



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:

PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVIDÊNCIAS DE ACREÇÃO CRUSTAL RIACIANA EM SEQUÊNCIAS
METAVULCANOSSEDIMENTARES DO SETOR NOROESTE DO
ORÓGENO DO OESTE DA BAHIA, BRASIL: CONTRIBUIÇÕES AO
ESTUDO DO SUPERCONTINENTE COLUMBIA**

MICHEL MACEDO MEIRA

SALVADOR

2023

**EVIDÊNCIAS DE ACREÇÃO CRUSTAL RIACIANA EM SEQUÊNCIAS
METAVULCANOSSEDIMENTARES DO SETOR NOROESTE DO
ORÓGENO DO OESTE DA BAHIA, BRASIL: CONTRIBUIÇÕES AO
ESTUDO DO SUPERCONTINENTE COLUMBIA**

Michel Macedo Meira

Orientadora: Profa. Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geologia do Instituto
de Geociências da Universidade
Federal da Bahia como requisito
parcial à obtenção do Título de
Mestre em Geologia, Área de
Concentração: Petrologia,
Metalogênese e Exploração Mineral.

SALVADOR

2023

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Universitária de
Ciências e Tecnologias Prof. Omar Catunda, SIBI – UFBA.

M514 Meira, Michel Macedo

Evidências de acreção crustal riaciana em sequências metavulcanossedimentares do setor noroeste do Orógeno do Oeste da Bahia, Brasil: Contribuições ao estudo do Supercontinente Columbia/ Michel Macedo Meira. – Salvador, 2023.

159 f.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Simone Cerqueira Pereira Cruz

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia.
Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2023.

1. Geologia. 2. Litogeoquímica. 3. Geocronologia. I. Cruz, Simone Cerqueira Pereira. II. Universidade Federal da Bahia. III. Título.

CDU 551

MICHEL MACEDO MEIRA

**EVIDÊNCIAS DE ACREÇÃO CRUSTAL RIACIANA EM SEQUÊNCIAS
METAVULCANOSSEDIMENTARES NO SETOR NOROESTE DO
ORÓGENO DO OESTE DA BAHIA, BRASIL: CONTRIBUIÇÕES AO
ESTUDO DO SUPERCONTINENTE COLUMBIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral em 12/09/2023.

DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:

Simone Cerqueira Pereira Cruz

Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz

Orientadora – PPPGG/UFBA

[Assinatura]

Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Examinadora Externa – UERJ

Fabrcio de A. Caxito

Dr. Fabrício de Andrade Caxito

Examinador Externo – UFMG

Salvador – BA

2023

*A todos que dividiram comigo essa
longa caminhada. Viva!*

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, sem os quais nada disso seria possível, pelo empenho e compromisso com minha educação desde sempre. Obrigado por apoiarem e incentivarem meu crescimento pessoal e profissional, vocês são o alicerce de tudo que vem sendo construído! À minha melhor amiga e namorada, Letícia, companheira de todos os bons e maus momentos há tantos anos, que me mostra que com esforço tudo é possível. Muito obrigado, meu amor! Você foi fundamental em todo o processo!

À minha querida orientadora, Simone Cruz, por tanto tempo dispensado no meu aprendizado, por toda a paciência com as dúvidas (que não foram poucas!), e por todos os conselhos dados ao longo do caminho. Que a geologia faça com que nossos caminhos se cruzem novamente. Muito obrigado!

A todos os colegas de Serviço Geológico do Brasil que de alguma forma contribuíram com o desenvolvimento do trabalho, em especial ao colega Valter pelo incentivo e empurrão para ingresso no desafio do mestrado quando eu ainda nem pensava no assunto, aos colegas Linaldo e Gersonita que me acompanharam durante os trabalhos de campo no calor de Bom Jesus da Lapa, à colega Cristina Burgos e a todos do Laboratório de Análises Mineraias de Salvador pela preparação de amostras para geocronologia e confecção de lâminas petrográficas, à colega Carina pelas incontáveis horas de discussão sobre os modelos, e a todos os demais colegas de SGB-CPRM que me deram incontáveis sugestões. Meu muito obrigado!

Ao Programa de Pós-graduação da UFBA. À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) por disponibilizar os furos de sonda da empresa na área. À Cristiano Lana (UFOP) por realizar as análises isotópicas. À Joseneusa (SGB-CPRM) pelo tratamento e análises geocronológicas. À Elson Paiva (Unicamp) pelo apoio na interpretação dos dados Lu-Hf. Obrigado!

Por fim, ao meu colega e maior exemplo na geologia desde os tempos de UFAM, Márcio Albuquerque. Meu muito obrigado por todas as discussões, conselhos, correções, sugestões, pitacos, cervejas e tudo mais. Um dia eu chego lá!

O presente trabalho foi realizado com o apoio da CAPES - Código de financiamento 001.

RESUMO

A área de estudo situa-se na região noroeste do Cráton São Francisco (CSF), no setor ocidental do Orógeno Minas-Bahia. Duas sequências metavulcanossedimentares foram identificadas a partir da descrição de furos de sondagem e de mapeamento geológico sistemático. A mais velha foi denominada de Formação Boqueirão de Baixo (FBB) e a mais nova a Formação Chapada Grande (FCG), aqui definidas, as quais representam diferentes estágios de um sistema orogênico riaciano. Estas sequências ocorrem em contato tectônico, por zonas de cisalhamento. Na FBB foram identificados anfibolitos de granulação principalmente fina, nos quais predomina microestrutura nematoblásticas, associados a xistos de protólito sedimentar. Os anfibolitos são toleíticos de alto ferro e baixo potássio com padrões de ETR planos, anomalias negativas de Nb e Ta e positiva de Pb. Possuem idade de cristalização em 2218 ± 18 Ma e de metamorfismo em 2020 ± 7 Ma, com idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 2,38 e 2,28 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ entre +3,78 e +5,6. Essas rochas foram interpretadas como provenientes de um arco continental instalado em crosta fina na margem leste da paleoplaca Bom Jesus da Lapa. A FCG foi subdividida em quatro unidades litoestratigráficas onde ocorrem rochas metavulcânicas básicas e intermediárias a ácidas que estão intercaladas genericamente com rochas metassedimentares siliciclásticas e químicas. As rochas básicas compreendem xistos máficos e anfibolitos, ambos de granulação principalmente fina, em que a microestrutura metamórfica nematoblástica é predominante. São rochas transicionais a calcioalcalinas, de baixo a médio potássio, com enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. Também apresentam anomalias negativas pronunciadas de Nb e Ta e positiva de Pb. As rochas intermediárias a ácidas foram identificadas em duas unidades distintas da FCG, com texturas ígneas preservadas, como porfirítica e poiquilítica, além de bordas de corrosão em feldspatos. Na primeira, é representada por um metadacito com idade de cristalização em 2096 ± 20 Ma, idade modelo $T_{DM(t)}$ de 3,57 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ igual a -18,5. Na segunda, o vulcanismo intermediário a ácido compreende metalatitos e metatraquitos subalcalinos a alcalinos, calcioalcalinos, de alto potássio, metaluminosos a peraluminosos, magnesianos e de afinidade shoshonítica. Apresentam um forte enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. A idade de cristalização é 2066 ± 6 Ma, com idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 3,51 e 3,13 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -16,44 e -8,84. Os litotipos alcalinos possuem características similares a sanukitoides. As rochas vulcânicas básicas a ácidas da FCG são interpretadas como formadas em um arco continental desenvolvido na margem leste da paleoplaca Bom Jesus da Lapa. Por sua vez, a associação de rochas metassedimentares sugere, de SE para NW, deposição em bacias forearc, intra-arco e de margem passiva, com flutuações do nível do mar e presença de grafititos. Após a colisão continental são geradas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais NNW-SSE que geram uma bacia *pull-apart* que acomoda o plutonismo da Suíte Guanambi e as rochas metassedimentares que sustentam as serras na porção oeste da área. A existência de processos de acreção crustal durante o Riaciono-Orosiriano na região vem sendo objeto de estudo de diversos trabalhos, os quais, com o auxílio de dados aerogeofísicos, geocronológicos e isotópicos, permitem inferir que a área apresenta uma diversidade de terrenos maior do que aparentam os mapas geológicos de superfície. Assim, o aprofundamento do conhecimento da geologia da área pode contribuir no entendimento dos processos de formação e estabilização do CSF e de seu papel na construção do supercontinente Columbia.

