H., Macambira, M. J. B., Santos, E. B. Dos, Paim, M. M., Leahy, G. A. D. 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*, 30(1).

Saboia, A. M., Gouveia de Oliveira, C., Dantas, E. L., Scandola, J. E., Cordeiro, P., Rodrigues, J. B., & Cordeiro de Sousa, I. M. (2020). The 2.26 to 2.18 Ga Arc-Related Magmatism of the Almas-Conceição do Tocantins Domain: An Early Stage of the São Francisco Palecontinent Assembly in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102757.

Santos, N. S. (2014). Geologia e potencialidades metalogenéticas da porção norte do Complexo Correntina – uma janela do embasamento do setor ocidental do Cráton do São Francisco na Bahia. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia), Universidade Federal do Oeste da Bahia, Barreiras. 128 p.

Santos, L.J. (2017). Geologia e relações geotectônicas da sequência metavulcanossedimentar Extrema associada à janela erosiva Correntina-Coribe no oeste da Bahia. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia), Universidade Federal do Oeste da Bahia, Barreiras. 67 p.

Sato, K. (1998). Evolução crustal da plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 250p.

Schobbenhaus C, Ribeiro CL, Oliva LA, Takanohashi JT, Lindenmayer AG, Vasconcelos JC, Orlandi V (1975). Folhas Goiás SD.22, com texto explicativo. Schobbenhaus (Ed.) Carta Geológica do Brasil Milionésimo, DNPM, Brasília, DF, Brasil (1975).

Seixas, L. A. Ô. R., Bardintzeff, J. M., Stevenson, R., & Bonin, B. (2013). Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 238.

Shand, S.J., (1943). Eruptive Rocks, second ed. John Wiley, New York, pp. 1–444.

Singh, P. K., Verma, S. K., Singh, V. K., Moreno, J. A., Oliveira, E. P., & Mehta, P. (2019).

Geochemistry and petrogenesis of sanukitoids and high-K anatectic granites from the Bundelkhand Craton, India: Implications for late-Archean crustal evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 263–282.

Słaby, E., Galbarczyk-Gąsiorowska, L., & Baszkiewicz, A. (2002). Mantled alkali-feldspar megacrysts from the marginal part of the Karkonosze granitoid massif (SW Poland). *Acta Geologica Polonica*, 52(4).

Silva, L. C. da, Pedrosa-Soares, A. C., Armstrong, R., Pinto, C. P., Magalhães, J. T. R., Pinheiro, M. A. P., & Santos, G. G. (2016). Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 68.

Sizova, E., Gerya, T., Stüwe, K., & Brown, M. (2015). Generation of felsic crust in the Archean: A geodynamic modeling perspective. *Precambrian Research*, 271.

Smithies, R. H., Lu, Y., Kirkland, C. L., Johnson, T. E., Mole, D. R., Champion, D. C., Martin, L., Jeon, H., Wingate, M. T. D., & Johnson, S. P. (2021). Oxygen isotopes trace the origins of Earth's earliest continental crust. *Nature*, 592(7852).

Souza, J.D., Melo, R.C., Kosin, M., (1978). Mapa. Geológico do Estado da Bahia - Escala 1:1.000.000. Salvador.

Souza, J.D., Melo, R.C., Kosin, M., (2003). Mapa Geológico do Estado da Bahia. Versão 1.1. Salvador. Escala 1:1.000.000. CPRM.

Spencer, C. J., Murphy, J. B., Kirkland, C. L., Liu, Y., & Mitchell, R. N. (2018). A Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull as a potential trigger for the supercontinent cycle. *Nature Geoscience*, 11(2).

van Staal, C., & Zagorevski, A. (2020). Accretion, soft and hard collision: Similarities, differences and an application from the Newfoundland Appalachian orogen. *Geoscience Canada*, 47(3).

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1).

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42(1).

Szilas, K., Laurent, O., Elburg, M. A., Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., & Dhuime, B. (2020). *The Evolution of the Continental Crust and the Onset of Plate Tectonics*.

Taniuchi, H., Kuritani, T., Yokoyama, T., Nakamura, E., & Nakagawa, M. (2020). A new concept for the genesis of felsic magma: the separation of slab-derived supercritical liquid. *Scientific Reports*, 10(1).

- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 33, Issue 2).
- Tedeschi, M., Novo, T., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Tassinari, C., Silva, L. C., Gonçalves, L., Alkmim, F., Lana, C., Figueiredo, C., Dantas, E., Medeiros, S., de Campos, C., Corrales, F., & Heilbron, M. (2016). The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 68.
- Teixeira, W., Ávila, C., Dussin, I., Corrêa Neto, A., Bongioiolo, E., Santos, J., & Barbosa, N. (2015). A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, 256, 148-169.
- Teixeira, W., Oliveira, E. P., & Marques, L. S. (2017). *Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton*.
- Tesser, L. R., Ganade, C. E., Weinberg, R. F., Basei, M. A. S., Moraes, R., & Batista, L. A. (2021). Ultrahigh-temperature Palaeoproterozoic rocks in the Neoproterozoic Borborema Province, implications for São Francisco Craton dispersion in NE Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Tikoff, B., & Greene, D. (1997). Stretching lineations in transpressional shear zones: An example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19(1).
- Trap, P., Faure, M., Lin, W., Bruguier, O., & Monié, P. (2008). Contrasted tectonic styles for the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Evidence for a ~2.1 Ga thermal and tectonic event in the Fuping Massif. *Journal of Structural Geology*, 30(9), 1109-1125.
- Valeriano, C. M., Turbay, C. V. G., Bruno, H., Simonetti, A., Heilbron, M., Bersan, S. M., & Strachan, R. (2022). Paleo- and Mesoarchean TTG-sanukitoid to high-K granite cycles in the southern São Francisco craton, SE Brazil. *Geoscience Frontiers*.
- Vervoort, J. D., & Kemp, A. I. S. (2016). Clarifying the zircon Hf isotope record of crust-mantle evolution. *Chemical Geology*, 425.
- Weaver, B. L., & Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310(5978).
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1).
- Woodhead, J. D., Hergt, J. M., Davidson, J. P., & Eggins, S. M. (2001). Hafnium isotope evidence for “conservative” element mobility during subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3).

Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A., & Sun, M. (2002). Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4).

Zheng, Y.-F., & Hermann, J. (2014). Geochemistry of continental subduction-zone fluids. *Earth, Planets and Space*, 66(1).

Zheng, Y. F. (2019). Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10(4).

APÊNDICE A

Arquivos suplementares do artigo “Juvenile-like contribution reveals continental arc magmatism in the Correntina Complex and Rio Corrente Suite (São Francisco Craton)”

Supplementary Material A – Analytical Methods

1. Whole Rock Geochemistry

The multi-element geochemistry analysis was realized in the SGS-GEOSOL-Brazil by using the XRF (X-Ray Fluorescence) for major elements compositions, ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy) for minor elements, and ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy) for trace elements. The group of 32 samples were dried in 105°, pulverized in #150 (95%) and submitted to analysis by using Lithium Tetraborate in XRF, and lithium metaborate in ICP-OES and ICP-MS. Analyses of standards (SG142, SG241) and replicates (GBP171, GBP066) indicated precision and accuracy better than 2% for major elements and 5% for trace elements. Reports are signed in the certificates GQ2000259 (February 21st, 2020) and GQ2100940 (March 11th, 2021).

2. Geochronology U-Pb

The LA-ICPMS technique was applied to collect U-Pb data in four samples at the Federal University of Ouro Preto (UFOP). Samples were crushed and undergo through a disk mill. The obtained material was then concentrated using a pan, dried between 50 and 70 degrees celsius and the magnetic fraction was separated using a neodymium magnet. The non-magnetic fraction of the concentrated material was separated in a portion with density superior than 3,31 and other with density inferior than 3,31 using a decantation funnel and diiodomethane. The denser material undergoes Frantz magnetic separator machine for the segregation in diamagnetic and paramagnetic portions. Diamagnetic materials were mounted in acrylic resin and polished using alumina powder. Cathodoluminescence (CL) imaging was used to study the morphology and internal arrangement in order to identify spots for U-Pb dating. Cathodoluminescence (CL) images were obtained in a Scanning Electron Microscope (SEM) JEOL 6510. U-Pb analysis were obtained using an Neptune Pluss Thermo Finnigan coupled with a Photon-Machines 193nm laser system. Data were acquired using peak jumping mode with background measurement for 20 seconds, zircon ablation during 20 seconds and 30 micrometers spot size. Data reduction was done in Saturn Software. Sample

GBP001 and GBP112 did not plot ages due Pb loss issues. The samples GBP139 and GBP155 complete dataset can be found in supplementary data material file C.