Palavras-chave: Arco Magmático, Sequência Metavulcanossedimentar, Litogeoquímica,

Geocronologia

ABSTRACT

The study area is located in the northwest region of the São Francisco Craton (CSF), in the western sector of the Minas-Bahia Orogen. Two metavolcanosedimentary sequences were identified from the description of boreholes and systematic geological mapping. The oldest one is the Boqueirão de Baixo Formation (BBF) and the youngest one is the Chapada Grande Formation (CGF), defined here, which represents different stages of a Riacian orogenic system. These sequences occur in tectonic contact, through shear zones. In BBF, mainly fine-grained amphibolites were identified, in which nematoblastic microstructure predominates, associated with schists with sedimentary protolith. The amphibolites are high-iron, low-potassium tholeiitic rocks with flat REE patterns, negative Nb and Ta anomalies, and positive Pb anomalies. They have a crystallization age of 2218 ± 18 Ma and a metamorphism age of 2020 ± 7 Ma, with a $T_{DM(t)}$ model age between 2.38 and 2.28 Ga and $\epsilon_{Hf(t)}$ between +3.78 and +5.6. These rocks are interpreted as coming from a Continental Arc installed in thin crust on the eastern margin of the Bom Jesus da Lapa paleoplate. The CGF was subdivided into four lithostratigraphic units where basic and intermediate to acid metavolcanic rocks are generically intercalated with siliciclastic and chemical metasedimentary rocks. The basic rocks comprise mafic shales and amphibolites, both mainly fine-grained, in which the nematoblastic metamorphic microstructure is predominant. They are transitional to calc-alkaline rocks, of low to medium potassium, with ETRL enrichment in relation to ETRP. They also show pronounced negative Nb and Ta anomalies and positive Pb anomalies. Intermediate to acid rocks were identified in two different units of the CGF, with preserved igneous textures, such as porphyritic and poikilitic, in addition to erosion edges in feldspars grains. In the first, it is represented by a metadacite with a crystallization age of 2096 ± 20 Ma, $T_{DM(t)}$ model age of 3.57 Ga, and $\epsilon_{Hf(t)}$ equal to -18.5. In the second, intermediate to acid volcanism comprises metalatites and metatrachytes subalkaline to alkaline, calc-alkaline, high-potassium, metaluminous to peraluminous, magnesian, and with shoshonitic affinity. They show strong enrichment of ETRL in relation to ETRP and negative anomalies of Nb, Ta, and Ti. The crystallization age is 2066 ± 6 Ma, with $T_{DM(t)}$ model age between 3.51 and 3.13 Ga and $\epsilon_{Hf(t)}$ between -16.44 and -8.84. Alkaline lithotypes have similar characteristics to sanukitoids. The basic to acid volcanic rocks of the CGF are interpreted as formed in a continental arc developed on the eastern margin of the Bom Jesus da Lapa Paleoplate. In turn, the association of metasedimentary rocks suggests, from SE to NW, deposition in forearc, intra-arc, and passive margin basins, with sea level fluctuations and the presence of graphite shales. After the continental collision, sinistral transcurrent NNW-SSE shear zones are generated. They form a pull-apart basin that accommodates the plutonism of the Guanambi Suite and the metasedimentary rocks that support the mountain ranges in the western portion of the area. The existence of crustal accretion processes during the Riacian-Orosirian in the region has been the subject of study in several works, which, with the aid of aerogeophysical, geochronological, and isotopic data, allowing inferring that the area presents a greater diversity of terrains than surface geological maps may indicate. Thus, improving the knowledge of the geology of the area can contribute to the understanding of the processes of formation and stabilization of the CSF and its role in the construction of the supercontinent Columbia.

Keywords: Magmatic Arc, Metavolcanosedimentary Sequence, Geochemistry, Geochronology

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO GERAL	10
CAPÍTULO 2 – ARTIGO 1: EVIDÊNCIAS DE ACREÇÃO CRUSTAL RIACIANA EM SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES NO SETOR NOROESTE DO ORÓGENO DO OESTE DA BAHIA, BRASIL: CONTRIBUIÇÕES AO ESTUDO DO SUPERCONTINENTE COLUMBIA	32
CAPÍTULO 3 – CONCLUSÕES	118
APÊNDICE A - LOCALIZAÇÃO E AMOSTRAGEM DOS AFLORAMENTOS	122
APÊNDICE B – LOCALIZAÇÃO E AMOSTRAGEM DOS FUROS DE SONDAGEM DESCRITOS	125
APÊNDICE C - RESULTADO DAS ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL	127
APÊNDICE D - LIMITES DE DETECÇÃO DAS ANÁLISES QUÍMICAS	131
APÊNDICE E - CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS DOS MINERAIS DOS LITOTIPOS METAÍGNEOS	132
APÊNDICE F - MICROESTRUTURAS PRESENTES NOS LITOTIPOS ÍGNEOS DESCRITOS	138
ANEXO A – JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DE COAUTORES	140
ANEXO B - REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA	142
ANEXO C - COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO 1	159

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

O Cráton São Francisco (CSF) (Almeida, 1977, Almeida et al., 1981, modificado por Alkmim, 2004), Cruz e Alkmim 2006), está situado na porção oriental da Plataforma sulamericana, e seu embasamento é o produto da amalgamação de diferentes entes tectônicos entre o Sideriano e o Orosiriano (2,5 – 2,0 Ga). De acordo com Barbosa e Sabaté (2002), a região setentrional do CSF é constituída tradicionalmente pelos então denominados quatro blocos crustais arqueanos-paleoproterozoicos: Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha. A partir dos resultados obtidos em seu trabalho, bem como de outros autores como Rios et al. (2008, 2009 e autores citados), na região de Serrinha, Cruz et al. (2016) abandonou o termo Bloco, uma vez que essas unidades tectônicas sofreram acreções magmática através de arcos continentais instalados em suas margens durante o Riáciano, passando a denomina-las de paleoplacas ou paleocontinentes. Mais recentemente, Barbosa et al. (2020, 2021) dividiram então Bloco Gavião de Barbosa e Sabaté (2002, 2004) em dois blocos distintos: o Correntina, a oeste, e o Gavião, a leste. Entretanto, os argumentos levantados pelos autores são incompatíveis com os dados geológicos já existentes e publicados por Rosa (1999), Cruz et al. (2014, 2016, 2023), Sousa et al. (2017), Costa (2020) e Medeiros et al. (2017), especialmente: (i) sobre o mecanismo motriz associado com a formação de granulitos do Complexo Santa Izabel, que reflete colisão riáciana segundo NW-SE, com topo estrutural para SE; e (ii) sobre as características geoquímicas da Suíte Guanambi e sua idade, mais nova que a da migmatização riáciana regional, sugerem que são corpos pós-colisionais. Sendo assim, neste trabalho será mantida a concepção de Paleoplaca Gavião de Cruz et al. (2016), estando a área de estudo inserida no domínio orogênico do oeste da Bahia no orógeno Minas-Bahia (Bruno et al., 2020).

A área de estudo está tectonicamente localizada na região noroeste do CSF (Figura 1), no setor ocidental do Orógeno Minas-Bahia (Bruno et al., 2020), e a oeste da porção norte do setor intracontinental do Orógeno Araçuá (Borges et al., 2015; Cruz et al., 2015), uma vez que a deformação ediacarana, responsável pela inversão do Aulacógeno Paramirim, não afetou o embasamento desse orógeno (Cruz et al., 2006). Adicionalmente, está situada na Paleoplaca Bom Jesus da Lapa (Sensu Cruz et al., 2023a), próximo ao limite norte da Paleoplaca Gavião (Figura 1). Essa região vem sendo alvo de diversos estudos que visam melhorar seu entendimento tectônico e o refinamento da cartografia

regional (Rosa, 1996, 1999; Silveira e Garrido, 1998; Arcanjo et al., 2000; Rodrigues et al., 2012; Barbosa et al., 2013, 2020; Medeiros et al., 2017; Guimarães et al., 2019, Costa, 2020, entre outros).

Regionalmente, na Paleoplaca Bom Jesus da Lapa afloram as unidades paleoarqueanas do Complexo Favelândia (Arcanjo et al., 2000; Guimarães et al., 2019, Barbosa et al., 2020) e neoarqueanas do Complexo Lagoa do Pequeno (Costa 2020), datadas por Barbosa et al. (2020) enquanto que na Paleoplaca Gavião ocorrem as rochas mesoarqueanas do Complexo Santa Izabel (Barbosa e Costa, 1972; Barbosa et al., 2013, 2020; Santos, 2018 e Cruz et al., 2023a). Em meio a essas unidades ocorrem rochas metavulcanossedimentares que foram genericamente agrupadas no *Greenstone Belt* Riacho de Santana (GBRS) por Inda e Barbosa (1978) e organizadas em três unidades (Inferior, Média e Superior) por Silveira e Garrido (1998) (Figura 2). As unidades Média e Superior do GBRS foram estudadas neste trabalho.

Na região, ocorre ainda magmatismo da transição entre o riaciano e o orosiriano relacionado à Suíte Guanambi (Rosa et al., 1996; Rosa 1999), que distribui-se aproximadamente segundo N-S, com intrusões múltiplas e corpos tardios, e posicionado em uma estrutura *pull-apart* que trunca o limite entre as paleoplacas Gavião e Bom Jesus da Lapa.

Instalados no Aulacógeno do Paramirim, atualmente posicionado na serra do Espinhaço Setentrional, a leste da área de estudo, ocorrem rochas metassedimentares, principalmente, e metavulcânicas, subordinadamente, de idades estateriana a calimiana do Supergrupo Espinhaço, e de idade máxima toniana do Supergrupo São Francisco (Danderfer Filho et al., 2009, 2015; Bittencourt et al., 2019, Cruz et al. 2023b). A oeste ocorre a bacia do São Francisco (Sensu Martins Neto e Alkmim, 2001), que abriga (i) o Grupo Paranoá e unidades do Supergrupo Espinhaço, ambas de idade de idade ectasiana a esteniana; (ii) unidade tonianas do Grupo Macaúbas; e (iii) rochas ediacaranas do Grupo Bambuí (Paula-Santos et al., 2015; Caxito et al., 2018).

Uma espessa cobertura detrítico-laterítica que está relacionada à superfície de peneplanização denominada Superfície Velhas (King, 1956; Braun, 1971) recobre as unidades proterozoicas. Essa cobertura restringe a área de exposição do embasamento e das sequências metavulcanossedimentares, dificultando o entendimento do empilhamento estratigráfico das unidades e das relações tectônicas entre elas.