The zircon analyses were determined according to the standard-sample bracketing method and referred to the zircon BB standard (U-Pb mean age of 559.8 ± 1.4 Ma; Elholou et al., 2006), and Plešovice zircon (U-Pb mean age of 337.1 ± 1 Ma; Sláma et al., 2008).

Errors in the isotopic ratios and ages are quoted at the 2σ level. Raw data were processed and reduced in an Excel worksheet (Sato et al., 2009; 2010), and the results found were plotted in concordia diagrams using the web applicative IsoplotR (Vermeesh, 2018; available in <https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/isoplotr/home/>).

3. Sm/Nd Isothopes

Sm-Nd isotopic data were performed on four samples (GBP001, GBP112, GBP139 and GBP155) in the LAGIR (Laboratory of Geochronology and Radiogenic Isotopes) of the Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ). An aliquot (between 25 and 50 mg) of the 4 pulverized samples were subjected to digestion. Separation of Sr and REE used cation exchange following conventional techniques with Teflon columns filled with Biorad® AG50W-X8 resin (100–200 mesh) in HCl medium. For the separation of Sm and Nd from the other REE, a secondary column was used with the Eichrom LN-B-25 S (50–100 μm) resin. Isotope ratios were measured in double filament mounts, using a ThermoScientific TRITON spectrometer. The Sm–Nd depleted mantle model ages (TDM) were calculated using the depleted mantle model of De Paolo (1981). The detailed analytical procedures can be found at Valeriano et al., (2019).

The samples GBP112 (Hbl-granodiorite) and GBP139 (rhyolite) showed anomalies in the measurement of Nd isotopic ratios during analysis, leading to inconsistent $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ calculations. Sample GBP139 presented measured $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1966$, which is very close to the primordial values in chondrite basis (DePaolo et al., 1976) and therefore inconsistent with the depleted mantle values. The sample GBP112 presented $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(m)=0.511752$, resulting in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)=0.51057$ and $\epsilon\text{Nd}(t)=+13.4$, which overlies the DM in a very high value and therefore were not considered hereafter. The observed values indicate that these samples may have experienced isotopic perturbations, which could have been influenced by system opening via melt mobilization. The complete dataset can be found in the Supplementary material C.

4. Lu/Hf Isothopes

Lu–Hf analyses were carried out at the University of Ouro Preto using a Thermo-Finnigan Neptune multicollector ICP-MS coupled to a Photon-Machines 193 nm excimer laser system

(LA-MC-ICP-MS), following the methods of Gerdes and Zeh (2006, 2009). Data (16 analyses, Supplementary material C) were collected in static mode during 60 seconds of ablation with a spot size of 40 μm on top of previous U-Pb spot analyses. The spots were drilled with a repetition rate of 6 Hz. Typical signal intensity was ca. 10 V for ^{177}Hf . The isotopes ^{172}Yb , ^{173}Yb and ^{175}Lu were simultaneously monitored during each analysis step to allow for correction of isobaric interferences of Lu and Yb isotopes on mass 176. The accuracy and external reproducibility were verified by analyses of the standard zircons Plešovice (Sláma et al., 2008), Temora (Black et al., 2003), 91500 (Goolaerts et al., 2004; Blichert-Toft, 2008) which yielded $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 0.282471 ± 0.000018 ($n = 5$), 0.282665 ± 0.000019 ($n = 7$), 0.282306 ± 0.000024 ($n = 9$), respectively (all errors are $\pm 2\text{SD}$). These ratios are in good agreement with the accepted ratios data of 0.282482 ± 0.000013 (Plešovice), 0.282680 ± 0.000031 (Temora), 0.282307 ± 0.000031 (91500). For the calculation of Epsilon Hf (ϵHf) values and Hf model ages (TDM), the constants of 0.0336 and 0.282785 were used respectively to the Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) values of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Bouvier et al., 2008). Depleted Mantle (DM) values of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.03933$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283294$ (Blichert-Toft and Puchtel, 2010), a ^{176}Lu decay constant of $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004) and a crustal source composition with a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.015 (Goodge and Vervoort, 2006) were used. The complete dataset can be found in the Supplementary material C.

References

- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1 a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chem. Geol.* **200**, 155–170.
- Blichert-Toft, J., 2008. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500. *Chemical Geology* **253**, 252–257.
- Blichert-Toft, J., Puchtel, I.S., 2010. Depleted mantle sources through time: evidence from Lu–Hf and Sm–Nd isotope systematics of Archean komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* **297** (3–4), 598–606.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition

of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 48-57.

Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in central Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 47–61.

Gerdes, A., Zeh, A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Limpopo Belt. *Chem. Geol.* 261, 230–243.

Goodge, J.W. and Vervoort, J.D., 2006. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 711-731.

Goolaerts, A., Mattielli, N., de Jong, J., Weis, D., Scoates, J.S., 2004. Hf and Lu reference values for the zircon standard 91500 by MCICP-MS. *Chem. Geol.* 206, 1–9.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., 125 Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, 126 B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon – a new natural reference 127 material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology.* 249, 1–35.

Söderlund, U., Patchett, J.P., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 311-324.

Valeriano, C.M., Neumann, R. Alkmim, A.R., Evangelista, H., Heilbron, M. Neto, C.C.A., Souza, G.P. 2019. Sm–Nd and Sr isotope fingerprinting of iron mining tailing deposits spilled from the failed SAMARCO Fundão dam 2015 accident at Mariana, SE-131 Brazil. *Applied geochemistry.* 106, 34-44.

Supplementary Material B – Litogeochemical results

Tabela 5 - Resultados da geoquímica de rocha total – elementos maiores

Sample	Group	SiO2	Al2O3	FeO(t)	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	ACNK	CNK	ANK	#mg	FMSB	#mg*100
GBP112	CC-SAM	52.70	14.20	9.36	10.40	0.14	7.06	7.83	3.37	1.49	0.99	0.17	0.59	98.94	0.66	0.21	1.98	0.57	2.50	57.33
GBP107	CC-SAM	61.80	17.20	5.52	6.13	0.07	1.22	3.95	4.63	2.72	0.90	0.34	0.15	99.11	0.97	0.17	1.63	0.28	2.41	28.26
GBP040	CC-SAM	53.10	10.60	8.63	9.59	0.16	11.30	9.18	2.36	1.00	0.79	0.20	1.75	100.03	0.49	0.21	2.14	0.70	1.56	69.99
GBP039	CC-SAM	58.70	16.50	8.26	9.18	0.14	3.14	4.32	3.62	2.44	0.97	0.23	1.76	101.00	1.00	0.16	1.92	0.40	1.19	40.37
GBP147	CC-SAM	64.50	15.20	4.93	5.48	0.07	1.79	2.54	4.24	2.75	0.66	0.22	1.57	99.02	1.04	0.14	1.53	0.39	1.20	39.27
GBP155	CC-SAM	57.00	17.00	7.13	7.92	0.11	3.56	5.55	3.80	2.26	0.93	0.26	1.21	99.60	0.90	0.18	1.95	0.47	1.77	47.08
GBP060	CC-SAM	54.90	14.10	8.60	9.56	0.16	6.04	7.10	3.20	1.34	0.80	0.16	1.54	98.90	0.72	0.19	2.10	0.56	1.02	55.57
GBP033	CC-DG	70.70	14.90	4.21	4.68	0.04	0.89	0.31	0.89	4.68	0.40	0.07	2.31	99.87	2.10	0.07	2.28	0.27	0.51	27.35
GBP035	CC-DG	67.60	15.40	3.98	4.42	0.04	1.56	2.19	3.97	1.79	0.60	0.10	1.72	99.39	1.24	0.12	1.82	0.41	0.81	41.13
GBP053	CC-DG	64.90	15.40	4.93	5.48	0.10	2.61	2.25	4.11	2.45	0.60	0.23	1.68	99.81	1.14	0.13	1.64	0.49	1.37	48.53
GBP057	CC-DG	66.50	15.60	3.85	4.28	0.06	1.83	2.44	5.81	2.32	0.41	0.14	1.58	100.97	0.95	0.16	1.29	0.46	1.36	45.84
GBP077	CC-DG	63.40	15.30	6.18	6.87	0.13	1.54	0.66	3.41	4.71	0.61	0.15	2.21	98.99	1.28	0.12	1.43	0.31	1.60	30.73
GBP086	CC-DG	67.50	14.80	4.07	4.52	0.07	1.62	1.89	3.96	4.18	0.53	0.17	1.32	100.56	1.02	0.14	1.34	0.41	0.91	41.50
GBP092	CC-DG	70.70	14.50	3.05	3.39	0.05	1.52	1.24	4.23	3.02	0.42	0.12	1.62	100.81	1.16	0.12	1.42	0.47	0.58	47.02
GBP116	CC-DG	69.40	14.30	3.75	4.17	0.07	1.07	2.26	3.38	3.27	0.54	0.14	1.00	99.60	1.08	0.13	1.57	0.34	0.41	33.68
GBP052	CC-RG	77.00	12.20	1.68	1.87	0.01	0.20	0.14	3.96	4.39	0.17	0.02	0.55	100.51	1.06	0.11	1.08	0.17	0.04	17.47
GBP139	CC-RG	75.90	12.40	1.60	1.78	0.02	0.10	0.05	2.86	4.86	0.14	0.01	0.85	98.97	1.23	0.10	1.24	0.10	0.01	10.01
GBP154b	CC-RG	74.80	13.30	1.61	1.79	0.03	0.13	0.41	4.03	5.01	0.13	0.01	0.30	99.94	1.04	0.13	1.10	0.13	0.11	12.57
GBP171	RC-L	72.70	13.90	1.78	1.98	0.05	0.27	1.23	3.80	4.61	0.15	0.03	0.27	98.99	1.03	0.13	1.24	0.21	0.16	21.25
GBP021	RC-L	73.50	13.80	1.53	1.70	0.05	0.24	1.16	3.65	4.87	0.13	0.02	0.30	99.42	1.03	0.13	1.22	0.22	0.13	21.84
GBP001	RC-M	71.30	14.30	2.74	3.04	0.04	0.71	1.15	3.64	4.01	0.30	0.10	0.65	99.24	1.15	0.12	1.38	0.32	0.48	31.61