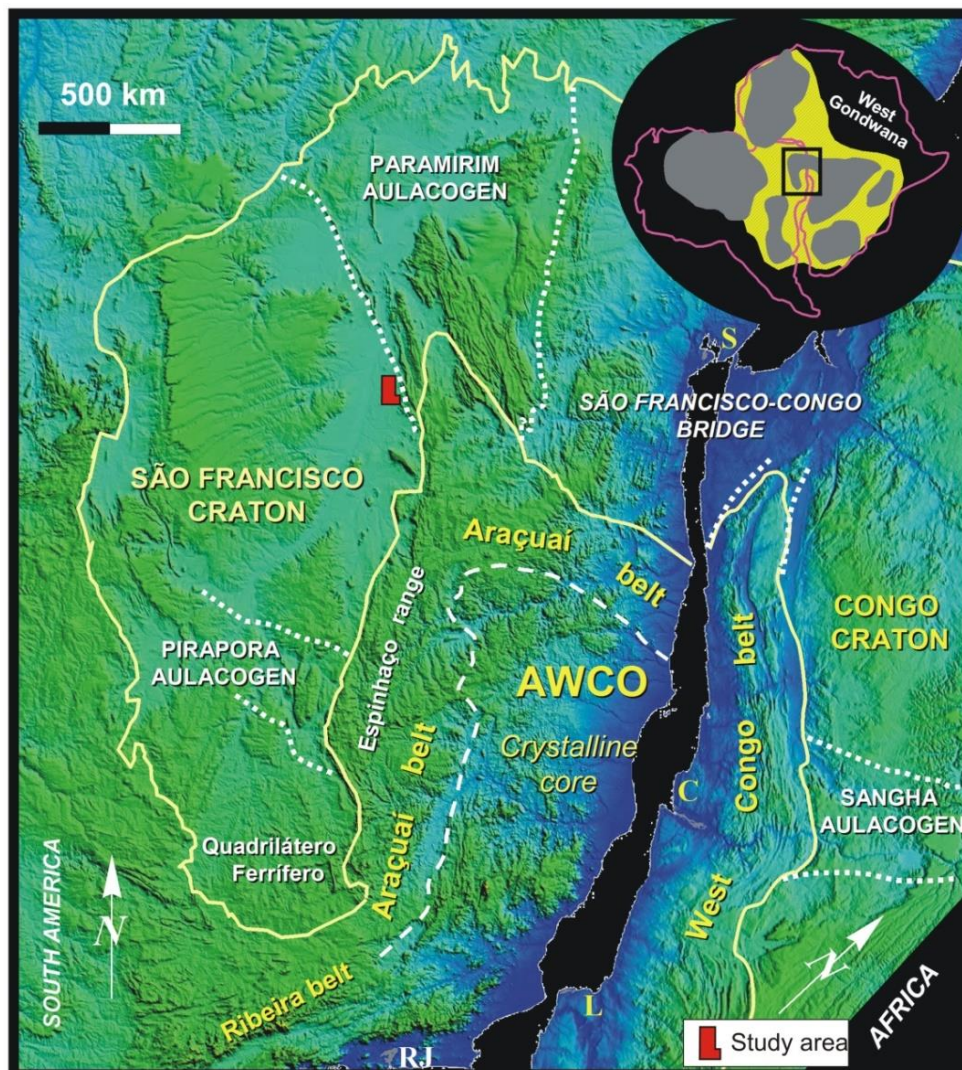


Figura 1- Modelo de elevação digital do leste brasileiro e oeste da África Central superimpostos segundo o modelo de De Wit et al. (1988) para o melhor ajuste de Gondwana. A figura salienta a topografia do Orógeno Aracuaí-Oeste Congo (AWCO) e os crátons adjacentes São Francisco e Congo. O Orógeno Araçuaí bordeja o AWCO e interage com os aulacógenos Paramirim e Pirapora na região do Cráton São Francisco. Cidades: C – Cabinda, L – Luanda, RJ – Rio de Janeiro, S – Salvador, V – Vitória. Modificado de Alkmim et al. (2017).

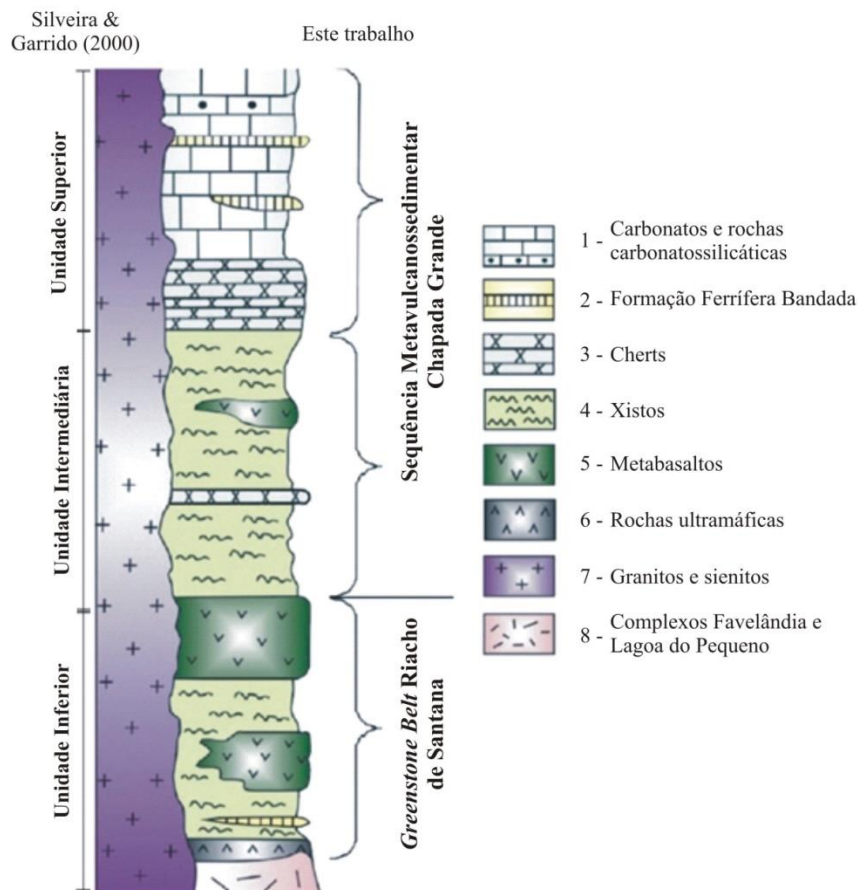


Figura 2 - Coluna estratigráfica do então denominado de *Greenstone Belt* Riacho de Santana adaptada com a individualização das unidades Intermediária e Superior na Sequência Metavulcanossedimentar Chapada Grande. Modificado de Silveira e Garrido (2000).

A área de estudo está situada geograficamente na região sudoeste do Estado da Bahia, entre os municípios de Riacho de Santana e Bom Jesus da Lapa, próximo à margem leste do Rio São Francisco (Figura 3). Por vias terrestres dista cerca de 750 km de Salvador, porém pode-se reduzir este percurso através de vôos comerciais até a cidade de Vitória da Conquista, a partir de onde se percorre cerca de 315 km por vias terrestres até a cidade de Riacho de Santana.