GBP006i	RC -M	71.70	14.80	2.58	2.87	0.05	0.74	2.59	3.09	3.38	0.31	0.09	0.92	100.54	1.10	0.13	1.69	0.34	0.41	33.79
GBP038	RC-A	70.60	14.50	3.77	4.19	0.06	0.66	1.45	4.62	4.14	0.36	0.10	0.59	101.27	0.99	0.14	1.20	0.24	0.77	23.77
GBP058	RC-A	67.70	14.40	4.93	5.48	0.13	0.54	1.08	4.10	5.45	0.39	0.10	0.69	100.06	0.99	0.14	1.14	0.16	0.86	16.32
GBP043	RC-A	67.20	14.60	5.13	5.70	0.14	0.44	2.19	3.96	5.13	0.50	0.13	1.29	101.28	0.91	0.16	1.21	0.13	1.05	13.25
GBP063	RC-A	66.20	15.10	5.09	5.66	0.10	0.54	1.16	4.22	6.12	0.43	0.12	0.91	100.56	0.96	0.15	1.11	0.16	0.90	15.88
GBP154	RC-A	67.20	14.80	4.78	5.31	0.12	0.45	1.62	4.18	5.23	0.45	0.10	0.55	100.01	0.96	0.15	1.18	0.14	0.89	14.36

Tabela 6 – Resultados da geoquímica de rocha total – elementos traços (1)

Sample	Group	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs
GBP112	CC-SAM	194.00	741.00	779.00	10.46	74.00	263.00	42.60	148.00	62.00	68.00	18.40	-	-	36.60	3.76	3.00	-	-	1.30	-	2.09
GBP107	CC-SAM	55.00	2674.00	898.00	11.33	502.00	66.00	11.90	15.00	12.00	81.00	22.70	-	-	63.00	8.25	3.00	-	-	1.50	-	0.97
GBP040	CC-SAM	145.00	436.00	346.00	14.07	111.00	748.00	57.90	263.00	37.00	124.00	13.50	-	-	26.20	5.23	2.00	-	-	0.70	-	1.44
GBP039	CC-SAM	159.00	599.00	444.00	22.51	207.00	68.00	29.50	22.00	10.00	126.00	21.10	-	-	89.40	8.09	2.00	-	-	1.50	-	7.06
GBP147	CC-SAM	86.00	1360.00	419.00	19.64	332.00	66.00	12.50	36.00	20.00	48.00	19.00	-	-	75.40	13.99	4.00	-	-	2.40	-	0.35
GBP155	CC-SAM	108.00	1030.00	625.00	16.80	177.00	66.00	24.90	55.00	36.00	73.00	21.20	-	-	63.20	9.93	3.00	-	-	1.60	-	2.43
GBP060	CC-SAM	169.00	331.00	365.00	20.99	144.00	408.00	36.70	110.00	28.00	86.00	18.20	-	-	40.30	7.03	2.00	-	-	1.80	-	2.17
GBP033	CC-DG	35.00	939.00	68.00	16.37	208.00	68.00	8.30	28.00	70.00	51.00	20.50	-	-	147.30	9.77	2.00	-	-	12.50	-	4.78
GBP035	CC-DG	119.00	768.00	691.00	10.53	159.00	68.00	13.90	52.00	22.00	39.00	21.50	-	-	71.80	8.10	2.00	-	-	0.80	-	4.38
GBP053	CC-DG	96.00	1095.00	726.00	20.61	182.00	204.00	23.70	84.00	11.00	56.00	22.00	-	-	90.40	9.40	2.00	-	-	1.50	-	5.70
GBP057	CC-DG	67.00	1881.00	516.00	7.05	127.00	68.00	10.60	18.00	12.00	62.00	21.80	-	-	76.10	4.68	2.00	-	-	1.10	-	3.21
GBP077	CC-DG	90.00	1804.00	271.00	31.86	301.00	66.00	14.10	41.00	8.00	53.00	21.10	-	-	107.10	14.76	5.00	-	-	3.30	-	1.94
GBP086	CC-DG	45.00	1264.00	339.00	17.23	272.00	66.00	9.60	28.00	10.00	53.00	18.30	-	-	119.80	12.49	3.00	-	-	2.50	-	4.75
GBP092	CC-DG	26.00	982.00	286.00	13.30	226.00	66.00	20.00	32.00	26.00	25.00	18.40	-	-	93.70	11.53	2.00	-	-	2.40	-	3.66
GBP116	CC-DG	49.00	650.00	208.00	27.78	241.00	66.00	14.40	25.00	11.00	65.00	18.90	-	-	99.70	13.46	5.00	-	-	2.70	-	6.38

GBP052	CC-RG	26.00	180.00	47.00	45.62	516.00	68.00	1.20	7.00	6.00	58.00	25.50	-	-	140.10	24.74	2.00	-	-	3.60	-	1.57
GBP139	CC-RG	10.00	51.00	13.00	34.82	578.00	66.00	2.10	12.00	5.00	44.00	23.60	-	-	144.80	25.37	4.00	-	-	3.30	-	0.83
GBP154b	CC-RG	13.00	580.00	46.00	19.58	162.00	66.00	4.80	14.00	5.00	15.00	17.20	-	-	114.90	12.31	5.00	-	-	1.90	-	1.64
GBP171	RC-L	21.00	666.00	138.00	24.40	144.00	66.00	2.50	14.00	5.00	18.00	19.60	-	-	238.80	21.61	3.00	-	-	10.50	-	4.39
GBP021	RC-L	43.00	635.00	122.00	32.62	108.00	66.00	2.50	14.00	5.00	34.00	20.60	-	-	235.30	23.38	5.00	-	-	9.00	-	4.24
GBP001	RC-M	31.00	1117.00	272.00	13.53	192.00	68.00	6.50	12.00	10.00	5.00	19.10	-	-	139.60	11.67	2.00	-	-	2.00	-	4.60
GBP006i	RC-M	32.00	907.00	327.00	15.64	183.00	68.00	6.10	13.00	9.00	50.00	18.80	-	-	134.90	10.64	2.00	-	-	1.70	-	8.34
GBP038	RC-A	76.00	1447.00	298.00	33.51	257.00	68.00	3.50	19.00	77.00	39.00	20.30	-	-	57.10	12.35	2.00	-	-	1.60	-	2.51
GBP058	RC-A	24.00	1497.00	84.00	31.04	277.00	68.00	3.00	7.00	17.00	78.00	20.00	-	-	105.50	11.44	2.00	-	-	2.80	-	2.49
GBP043	RC-A	16.00	1771.00	113.00	30.53	194.00	68.00	3.00	7.00	31.00	100.00	20.60	-	-	98.20	12.53	2.00	-	-	2.10	-	3.06
GBP063	RC-A	6.00	1514.00	81.00	34.34	394.00	68.00	4.40	24.00	85.00	59.00	20.80	-	-	115.00	12.11	7.00	-	-	7.40	-	3.09
GBP154	RC-A	50.00	1612.00	98.00	44.78	215.00	66.00	4.40	15.00	14.00	57.00	18.80	-	-	81.20	12.12	6.00	-	-	2.20	-	1.43

Tabela 7 – Resultados da geoquímica de rocha total – elementos traços (2)

Sample	Group	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Bi	Th	U	ETR
GBP112	CC-SAM	9.30	22.70	3.03	13.10	2.80	0.93	2.66	0.39	2.24	0.42	1.15	0.15	0.90	0.09	1.86	0.34	0.60	-	-	1.60	1.44	59.86
GBP107	CC-SAM	47.30	90.90	10.47	34.20	5.80	2.22	4.49	0.50	2.74	0.49	1.30	0.17	1.00	0.12	10.32	0.79	0.60	-	-	4.90	0.92	201.70
GBP040	CC-SAM	22.60	47.00	6.21	24.10	4.70	1.23	3.75	0.55	2.94	0.55	1.48	0.22	1.40	0.18	2.40	0.44	1.50	-	-	3.20	0.77	116.91
GBP039	CC-SAM	29.30	56.80	7.23	26.70	5.00	1.51	4.83	0.73	4.20	0.86	2.57	0.36	2.40	0.35	4.52	0.65	1.10	-	-	5.50	1.52	142.84
GBP147	CC-SAM	45.70	90.90	11.06	36.30	6.50	1.55	5.14	0.67	4.08	0.81	2.26	0.34	2.10	0.28	7.10	0.89	0.80	-	-	9.20	1.96	207.69
GBP155	CC-SAM	26.70	55.50	6.99	24.70	4.80	1.26	4.10	0.57	3.33	0.67	1.88	0.27	1.70	0.21	4.25	0.65	0.90	-	-	4.70	1.22	132.68
GBP060	CC-SAM	17.30	32.60	4.31	16.40	3.50	1.01	3.97	0.64	3.83	0.76	2.21	0.34	2.30	0.32	3.23	0.49	0.50	-	-	4.20	1.27	89.49
GBP033	CC-DG	42.30	73.50	8.56	28.20	4.80	0.99	3.77	0.55	3.10	0.60	1.83	0.27	1.90	0.29	5.41	1.08	3.30	-	-	12.40	3.75	170.66
GBP035	CC-DG	34.10	51.80	6.46	22.80	4.10	1.04	3.20	0.41	2.19	0.42	1.20	0.18	1.00	0.15	3.66	0.76	1.80	-	-	6.10	2.33	129.05

GBP053	CC-DG	41.40	75.80	9.76	34.80	6.00	1.76	5.14	0.66	3.49	0.65	1.83	0.26	1.50	0.25	4.39	0.73	0.80	-	-	8.90	2.47	183.30
GBP057	CC-DG	15.00	28.00	3.76	14.00	2.70	0.66	2.01	0.26	1.38	0.25	0.74	0.10	0.60	0.09	3.07	0.38	2.00	-	-	2.20	1.37	69.55
GBP077	CC-DG	26.50	58.80	6.13	21.70	4.80	1.29	5.44	0.90	5.49	1.09	3.17	0.48	2.90	0.39	6.85	1.35	1.90	-	-	10.70	2.88	139.08
GBP086	CC-DG	51.80	96.60	10.97	35.80	6.00	1.27	4.53	0.63	3.62	0.69	1.99	0.31	1.90	0.24	6.19	1.04	1.60	-	-	14.90	2.62	216.35
GBP092	CC-DG	36.60	71.80	8.13	26.20	4.40	0.99	3.41	0.44	2.64	0.51	1.48	0.22	1.40	0.20	5.15	1.02	2.40	-	-	11.60	4.03	158.42
GBP116	CC-DG	42.50	87.40	10.54	35.60	6.50	1.21	5.38	0.80	5.10	1.07	3.01	0.49	2.90	0.41	5.80	1.05	2.60	-	-	11.70	3.35	202.91
GBP052	CC-RG	39.50	85.10	10.45	36.60	8.00	0.19	7.40	1.28	8.09	1.70	5.30	0.83	5.60	0.84	12.90	1.63	0.70	-	-	15.10	4.32	210.88
GBP139	CC-RG	4.20	15.80	2.99	12.30	4.50	0.06	4.52	0.83	6.02	1.26	4.39	0.70	4.70	0.71	12.55	1.63	1.00	-	-	13.70	3.84	62.98
GBP154b	CC-RG	39.50	71.60	9.03	27.70	4.80	0.44	3.75	0.58	3.58	0.75	2.38	0.38	2.40	0.33	5.06	1.09	1.60	-	-	12.40	3.87	167.22
GBP171	RC-L	46.60	86.20	9.73	30.90	5.80	0.63	5.22	0.78	4.59	0.93	2.66	0.37	2.40	0.33	4.11	1.99	0.40	-	-	29.50	8.34	197.14
GBP021	RC-L	34.80	65.30	7.26	24.10	5.30	0.56	4.84	0.80	5.13	1.09	3.51	0.53	3.50	0.51	3.61	2.46	0.90	-	-	24.60	19.01	157.23
GBP001	RC-M	39.80	63.60	6.95	22.50	3.50	0.76	2.94	0.42	2.33	0.47	1.38	0.21	1.60	0.24	5.11	1.58	0.70	-	-	15.00	4.42	146.70
GBP006i	RC-M	37.50	65.40	7.13	22.80	3.80	0.72	3.18	0.47	2.61	0.51	1.64	0.25	1.80	0.26	4.61	1.39	1.00	-	-	20.50	5.79	148.07
GBP038	RC-A	83.70	149.60	17.28	59.20	9.00	1.41	7.09	1.06	6.17	1.30	3.65	0.56	3.80	0.60	6.54	1.02	1.70	-	-	10.60	2.43	344.42
GBP058	RC-A	74.60	136.00	15.90	56.10	8.30	1.59	6.67	0.95	5.58	1.15	3.45	0.52	3.50	0.58	6.39	0.85	2.30	-	-	8.20	2.70	314.89
GBP043	RC-A	82.70	152.20	17.77	61.80	9.00	2.01	7.28	1.03	5.93	1.14	3.33	0.47	3.30	0.52	4.66	0.97	0.60	-	-	8.20	2.03	348.48
GBP063	RC-A	112.80	198.00	22.05	73.80	10.50	1.31	7.77	1.12	6.23	1.25	3.85	0.57	4.30	0.65	9.81	0.99	0.70	-	-	12.00	3.48	444.20
GBP154	RC-A	102.30	139.50	22.01	77.20	11.60	2.54	10.19	1.41	8.39	1.71	5.05	0.71	4.60	0.70	5.35	0.88	0.90	-	-	8.20	2.74	387.91

Supplementary Material C – Results of Isotopic analysis

U-Pb analysis

^acorrected for background, instrumental drift and mass bias fractionation based on primary standard.

^c rho is the ²⁰⁷Pb/²³⁵U/²⁰⁶Pb/²³⁸U error correlation coefficient.