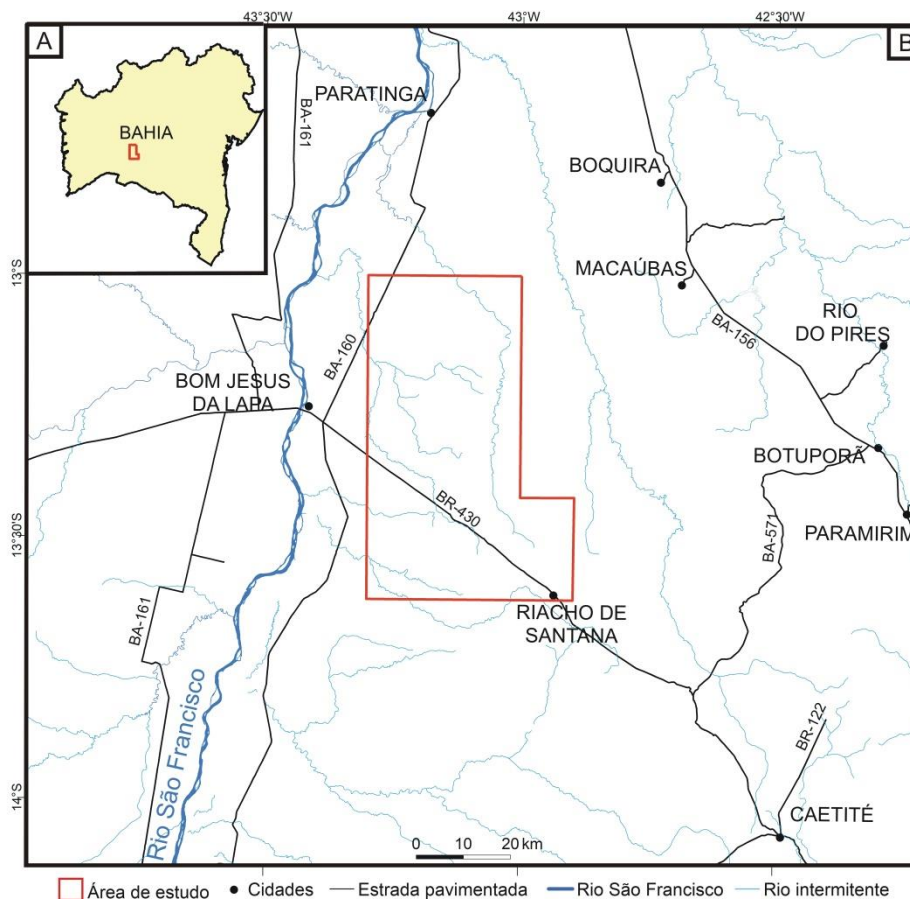


Figura 3 – Localização da área de estudo no estado da Bahia. Fonte: SEI – Superintendência de estudos econômicos e sociais da Bahia.

Greenstone belts são alvo de discussão sobre sua gênese e evolução em todo o mundo. Segundo De Wit e Ashwal (1995), o termo *Greenstone Belt* é aplicado para remanescentes de rochas supracrustais, comumente arqueanas, com variável volume de rochas ígneas metamorizadas em baixo grau. A origem do termo é desconhecida, porém há registros de sua utilização por De La Beche (1839) em trabalho do Serviço Geológico Britânico. Esse termo, conforme abordado por Anhaeusser (2014), é bastante discutido, sendo difícil encontrar uma definição que englobe todos os terrenos tidos como do tipo *greenstone* na literatura. Tais terrenos são bastante complexos, englobando uma grande variabilidade de características litológicas, sedimentológicas, vulcânicas, estruturais, metamórficas e evolutivas, o que evidencia a forma muito ampla com que o termo vem sendo aplicado. De forma mais geral, o termo é utilizado genericamente para descrever cinturões supracrustais alongados constituídos por rochas vulcânicas a subvulcânicas, ultramáficas, máficas e félsicas, associadas a quantidades variáveis de rochas metassedimentares, normalmente metamorizadas em condições de baixo a médio grau.

Terrenos do tipo Granito-*Greenstone*, em que há uma relação intrínseca entre rochas plutônicas e as rochas vulcanossedimentares, são objeto de estudo de diversos autores que buscam entender seus processos de formação, magmatismo, metamorfismo, sedimentação, evolução tectônica e metalogênese, principalmente pelo fato dos *Greenstone belts* serem raros representantes de crosta paleoarqueana e conterem importantes depósitos minerais, como abordado com foco nos depósitos de ouro orogênico nos trabalhos de Deng et al. (2014), no depósito Zhenyuan, no sudoeste da China, por Blenkinsop e Doyle (2014), no depósito Tropicana, no oeste da Austrália, e para depósitos do tipo VMS no trabalho de síntese de Mercier-Langevin et al. (2015). Alguns dos principais exemplos de *Greenstone belts* do mundo ocorrem no oeste da Austrália, nos cratons Pilbara e Yilgarn (*Greenstone belts* Cleaverville, Tambouran, Coongan e Carlindi), no Complexo Itsaq, na Groelândia (*Greenstone Belt* Isua), na Província Superior, no Canadá (*Greenstone Belt* Abitibi) e na África do Sul, no Craton Kaapvaal, onde ocorre o mundialmente conhecido *Greenstone Belt* de Barberton.

O empilhamento estratigráfico definido por Anhauser (1969) para o *Greenstone Belt* de Barbeton (África do Sul), com a presença de komatiítos na base, vem sendo utilizado em muitos trabalhos como critério para a classificação de terrenos desse tipo. Entretanto, há um debate sobre quais características são necessárias nas sequências metavulcanossedimentares para que elas possam ser classificadas como *greenstone belts*. Sequências das mais diversas idades (paleoarqueanas a fanerozoicas), geradas nos mais diversos ambientes (arcos magmáticos, margens continentais, plumas, cadeias meso-oceânicas, etc), metamorfizadas em grau xisto-verde até granulito, com vulcanismo que pode ou não ser bimodal, sem komatiítos e com empilhamentos diferentes do que foi inicialmente definido por Anhauser (1969), também vem sendo chamadas de *greenstone belts* por diversos autores (Swager e Griffin, 1990; Lowe, 1994; Shackleton, 1995; Kloppenburg et al. 2001; Hanmer et al. 2002; Dostal, 2008; De Wit et al. 2011; Furnes et al. 2013; Monecke et al. 2017b; Smithies et al. 2018; O’Neil et al. 2019). Desta forma, há uma necessidade de reavaliar o uso do termo para que este tenha algum significado genético e evolutivo. De wit e Aswhal (1995) e Anhauser (2014) sugerem que um trabalho combinado entre profissionais da área de Geologia que pesquisam terrenos arqueanos e profissionais que pesquisam terrenos modernos deve ser realizado para se chegar a um consenso em relação ao uso do termo, trazendo assim bons frutos para o entendimento desses terrenos. Além disso, sugerem que os trabalhos devem focar na aquisição de dados (mapeamentos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos) em regiões onde a disponibilidade de informações ainda é escassa ao redor do

mundo, para assim se ter uma visão ampla sobre os processos formadores dessas sequências.

Um exemplo de sequência mundialmente muito estudada é o *Greenstone Belt* de Barberton, que fica no setor leste do Cráton Kaapvaal, na África do Sul. Esse terreno está excepcionalmente preservado e mostra exposições tanto laterais, quanto verticais contínuas, além de ter uma grande variedade de litologias e ser de fácil acesso, o que facilita seu estudo (Anhauser 1969, 2014; De Wit 2004; De Wit et al. 2011; Furnes et al. 2013). Nesta sequência, Anhauser (1969) apresentou a proposta clássica de organização dos *Greenstone belts*, em que o autor o subdividiu três grupos, que foi mantida por Hoomann (2019) (Figura 4): (i) Grupo Onverwatch, representando a porção basal, sendo constituído, principalmente, por rochas ultramáficas, com grande quantidade de rochas komatiíticas com idades entre 3480 – 3220 Ma, sendo um dos komatiitos paleoarqueanos mais bem preservados do planeta; (ii) Grupo Fig Tree, onde predominam rochas basálticas intercaladas como rochas sedimentares químicas, com idades entre 3260 e 3225 Ma (Lowe et al. 2014); e (iii) Grupo Moodies, onde predominam rochas sedimentares com idades entre 3224 e 3214 Ma (Byerly et al. 2018) (Figura 4). A base do *Greenstone Belt* é interpretada como um fragmento de crosta oceânica arqueana que se desenvolveu em associação a uma zona de subducção com a geração de um arco de ilha (Armstrong et al. 1990; de Wit, 2004). De Wit et al. (2011) e Furnes et al. (2013) procuram rever esse empilhamento estratigráfico, alegando que ele se deu a partir do imbricamento tectônico de diferentes complexos. Portanto, para esses autores, as idades relativas entre os grupos não são inteiramente aceitas, pois além de não se poder aplicar o princípio da sobreposição, eles entendem que não há dados geocronológicos suficientes para inferir este empilhamento. Desta forma, os Grupos foram reunidos como Suítes e as formações desses grupos como Complexos, sendo essas individualizadas por falhas de empurrão. A unidade basal, por exemplo, foi nomeada por estes autores de Suíte Onverwatch.