^ddegree of concordance: $(1 + ((^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})) \times 100$

GBP155

	Sample	²⁰⁷ Pb ^a ²⁰⁶ Pb	±2s (%)	²⁰⁶ Pb ^a ²³⁸ U	±2s (%)	²⁰⁷ Pb ^a ²³⁵ U	±2s (%)	Th U	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	±2s (Ma)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	±2s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	±2s (Ma)	Rho ^c	Conc. ^d
1	1.sSMPABC079.TXT	0.0955	1.9674	1.2644	4.0578	0.0961	3.5489	0.8132	1537.2025	37.4756	591.2869	20.0819	829.1198	23.2496	0.8746	71.3150
2	1.sSMPABC075.TXT	0.1038	2.9922	1.3087	7.9519	0.0914	7.3675	0.6351	1692.9952	56.2127	564.0980	39.9168	848.7778	46.7903	0.9265	66.4600
3	1.sSMPABC008.TXT	0.0987	0.9700	1.3336	5.4902	0.0980	5.4038	0.5990	1600.1361	18.2086	602.5184	31.1588	859.6613	32.3385	0.9843	70.0879
4	1.sSMPABC011.TXT	0.0968	1.6533	1.3834	5.1997	0.1037	4.9298	0.6924	1563.0734	31.3219	635.8467	29.9191	881.0754	31.0880	0.9481	72.1671
5	1.sSMPABC096.TXT	0.0996	2.0907	1.4318	4.2664	0.1042	3.7190	0.9913	1617.2042	39.4380	639.1576	22.6695	901.4932	25.8085	0.8717	70.8999
6	1.sSMPABC078.TXT	0.1012	2.5297	1.4751	8.8137	0.1057	8.4429	0.4870	1645.9554	47.6720	647.9164	52.2548	919.3852	54.7376	0.9579	70.4728
7	1.sSMPABC099.TXT	0.1011	2.6736	1.4970	7.7624	0.1074	7.2875	0.7961	1643.5663	50.4462	657.8793	45.7395	928.3342	48.3445	0.9388	70.8666
8	1.sSMPABC048.TXT	0.1087	2.3026	1.6704	3.4421	0.1114	2.5585	1.5121	1778.0985	42.6087	681.0420	16.5567	996.4178	22.0806	0.7433	68.3490
9	1.sSMPABC097.TXT	0.1140	4.9847	1.8064	7.5287	0.1149	5.6421	0.9650	1864.5269	92.8207	701.1474	37.5935	1046.8350	50.3920	0.7494	66.9778
10	1.sSMPABC053.TXT	0.1105	4.4827	1.8366	5.2756	0.1205	2.7816	0.8606	1808.0343	83.7892	733.5409	19.3147	1057.6637	35.2566	0.5273	69.3548
11	1.sSMPABC090.TXT	0.1103	2.0511	1.8437	4.1864	0.1213	3.6495	1.2441	1803.7184	37.7744	737.8719	25.4952	1060.1976	27.9151	0.8718	69.5976
12	1.sSMPABC088.TXT	0.1157	1.7838	1.8749	5.0110	0.1175	4.6827	0.8198	1891.0378	32.4489	716.2239	31.8213	1071.2702	33.7056	0.9345	66.8574
13	1.sSMPABC040.TXT	0.1140	2.0927	1.9021	4.2198	0.1210	3.6644	1.1978	1864.4251	38.2645	736.2865	25.5472	1080.8508	28.4532	0.8684	68.1210
14	1.sSMPABC036.TXT	0.1121	4.3036	1.9062	5.2627	0.1233	3.0290	0.8263	1834.3648	80.0877	749.4492	21.4666	1082.2724	35.6361	0.5756	69.2477
15	1.sSMPABC028.TXT	0.1148	1.5942	1.9252	5.9380	0.1217	5.7200	0.6632	1875.9880	29.0194	740.2156	40.1248	1088.8748	40.4412	0.9633	67.9799
16	1.sSMPABC038.TXT	0.1139	2.1887	1.9552	4.6704	0.1245	4.1258	1.0896	1862.8530	40.0522	756.3009	29.5101	1099.2432	31.8415	0.8834	68.8020
17	1.sSMPABC019.TXT	0.1116	1.7796	1.9977	7.2488	0.1298	7.0270	0.7204	1826.2766	32.6283	786.6150	52.2473	1113.7149	50.2286	0.9694	70.6298

18	1.sSMPABC015.TXT	0.1139	0.8879	2.0067	3.7203	0.1278	3.6128	0.6942	1862.7596	16.1181	775.1004	26.4391	1116.7627	25.5068	0.9711	69.4060
19	1.sSMPABC056.TXT	0.1173	2.4537	2.0148	3.8024	0.1246	2.9047	0.8331	1915.2490	44.6912	756.9275	20.7782	1119.4740	26.1117	0.7639	67.6146
20	1.sSMPABC047.TXT	0.1202	2.3239	2.0351	10.7986	0.1228	10.5456	1.0108	1958.8653	42.0745	746.7635	74.7924	1126.2991	76.2488	0.9766	66.3024
21	1.sSMPABC076.TXT	0.1166	4.3770	2.1308	5.5261	0.1325	3.3735	1.0838	1905.3058	80.7857	802.0884	25.4929	1157.7803	38.8900	0.6105	69.2781
22	1.sSMPABC055.TXT	0.1144	2.9984	2.1735	5.6701	0.1379	4.8125	0.7896	1869.7249	55.1011	832.5021	37.6949	1171.5354	40.1811	0.8487	71.0608
23	1.sSMPABC052.TXT	0.1175	3.7382	2.1862	6.3849	0.1350	5.1761	0.7151	1918.0640	68.6127	816.2209	39.8061	1175.5923	45.4460	0.8107	69.4306
24	1.sSMPABC027.TXT	0.1212	1.7932	2.1965	7.2354	0.1315	7.0096	0.6532	1973.7461	32.3033	796.1658	52.7145	1178.8541	51.7341	0.9688	67.5373
25	1.sSMPABC080.TXT	0.1179	1.5288	2.2664	3.2835	0.1395	2.9059	0.8106	1924.0796	27.6572	841.6333	22.9688	1200.8113	23.3797	0.8850	70.0887
26	1.sSMPABC071.TXT	0.1182	3.8298	2.3133	6.0762	0.1420	4.7173	0.9588	1928.7981	70.2430	855.8273	37.9183	1215.2739	43.9763	0.7764	70.4226
27	1.sSMPABC033.TXT	0.1203	1.3322	2.5667	7.0799	0.1547	6.9534	0.5429	1960.6881	23.9681	927.4958	60.3496	1290.0337	53.0489	0.9821	71.8970
28	1.sSMPABC050.TXT	0.1291	3.7697	2.5770	11.2180	0.1448	10.5656	0.6665	2085.9242	67.8529	871.5185	86.7086	1292.9524	85.4898	0.9418	67.4053
29	1.sSMPABC049.TXT	0.1258	0.8452	2.6258	4.7095	0.1514	4.6330	0.5844	2039.8509	15.0208	908.8194	39.3926	1306.6876	35.2028	0.9838	69.5514
30	1.sSMPABC032.TXT	0.1217	0.8580	2.6572	2.4271	0.1584	2.2704	0.7213	1980.8237	15.3551	947.8726	20.0443	1315.4496	18.0492	0.9354	72.0569
31	1.sSMPABC094.TXT	0.1258	2.2639	2.7163	5.8436	0.1566	5.3872	0.8655	2039.8985	40.5866	937.9419	47.1972	1331.6947	44.2814	0.9219	70.4322
32	1.sSMPABC030.TXT	0.1267	0.9559	2.8296	3.4064	0.1620	3.2695	0.4565	2052.6027	16.9755	967.7701	29.4480	1362.1623	25.8595	0.9598	71.0466
33	1.sSMPABC010.TXT	0.1336	6.0648	3.1017	9.2400	0.1684	6.9710	1.2124	2145.3057	109.9986	1003.4576	65.1066	1431.8071	73.4810	0.7544	70.0833
34	1.sSMPABC068.TXT	0.1270	2.5606	3.1183	4.6865	0.1780	3.9251	0.5095	2057.1475	45.8982	1056.3035	38.3559	1435.8965	36.6523	0.8375	73.5640
35	1.sSMPABC016.TXT	0.1272	2.4691	3.1637	6.5391	0.1804	6.0550	0.7320	2059.7680	44.2196	1069.0158	59.9242	1447.0238	51.6994	0.9260	73.8769
36	1.sSMPABC035.TXT	0.1282	3.0536	3.2899	3.7604	0.1862	2.1946	0.6345	2072.9004	54.8009	1100.6286	22.2430	1477.3133	29.6851	0.5836	74.5020
37	1.sSMPABC074.TXT	0.1231	11.4141	3.3186	13.8252	0.1955	7.8009	1.6163	2001.5061	218.0472	1151.3107	82.7783	1484.0898	113.9407	0.5643	77.5769
38	1.sSMPABC095.TXT	0.1344	1.2425	3.7242	3.7388	0.2010	3.5263	0.4206	2156.3301	21.8458	1180.4799	38.1512	1575.1454	30.3495	0.9432	74.9442
39	1.sSMPABC058.TXT	0.1343	1.0853	3.7288	3.6612	0.2014	3.4966	0.5192	2154.3825	19.0688	1183.0081	37.9030	1576.1257	29.7180	0.9551	75.0580
40	1.sSMPABC018.TXT	0.1323	1.8914	3.7599	3.1072	0.2061	2.4652	0.4905	2128.9522	33.4898	1207.9645	27.2124	1582.7900	25.2097	0.7934	76.3187
41	1.sSMPABC093.TXT	0.1361	3.7950	3.8619	5.0055	0.2058	3.2639	0.5245	2177.7395	67.6136	1206.6676	36.0186	1604.3001	41.1586	0.6521	75.2146
42	1.sSMPABC013.TXT	0.1369	3.8894	4.2084	6.9068	0.2230	5.7076	0.5588	2188.0533	69.2557	1297.6466	67.4379	1674.1213	58.2553	0.8264	77.5121
43	1.sSMPABC054.TXT	0.1374	1.0165	4.9577	2.2893	0.2617	2.0512	0.4209	2194.6623	17.7729	1498.5168	27.4855	1810.4830	19.5122	0.8960	82.7689
44	1.sSMPABC009.TXT	0.1408	0.9466	5.9390	2.2273	0.3059	2.0162	0.3946	2236.9854	16.4671	1720.6764	30.5200	1965.1605	19.5257	0.9052	87.5591