No Estado da Bahia, os primeiros trabalhos sugerindo a existência de terrenos *Greenstone belts* foram apresentados por Mascarenhas (1973, 1976, 1979). Especialmente a região da Paleoplaca Gavião, bem como para a Paleoplaca Bom Jesus da Lapa, poucos estudos foram realizados visando entender o empilhamento estratigráfico, idades e ambiente de deposição dessas sequências. A Paleoplaca Gavião distingue-se por hospedar algumas sequências que foram interpretadas como sendo *Greenstone belts* por aqueles autores, tais como os de Boquira, Riacho de Santana, Guajeru, Ibitira-Ubiraçaba, Brumado e Umburanas, e outras consideradas como similares, tais como as sequências metavulcanossedimentares Urandi, Licínio de Almeida e Contendas-Mirante (Silva e Cunha, 1999, Cunha et al., 2012).

O então denominado *Greenstone Belt* Riacho de Santana por Inda e Barbosa (1978) aflora ao longo de uma faixa de direção aproximada N-S e, de acordo com esses autores, seria constituído por rochas metassedimentares químicas e detríticas, que estão associadas a vulcanismo ultramáfico com química komatiítica na base. A partir do paradigma de Anhauser (1969), essa associação litológica foi individualizada em três unidades (Inferior, Intermediária e Superior) por Silveira e Garrido (1998). A Unidade Inferior seria composta por rochas metassedimentares, químicas e detríticas, associadas a vulcanismo classificado quimicamente como komatiítico; a unidade intermediária seria composta essencialmente por rochas metassedimentares pelíticas e químicas, associadas a vulcanismo félsico e máfico; e a unidade superior seria essencialmente plataformal, sílico-carbonática, com menor expressão de metabasaltos e xistos. Segundo Delgado et al. (2003), as unidades desse *greenstone belt* estariam cronologicamente e espacialmente relacionadas ao Complexo Favelândia (Arcanjo et al. 2000).

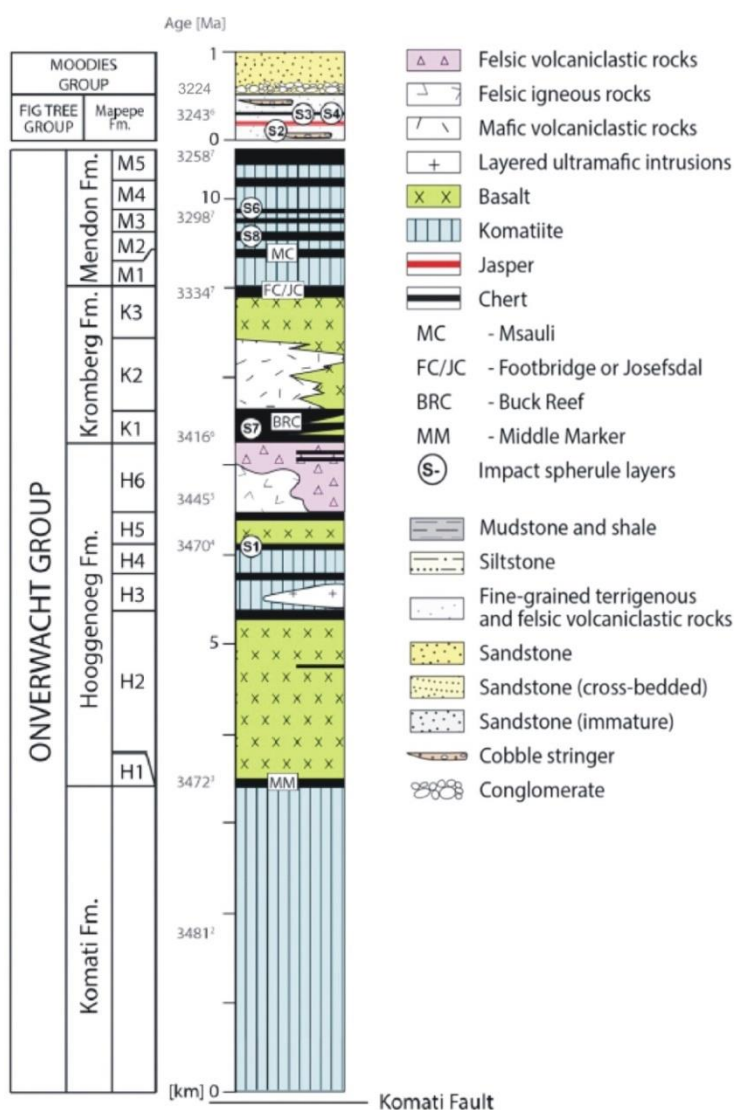


Figura 4 - Coluna estratigráfica da porção sul do Greenstone Belt de Barberton, onde predomina a porção basal máfica-ultramáfica da sequência. Adaptado de Hoomann (2019).

As rochas metavulcânicas máficas da Unidade Intermediária de Silveira e Garrido (1998) foram objeto de estudo de Santos (2010), que as caracterizou como toleíticas e fortemente enriquecidas em ferro. A partir dos padrões de elementos terras-raras, a autora sugeriu que o magma primário formador dessas rochas foi derivado de reservatórios mantélicos primitivos ou de uma mistura entre reservatórios enriquecidos e empobrecidos. De acordo com a autora, algumas de suas amostras possuem características geoquímicas semelhantes às do embasamento do então denominado de *greenstone belt*, sugerindo que um processo de contaminação magmática teve um papel importante na formação dessas rochas. O Projeto Igaporã-Macaúbas do SGB-CPRM (Serviço Geológico do Brasil) (Guimarães et al. 2019) obteve uma idade U-Pb (LA-ICPMS, zircão) em metabasalto da unidade intermediária em 2218 ± 18 Ma (Rodrigues et al., 2012), cuja amostra e dado são detalhados nesta dissertação.

Para rochas metabásicas da unidade inferior do GBRS, Silveira e Garrido (2000) referem-se a uma idade isocrônica Sm-Nd de 3201 ± 102 Ma que teria sido obtida por pesquisadores de universidade, porém esse dado nunca foi publicado. Considerando os dados U-Pb em metabasalto da unidade intermediária obtidos por Rodrigues et al. (2012), Cruz et al. (2017b) propuseram que as unidades média e superior do GBRS seriam partes da Sequência Metavulcanossedimentar Rio São João (SMRSJ), que ocorre na região sul da Paleoplaca Gavião. Porém, com a individualização da Paleoplaca Bom Jesus da Lapa por Cruz et al. (2023a), uma nova nomenclatura se fez necessária para as unidades média e superior de Silveira e Garrido (1998). Desta forma, considerando os dados geocronológicos obtidos por Rodrigues et al. (2012) e neste trabalho, essas duas unidades são agrupadas nas formações Boqueirão de Baixo (FBB) e Chapada Grande (FCG) (Figura 2).