45	1.sSMPABC012.TXT	0.1456	3.2844	5.9944	6.1489	0.2986	5.1983	1.1067	2294.7899	57.5893	1684.4286	77.5199	1973.2348	54.9197	0.8454	85.3638
46	1.sSMPABC073.TXT	0.1425	0.8180	6.2764	1.5692	0.3195	1.3391	0.5238	2257.2747	14.1878	1787.4842	20.9384	2013.3202	13.8246	0.8534	88.7829
47	1.sSMPABC014.TXT	0.1453	1.6815	7.8141	2.7677	0.3901	2.1984	0.3413	2291.0926	29.2110	2123.2719	39.8922	2207.8103	25.2022	0.7943	96.1709

GBP139

	Sample	²⁰⁷ Pb ^a	±2s (%)	²⁰⁶ Pb ^a	±2s (%)	²⁰⁷ Pb ^a	±2s (%)	Th	²⁰⁷ Pb	±2s	²⁰⁶ Pb	±2s	²⁰⁷ Pb	±2s	Rho ^c	Conc. ^d
		²⁰⁶ Pb		²³⁸ U		²³⁵ U		U	²⁰⁶ Pb	(Ma)	²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)		
4	1.sSMPABC029.TXT	0.1992	1.4488	0.1364	1.8966	3.7451	5.0459	1.1612	2819.3714	23.8582	824.1591	14.6899	1579.6271	41.2275	0.3759	52.1743
2	1.sSMPABC009.TXT	0.1407	0.9003	0.3759	1.7431	7.2908	3.9387	0.5804	2235.4778	15.6601	2057.0951	30.7725	2145.7218	35.7600	0.4426	95.8696
3	1.sSMPABC031.TXT	0.1393	1.0414	0.4002	2.0674	7.6876	5.3154	0.4478	2218.9409	18.1632	2169.7853	38.2013	2193.1530	48.8743	0.3889	98.9345
4	1.sSMPABC010.TXT	0.1389	1.0277	0.4089	1.9979	7.8332	5.0194	0.3983	2213.9745	17.9326	2209.9365	37.4888	2210.0128	46.1907	0.3980	99.9965
5	1.sSMPABC016.TXT	0.1383	0.9635	0.4085	1.7752	7.7921	4.1149	0.3872	2206.4972	16.8186	2208.1501	33.2767	2205.2777	37.6871	0.4314	100.1303
6	1.sSMPABC013.TXT	0.1082	1.1833	0.1455	1.8611	2.1702	4.6470	0.5573	1769.3227	21.7680	875.5210	15.2544	1170.4764	32.7962	0.4005	85.2406
7	1.sSMPABC014.TXT	0.1327	0.8826	0.1432	1.8560	2.6190	4.3274	0.5385	2133.4178	15.5235	862.6620	15.0037	1304.7868	32.2774	0.4289	66.1152
8	1.sSMPABC008.TXT	0.1381	1.1751	0.4072	1.8970	7.7523	4.7738	0.5609	2203.3727	20.5457	2201.9519	35.4824	2200.6768	43.8283	0.3974	100.0579
9	1.sSMPABC017.TXT	0.1375	0.9638	0.4056	1.6404	7.6875	3.6547	0.4191	2195.3550	16.8456	2194.9238	30.5884	2193.1426	33.3502	0.4488	100.0812
10	1.sSMPABC012.TXT	0.1374	0.8563	0.3979	1.7344	7.5364	3.8645	0.4654	2194.1900	14.9591	2159.4821	31.9053	2175.3416	35.2157	0.4488	99.2709
11	1.sSMPABC018.TXT	0.1393	1.2394	0.2702	2.1182	5.1920	5.7262	0.6138	2219.0635	21.6411	1542.0007	29.1157	1849.6081	49.9164	0.3699	83.3691
12	1.sSMPABC037.TXT	0.1373	0.7159	0.3917	1.2895	7.4151	2.3787	0.3801	2193.5858	12.4968	2130.4969	23.4368	2160.8165	21.4896	0.5421	98.5968
13	1.sSMPABC027.TXT	0.1359	0.6786	0.4013	1.4037	7.5172	2.6490	0.4006	2175.0244	11.8668	2175.0591	25.9661	2173.0554	23.9990	0.5299	100.0922
14	1.sSMPABC019.TXT	0.1357	0.9781	0.4013	1.8714	7.5074	4.4801	0.3695	2172.5828	17.1386	2175.2422	34.6433	2171.8892	40.9206	0.4177	100.1544
15	1.sSMPABC020.TXT	0.1449	1.0812	0.1558	1.9228	3.1125	4.7782	1.2981	2286.2108	18.7241	933.5326	16.7322	1434.4741	37.3656	0.4024	65.0784
16	1.sSMPABC035.TXT	0.1377	0.7526	0.3255	1.5306	6.1811	3.0953	0.6331	2199.0571	13.1322	1816.3036	24.2723	1999.9563	27.3940	0.4945	90.8172
17	1.sSMPABC033.TXT	0.1355	0.7186	0.3663	1.3737	6.8445	2.6055	0.4453	2170.9027	12.5746	2011.7852	23.7825	2089.5917	23.3288	0.5272	96.2765
18	1.sSMPABC015.TXT	0.1351	0.8126	0.3981	1.5511	7.4177	3.2185	0.4729	2165.8082	14.2357	2160.2750	28.5344	2161.1385	29.1872	0.4819	99.9600
19	1.sSMPABC028.TXT	0.1339	0.7272	0.3897	1.4363	7.1957	2.7900	0.4512	2149.8381	12.7555	2121.5814	26.0172	2134.0182	25.1596	0.5148	99.4172
20	1.sSMPABC011.TXT	0.1331	1.0619	0.3846	1.9725	7.0612	4.9528	0.4792	2139.8973	18.6854	2097.8796	35.4195	2117.2377	44.9942	0.3983	99.0857

21	1.sSMPABC032.TXT	0.1219	0.8345	0.2051	1.6672	3.4479	3.6140	0.8399	1984.1867	14.9263	1202.8915	18.3204	1514.0059	28.8251	0.4613	79.4509
22	1.sSMPABC007.TXT	0.1400	0.8797	0.1740	3.0642	3.3586	10.2688	4.1275	2227.0649	15.3140	1034.1336	29.3431	1493.4212	83.6254	0.2984	69.2459
23	1.sSMPABC034.TXT	0.1356	0.9660	0.1745	2.3364	3.2639	6.4249	0.8618	2172.0579	16.9264	1037.0879	22.4212	1471.1528	51.1607	0.3637	70.4949
24	1.sSMPABC036.TXT	0.1306	2.6440	0.2479	2.3440	4.4637	8.1384	0.6686	2105.9236	47.1534	1427.6512	30.0878	1722.6746	69.7967	0.2880	82.8741
25	1.sSMPABC030.TXT	0.1326	0.6951	0.3429	1.9453	6.2686	4.4791	0.5485	2132.4000	12.2139	1900.7024	32.1010	2012.2333	39.9643	0.4343	94.4574
26	1.sSMPABC008.TXT	0.1354	1.2657	0.2759	2.3236	5.1481	2.6460	0.6254	2168.5339	22.2270	1570.4716	32.4687	1842.3991	22.7292	0.8782	85.2406
27	1.sSMPABC013.TXT	0.1395	1.4878	0.4044	1.4482	7.7783	2.0763	0.4065	2220.8641	26.0130	2189.4207	26.9407	2203.6874	18.8375	0.6975	99.3526
28	1.sSMPABC048.TXT	0.1393	1.1371	0.3986	1.3907	7.6543	1.7964	0.3962	2217.9873	19.8450	2162.7963	25.6032	2189.2501	16.2473	0.7742	98.7916
29	1.sSMPABC010.TXT	0.1391	1.0433	0.3550	1.4886	6.8097	1.8177	0.4618	2216.2066	18.2007	1958.5502	25.1908	2085.0852	16.2078	0.8189	93.9314
30	1.sSMPABC074.TXT	0.1390	1.1996	0.3602	2.0525	6.9038	2.3773	0.5423	2215.1310	20.9511	1982.9005	35.1300	2097.2325	21.2876	0.8633	94.5484
31	1.sSMPABC059.TXT	0.1399	1.1783	0.3731	2.3963	7.1990	2.6703	0.5679	2226.3979	20.5509	2044.0629	42.1124	2134.4319	24.0684	0.8974	95.7661
32	1.sSMPABC011.TXT	0.1366	1.2438	0.3396	1.6559	6.3939	2.0710	0.5133	2184.1233	21.8019	1884.5652	27.1166	2029.5836	18.3329	0.7996	92.8548
33	1.sSMPABC057.TXT	0.1387	1.7427	0.3982	1.8695	7.6136	2.5558	0.3673	2210.8679	30.5494	2160.5444	34.4115	2184.4679	23.1801	0.7315	98.9048
34	1.sSMPABC058.TXT	0.1383	0.9990	0.3591	2.4589	6.8482	2.6541	0.4192	2206.0532	17.4436	1978.0251	42.0208	2090.0659	23.7705	0.9265	94.6394
35	1.sSMPABC072.TXT	0.1386	1.0489	0.3697	1.3634	7.0649	1.7201	0.5088	2209.5540	18.3126	2028.1922	23.7681	2117.6990	15.4028	0.7926	95.7734
36	1.sSMPABC040.TXT	0.1385	1.5244	0.3543	2.0348	6.7650	2.5425	0.6033	2208.0830	26.6956	1955.3288	34.4106	2079.2566	22.7231	0.8003	94.0398
37	1.sSMPABC012.TXT	0.1343	1.1699	0.3017	3.3332	5.5885	3.5326	0.4718	2155.4227	20.5627	1699.8114	49.9978	1912.5786	30.8620	0.9436	88.8754
38	1.sSMPABC019.TXT	0.1384	1.4406	0.3164	2.0774	6.0374	2.5281	0.5206	2207.1753	25.2187	1772.1378	32.2687	1979.4480	22.2440	0.8217	89.5269
39	1.sSMPABC052.TXT	0.1380	1.7609	0.3470	3.2680	6.6035	3.7122	0.4739	2202.5701	30.9002	1920.1929	54.4979	2057.9282	33.2446	0.8803	93.3071
40	1.sSMPABC039.TXT	0.1378	1.1599	0.3592	1.3931	6.8222	1.8128	0.4932	2199.1469	20.2884	1978.3301	23.7769	2086.7044	16.1673	0.7685	94.8064
41	1.sSMPABC014.TXT	0.1365	1.2253	0.2942	3.9963	5.5370	4.1799	0.6017	2183.4412	21.4768	1662.3320	58.8254	1904.6237	36.5682	0.9561	87.2788
42	1.sSMPABC015.TXT	0.1360	1.7012	0.2755	5.5716	5.1679	5.8255	0.5395	2177.1850	29.9259	1568.9114	78.0594	1845.6673	50.7652	0.9564	85.0051
43	1.sSMPABC051.TXT	0.1388	1.5051	0.3302	2.7130	6.3166	3.1025	0.5964	2211.7912	26.3445	1839.1374	43.5559	2018.9189	27.5426	0.8744	91.0952
44	1.sSMPABC071.TXT	0.1353	1.2945	0.3170	4.7603	5.9136	4.9331	0.5032	2167.7788	22.7390	1775.1275	74.2912	1961.4389	43.7354	0.9650	90.5013
45	1.sSMPABC016.TXT	0.1357	2.3130	0.2652	3.3491	4.9610	4.0702	0.6390	2172.7381	40.8588	1516.3632	45.4136	1811.0542	34.9593	0.8228	83.7282
46	1.sSMPABC017.TXT	0.1348	1.5087	0.2988	5.0212	5.5535	5.2430	0.5757	2161.5298	26.5534	1685.2559	74.8967	1907.1791	46.1035	0.9577	88.3638
47	1.sSMPABC018.TXT	0.1357	1.4009	0.2692	2.6558	5.0371	3.0026	0.5310	2173.0095	24.6100	1536.8171	36.4166	1823.9063	25.7385	0.8845	84.2596

48	1.sSMPABC029.TXT	0.1374	1.4669	0.3439	1.8397	6.5168	2.3529	0.4936	2194.9431	25.7161	1905.5995	30.4226	2046.3020	20.9078	0.7819	93.1241
49	1.sSMPABC055.TXT	0.1372	1.5397	0.3084	2.6475	5.8317	3.0627	0.6415	2191.6051	27.0140	1732.7023	40.3516	1949.3533	26.8743	0.8645	88.8860
50	1.sSMPABC020.TXT	0.1344	1.5145	0.3080	2.4248	5.7079	2.8589	0.5696	2156.4763	26.6718	1730.7428	36.9107	1930.8004	24.9837	0.8482	89.6386
51	1.sSMPABC028.TXT	0.1382	2.1284	0.3486	3.7960	6.6411	4.3520	0.5101	2204.3881	37.4255	1927.9157	63.5665	2062.9429	39.1158	0.8722	93.4546
52	1.sSMPABC068.TXT	0.1333	1.3131	0.2888	3.3849	5.3078	3.6307	0.4700	2142.0801	23.1345	1635.3123	49.0766	1868.4044	31.4757	0.9323	87.5245
53	1.sSMPABC060.TXT	0.1360	1.2540	0.3410	4.6118	6.3957	4.7793	0.5402	2177.4282	21.9989	1891.3214	76.0405	2029.8305	42.8192	0.9650	93.1763
54	1.sSMPABC047.TXT	0.1332	1.4459	0.2840	3.6684	5.2151	3.9431	0.5268	2140.0557	25.5010	1611.6873	52.5249	1853.3850	34.1325	0.9303	86.9591
55	1.sSMPABC030.TXT	0.1403	1.2609	0.3740	1.7119	7.2352	2.1261	0.4100	2231.1244	21.9903	2048.0630	30.1069	2138.8971	19.1286	0.8052	95.7532
56	1.sSMPABC031.TXT	0.1337	4.8297	0.2260	6.9886	4.1664	8.4951	0.7182	2147.4372	86.8978	1313.3380	83.5778	1665.9122	71.9935	0.8227	78.8360
57	1.sSMPABC032.TXT	0.1403	1.1367	0.3892	2.2875	7.5299	2.5544	0.4680	2231.2534	19.8090	2118.9954	41.4446	2174.5618	23.1369	0.8955	97.4447
58	1.sSMPABC034.TXT	0.1389	1.4734	0.3207	3.0574	6.1441	3.3939	0.5595	2213.9688	25.7775	1793.3247	48.0421	1994.7142	30.0511	0.9009	89.9038
59	1.sSMPABC050.TXT	0.1305	1.4370	0.2446	5.3657	4.4003	5.5548	0.6202	2104.0564	25.4450	1410.7754	68.3490	1710.8288	46.9881	0.9660	82.4615
60	1.sSMPABC036.TXT	0.1200	2.1187	0.1255	2.2882	2.0757	3.1185	0.8586	1955.6889	38.3246	762.0927	16.4679	1139.7787	21.5777	0.7338	66.8632
61	1.sSMPABC037.TXT	0.1350	1.8705	0.3148	4.2003	5.8586	4.5980	0.5483	2163.6791	32.9873	1764.3073	65.1584	1953.3370	40.6471	0.9135	90.3227

Lu-Hf analysis

Initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and ϵHf calculated using the apparent Pb-Pb age determined by LA-ICP-MS dating, and the CHUR parameters: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$, and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarede, 1997);

**Two stage "maximum" model age in billion years using the measured $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of each spot (first stage = age of zircon), a value of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ for the average continental crust (second stage), and an average MORB (DM) $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.038512 and 0.283225, respectively (Vervoort and Blichert-Toft, 1999);