Uma das principais questões debatidas atualmente no meio geológico refere-se ao início do processo de subducção em escala global (Stern, 2005; Hawkesworth et al., 2010; Condie, 2008; Palin et al., 2020). Essa mudança geodinâmica é referida na literatura como a transição de um regime “estagnado” (*stagnant lid*) para um regime móvel (*mobile lid*). Enquanto o modelo *mobile lid* representa uma litosfera com velocidade de movimento horizontal maior que o interior do planeta, juntamente com uma substancial troca de calor e massa que permite uma reciclagem geoquímica entre o interior e o exterior da Terra (Moresi e Solonotov, 1998; Tackley, 2000; Rapp et al.,

2008; Weller et al., 2017; Weller e Lenardic, 2018; Hernández-Uribe e Palin, 2019a; Palin et al., 2020), o modelo *stagnant lid* representa um regime com movimento horizontal limitado, com diferentes formas de transporte de massa vertical que não permitem uma mistura eficaz entre a superfície terrestre e o seu interior (Condie, 2018; Stern et al., 2018; Weller e Lenardic, 2018), restando o debate da idade dessa transição (Nutman et al., 2002; Stern, 2005; Hamilton, 2011; Shyreí e Richardson, 2011; Turner et al., 2014; Stern et al., 2016; Maruyama et al., 2018; Windley et al., 2020; Palin et al., 2020). Para o Riachão, os processos de *mobile lid* vêm sendo interpretados por diversos trabalhos abordando cenários internacionais e nacionais (Njiosseu et al., 2005; Cruz et al., 2016; Weber et al., 2016; McFarlanea et al., 2019; Bruno et al., 2021; Valeriano et al., 2022, entre outros). O aprofundamento do conhecimento dos processos orogênicos no contexto do CSF, em especial associado com as sequências estudadas, colaborará com o entendimento do papel desse compartimento tectônico durante a formação do supercontinente Columbia.

A pesquisa realizada nesta dissertação buscou um detalhamento das formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande, definidas neste trabalho, e das suas rochas intrusivas, procurando responder as seguintes questões: qual a constituição litológica dessa sequência na área de estudo, o intervalo de deposição de suas rochas e seu empilhamento estratigráfico? Quais suas características geoquímicas e isotópicas dos litotipos metavulcânicos? Quais características das rochas intrusivas nessas formações? Quais ambientes tectônicos relacionados com a geração das bacias que abrigaram os protólitos dessas rochas? Responder a essas questões representa dar um passo significativo na evolução tectônica desse setor da Paleoplaca Gavião e nas correlações regionais.

O objetivo geral deste trabalho é contribuir com o aprofundamento científico sobre o arcabouço geológico das formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande na região situada a oeste da cidade de Riacho de Santana. Os objetivos específicos são: (i) detalhar as litologias de protólitos ígneos, vulcânicos e intrusivos, bem como interpretar o empilhamento litoestratigráfico e relação tectônica entre elas e delas com as rochas metassedimentares; (ii) realizar estudos visando a caracterização petrográfica, química e isotópicas dos litotipos ígneos identificados; (iii) determinar as idades absolutas dessas rochas, assim como os aspectos isotópicos que contribuam para o estudo da sua gênese; e (iv) elaborar um modelo de evolução tectônica.

Pretende-se contribuir com o avanço do conhecimento, especialmente quanto à constituição litológica e cenários de evolução tectônica que contemplem o ambiente de

formação das rochas estudadas. Estes dados serão importantes para se estabelecer correlações com outras sequências das Paleoplacas Gavião, assim como futuramente com os terrenos situados a norte da Paleoplaca Bom Jesus da Lapa e com outras sequências distribuídas pelo planeta. Além disso, permitirá ampliar o acervo de dados sobre essa sequência, avançando, assim, no entendimento sobre a gênese de sistemas tectônicos riacianos.

Para alcançar os objetivos propostos, as seguintes etapas foram seguidas:

(i) Levantamento bibliográfico que envolveu a leitura de artigos científicos e projetos de pesquisa de empresas públicas e privadas, especialmente de mapeamento geológico e estudos geoquímicos, bem como trabalhos científicos que abordaram a gênese, evolução ou caracterização petrográfica, litogeoquímica, geocronológica ou isotópica de rochas associadas a sequências metavulcanossedimentares ao redor do planeta.

(ii) Trabalhos de campo totalizando 32 dias, com descrição de 94 afloramentos e coleta de 174 amostras, sendo 131 amostras para petrografia, 41 para geoquímica (incluindo rochas metassedimentares não estudadas neste trabalho) e seis para geocronologia. Durante o trabalho foram realizadas seções leste-oeste buscando intersectar de forma ortogonal a estruturação norte-sul das sequências metavulcanossedimentares, culminando na confecção de um mapa geológico na escala 1:100.000. A localização dos afloramentos consta no Apêndice A.

(iii) Descrição sistemática de oito furos de sondagem da CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) localizados na região de Riacho de Santana, com um total de 95 amostras coletadas, sendo 83 para análises petrográficas, 67 para geoquímicas (incluindo rochas metassedimentares não estudadas neste trabalho), 11 geocronológicas e isotópicas. As localizações dos furos de sondagem e da amostragem realizada constam no Apêndice B.

(iv) Estudos petrográficos em 21 seções polidas delgadas dos litotipos metaígneos, visando a determinação das composições mineralógicas e microestruturas. Elas foram confeccionadas no Laboratório de Análises Mineralis - Rede LAMIN - do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM – Superintendência de Salvador) e descritas em parte no Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA) e em parte no Laboratório de Petrografia da Superintendência de Salvador do SGB-CPRM. A nomenclatura utilizada na petrografia está de acordo com a *IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks - SCMR* (Fettes e Desmons, 2007) e a variação de granulação seguiu os intervalos estabelecidos por Gill (2010).

(v) Estudos geoquímicos em rocha total em 19 amostras de protólitos ígneos. A empresa SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA fez a preparação de amostras e as análises litogeoquímicas. As rochas foram britadas na granulação < 3 mm, com pulverização para < 200 mesh. As técnicas usadas foram: (i) fusão por tetraborato de lítio e leitura por Fluorescência de Raios-X, com a perda ao fogo calculada a partir de aquecimento a 1000°C para determinação de elementos maiores (SiO₂, Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O, MnO, BaO, Cr₂O₃ e SrO); (ii) Fusão por metaborato de lítio e determinação por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*) de Ba, Sr, V, Zr, Ce, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tm, U, W, Y e Yb; e (iii) abertura através dos ácidos HCL e HNO₃ e leitura determinação de As, Bi, Ge, Hg, In, Re, Sb, Se, Te, Ti, Ag, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, P, Pb, Sc e Zn por ICP-AES (*Inductively coupled Plasma - Atomic emission spectrometry*). O Apêndice 3 apresenta os dados geoquímicos e o Apêndice 4 os limites de detecção para cada elemento. Os dados foram organizados em planilhas e tratados na forma de tabelas e diagramas através dos softwares Microsoft Excel 2016, GCDKit 4.0 (Janousek et al., 2006) e CorelDraw 12.