Unit	Sample	U-Pb Age	#Spot	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^a$	$\pm 2s$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s^c$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}^d$	$\epsilon\text{Hf}(t)^d$	$\pm 2s^c$	TDMc** (Ga)
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	8	0.002345856	22.47881	0.28164429	30.04	0.281546686	5.674686134	1.502653141	2.402198959
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	10	0.00312477	20.15908	0.281711554	40.92	0.281581542	6.913422645	2.047369968	2.333543695
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	12	0.003702522	29.26731	0.281743097	49.87	0.281589047	7.180120873	2.495074728	2.318750793
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	16	0.002132066	26.92476	0.281676616	28.71	0.281587908	7.139636382	1.436689955	2.320996602
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	17	0.004064483	38.04185	0.281820228	44.34	0.281651118	9.3860178	2.218919229	2.196239814
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	19	0.002505576	26.87234	0.28170324	34.65	0.281598991	7.533522554	1.733768243	2.299142431

CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	27	0.002797205	22.20556	0.281740608	25.1	0.281624225	8.430291052	1.256238553	2.249353319
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2183+10 (concordia)	31	0.002354794	16.25216	0.281703199	39.84	0.281605224	7.755025271	1.993529026	2.286848774
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2235+15 (207Pb/206Pb)	9	0.003114275	44.64703	0.281683686	37.08	0.281550957	7.03656517	1.855221479	2.367371624
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2139+18 (207Pb/206Pb)	11	0.002607538	44.54124	0.281671211	35.52	0.281564926	5.31196427	1.777035037	2.388265469
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2165+14 (207Pb/206Pb)	15	0.002479149	22.05746	0.281658599	24.12	0.281556299	5.606993641	1.2064725	2.392179187
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2149+13 (207Pb/206Pb)	28	0.002316449	16.2147	0.281676323	25.39	0.281581455	6.130098044	1.270327351	2.350720367
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2132+12 (207Pb/206Pb)	30	0.003631458	25.20107	0.281819378	46	0.281671886	8.938607287	2.302114739	2.18124615
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2170+12 (207Pb/206Pb)	33	0.002633956	18.22938	0.281692848	44.89	0.281583899	6.706074251	2.245999002	2.335251867
CC-VOLCANIC-RG	GBP139	2193+12 (207Pb/206Pb)	37	0.003757651	25.63395	0.281865068	39.14	0.281707981	11.64305348	1.959192092	2.078530713

Sm-Nd Analysis

SAMPL E	Sm	Nd	Nd/Sm	143Nd/	abs	147Sm/	Age	f	143Nd/	143Nd/	143Nd/	ϵ	ϵ	T(DM)*	T(DM)**	T(CHUR)	Av Crust	143Nd/
	ppm	ppm		144Nd	st error	144Nd	(Ma)	(Sm/Nd)	144Nd(t)	144Nd(i)	144Nd(t,CHUR)	(t)	(4560 Ma)	Ga	Ga	Ga	Ga	144Nd(t)
GBP001	3.4208	22.2061	6.4916	0.5112	0.0000	0.0931		-0.5265	0.5112	0.5112	0.5126	-27.1908	34.3644	2.2150	2.2735	2.0452	2.4779	1.5101
GBP112	2.3178	16.6298	7.1747	0.5118	0.0000	0.0843	2122.0000	-0.5716	0.5105	0.5105	0.5097	15.2138	49.6851	1.5249	1.5270	1.2008	1.8038	2.5101
GBP139	5.0560	15.5912	3.0837	0.5117	0.0000	0.1961	2220.0000	-0.0033	0.5089	0.5089	0.5098	-17.7239	-17.6042	7.6780	11.7406	151.0112	1.8375	3.5101
GBP155	4.8779	27.1681	5.5696	0.5115	0.0000	0.1086	2314.0000	-0.4481	0.5098	0.5098	0.5096	3.0502	29.2202	2.2399	2.3136	2.0480	2.2047	4.5101

SAMPL E	Rb	Sr	Sr/Rb	87Sr/	abs	ϵ	87Sr/	87Sr/	
	ppm	ppm		86Sr(m)	st error	0 Ma	86Sr(i)	86Sr(i,UR)	eSr(i)
GBP001	139.6000	272.0000	1.9484	0.7360	0.0000	-27.1908	0.7360	0.7047	444.3685
GBP112	24.1000	779.0000	21.2842	0.7062	0.0000	-17.2848	0.7035	0.7020	-2.0177
GBP139	144.8000	13.0000	0.0898	1.5109	0.0000	-17.7788	0.3973	0.7020	-4340.6631
GBP155	63.2000	625.0000	9.8892	0.7115	0.0000	-23.1712	0.7017	0.7019	-1.9758

APÊNDICE B – Sumário dados petrográficos, Complexo Correntina e Suite Rio Corrente

Tabela 8 – Descrição mineralógica obtida na análise petrográfica com microscopia ótica em luz transmitida (em %).

#	Unit	Sample	Nome da Rocha	Qtz	Pl	Mc	Or	Kfs	Bt	Chl	Ms	Ser	Hbl	Act	Tr	Ttn	Cb	Op	Zrn	Ep	Ap	Aln	Gt	Ilmenite	Turmaline	No ID	Total
1	C Correntina	GBP112	Hornblenda Granodiorito	10	20				25				35			3		7	0								100
2	C Correntina	GBP040	Actinolita-Anfibolito	10	18				5					60	6			1	0		0						100
3	C Correntina	GBP060 V	Actinolita-Granodiorito	22	28				10					35		0		1	1		1		2				100
4	C Correntina	GBP039	Actinolita Xisto	25	40				15		3			10		3		2		0			2				100
5	C Correntina	GBP060	Actinolita Xisto	20	25				15					35				1	0				4				100
6	C Correntina	GBP155	Hornblenda-Xisto	15	25				20	16			12						1	1	1					10	100
7	C Correntina	GBP107	Hornblenda Granodiorito	10	35	10			15				10			5		7	1	1	1					5	100
8	C Correntina	GBP147	Biotita-Clorita-Granodiorito	35	40				3	15						5		1	1		1						100
9	C Correntina	GBP057	Metaquartzo-Dacito	25	35				25	5		2				3	3	1	1		0						100
10	C Correntina	GBP053	Metadacito	25	40				25							3		2	0		0	0	5				100
11	C Correntina	GBP035	Metadacito	25	18			10	35			5						1					6				100
12	C Correntina	GBP033	Metadacito	35	15			10	5		25							3					7				100
13	C Correntina	GBP052	Metariolito	50	12		0	30	2		5							1									100
14	C Correntina	GBP139	Metariolito	50			15	25	2									7	1								100
15	C Correntina	GBP154 b	Metariolito	30	15	5	35		4	5						2		3	0	1							100
16	C Correntina	GBP092	Metariodacito	27	16			22				16						8	1					1	10		100
17	C Correntina	GBP077	Metariodacito	15	10			5				20						5					5			40	100
18	C Correntina	GBP086	Metariodacito	24	14			20	6	9	10							5								12	100
19	C Correntina	GBP116	Metariolito	40	7			22	15		7		1			7			1								100
20	C Correntina	GBP174	Ignimbrito	15							25								20				10			30	100
21	C Correntina	GBP006	Muscovita-Xisto Ferruginoso	9							35												55	1			100

22	C Correntina	GBP007	Muscovita-Quartzo Xisto	60							30										10				100
23	C Correntina	GBP066	Muscovita-Quartzito	80	5						10										5				100
24	S Rio Corrente	GBP001	Titanita-Biotita-Metagrano	25	38	4	11		5	10	0	5			0		2	0							100
25	S Rio Corrente	GBP006i	Titanita-Biotita-Metagrano	35	30			7	7	10	8				3			0							100
26	S Rio Corrente	GBP171	Biotita Metagrano	15	25	30	25		5									0	0						100
27	S Rio Corrente	GBP043	Metamonzograno	15	25	10	20		20	3		0			3	2	2	0		0					100
28	S Rio Corrente	GBP063	Metasienograno	20	15	10	35		7		3	1				3	3	1			1	1			100
29	S Rio Corrente	GBP058	Metamonzograno	18	23	12	16		4	7		2			5	2	11		0		0				100
30	S Rio Corrente	GBP038	Metamonzograno	18	23	8	15		6	13	5	1			5	3	3	0	0	0	0				100
31	S Rio Corrente	GBP154	Metaquartzo monzonitos	10	30		25		6	2			12		4		8	0	0	0		2			100