(vi) Realizou-se a seleção e preparação de 10 amostras para estudos geocronológicos no Laboratório de Análises Minerais - Rede LAMIN - do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM – Superintendência de Salvador), onde foram confeccionados os concentrados de minerais pesados. Dessas, em apenas 2 amostras de rochas ígneas (MU-23C e MU-43C) obteve-se população de zircão com quantidade e tamanho passíveis de serem analisados. Os estudos geocronológicos foram realizados nessas 2 amostras através do método U-Pb (SHRIMP) no Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP), onde montou-se cristais de zircão desse concentrado, juntamente com lascas do padrão internacional de zircão TEMORA 2 em resina epoxy. A montagem foi desgastada até cerca de metade do grão, de forma a expor suas estruturas internas, e imageadas via catodoluminescência utilizando um Microscópio Eletrônico de Varredura. A composição isotópica dos pontos analisados foi feita na microsonda iônica SHRIMP IIe. Para normalização da concentração U-Pb-Th, foi utilizado o padrão internacional de zircão SL13 (238ppm) e o *bracketing* da razão ¹⁰⁶Pb/²³⁸U foi executado com a utilização do padrão natural TEMORA 2, de idade 416,78 Ma (Black et al., 2004). As condições de análises foram: tamanho do spot = 24 μm, 6 scans, *dead time* = 25 ns e *source slit* = 80 μm. O software Squid 1.06 (Ludwig, 2002) foi utilizado para redução dos dados e a plotagem dos pontos foi realizada utilizando o Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012).

A amostra RSA-05 foi coletada pela orientadora do trabalho, preparada e analisada na Universidade de Campinas (UNICAMP). As estruturas internas dos zircões foram reveladas por imagem de catodoluminescência (CL) usando o equipamento LEO 430i SEM equipado com um sistema de dispersão espectroscópica Oxford e um detector Gatan Chroma CL. As imagens foram feitas sob 15kV de aceleração de voltagem, 16 mm de distância e corrente entre 6 e 10 nA. As análises foram realizadas através do método U-Pb (LA-ICP-SF-MS). O sistema é formado por um laser de ablação Photon Machine Excite 193-nm com uma célula de ablação HelEx 2, combinado com XR ICP-MS Thermo Scientific Element. As análises foram realizadas seguindo os procedimentos definidos por Navarro et al. (2015) com *spot size* de 25 μm . Foi utilizado o zircão de referência 91500 (1065,4 \pm 0,3 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) para redução dos dados e o zircão Peixe (517 \pm 10 Ma; Navarro et al., 2017) para controle de qualidade dos dados. O dado U-Pb foi reduzido usando a opção VisualAge (versão 2.5; Petrus e Kamber, 2012) do pacote de software Iolite. As idades foram calculadas e os gráficos criados utilizando o ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2012).

(vi) Estudos isotópicos utilizando o par Lu-Hf foram realizados em todos os zircões analisados das mesmas 3 amostras que foram submetidas ao estudo geocronológico. A análise foi realizada pelo Laboratório ICP-MS do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP). O MC-ICP-MS *Thermo-Finnigan Neptune*, acoplado ao *Laser Ablation System (New Wave Laser) HelEx Photon-Machine* ($\lambda = 193 \text{ nm}$) realizou as medições baseadas na metodologia de Gerdes e Zeh (2006, 2009). A coleta de dados ocorreu em modo estático durante 60s de ablação com *spot size* de 40 μm . Perfurou-se os *spots* com uma taxa de repetição de 8 Hz e a intensidade de sinal típica para o ^{177}Hf foi de 10V. A partir da análise de padrões especificados na metodologia dos artigos verificou-se a acurácia das medidas. Para o cálculo das razões iniciais $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ e valores $\epsilon_{\text{Hf(T)}}$ utilizou-se: constante de decaimento ^{176}Lu de $\lambda = 1,867 \cdot 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$ (Scherer et al., 2001; Soderlund et al., 2004) e parâmetros do reservatório uniforme condrítico (CHUR) $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ (Bouvier et al., 2008).

Esta dissertação está organizada em três capítulos distintos. O primeiro capítulo consiste em uma Introdução Geral, que abrange a localização geográfica e geológica, justificativas, objetivos e materiais e métodos adotados. O capítulo 2 compreende o Artigo Científico a ser submetido na revista *Precambrian Research*. Por fim, o capítulo 3 engloba as conclusões gerais da Dissertação.

Referências

- Alkmim F.F., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Pedrosa-Soares A.C., 2017. The Araçuaí Belt. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (eds), São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, 255-176. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_14
- 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.
- Almeida, F.F.M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4), 349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., & Fuck, R.A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1–29.
- Anhaeusser, C.R., 1969. The stratigraphy, structure and gold mineralization of the Jamestown and Sheba Hills area of the Barberton Mountain land. Ph.D. Thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa, 322pp
- Anhaeusser, C.R., 2014. Archaean *Greenstone belts* and associated granitic rocks - a review. *Journal of African Earth Sciences* 100, 684-732.
- Arcanjo, J.B.A. et al. (Org.) **Projeto Vale do Paramirim: Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2000. 105 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Convênio CBPM/CPRM. Escala 1:200.000. Relatório interno.
- Armstrong, R.A., Compston, W., De Wit, M.J., Williams, I.S., 1990. The stratigraphy of the 3.5-3.2 Ga Barberton *Greenstone Belt* revisited: a single zircon ion microprobe study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 90-106.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 74, 343-359.
- Barbosa, J.S.F.; Sabaté, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 133, n. 1-2, p. 1-27, Aug, 2004
- 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.
- Barbosa, N.S., Leal, A.B.M., Debruyne, D., Bastos Leal, L.R., Barbosa, N.S., Marinho, M., Mercês, L., Barbosa, J.S., Koproiski, L.M., 2020. Paleoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in the Guanambi-Correntina block (GCB), north São Francisco Craton, Brazil, unraveled by UPb Geochronology, Nd-Sr isotopes and geochemical constraints. *Precambrian Research* 340.

Bitencourt, C.N.; Cruz, S.C.P., Dos Anjos Cruz, V.; Pedrosa-Soares, A.C., Paquette, J.L., Alkmim, A.R; Barbosa, J.S.F., 2019. Rifting events in the southern sector of the Paramirim Aulacogen, NE Brazil: new geochronological data and correlations for the São Francisco - Congo paleocontinent. *Precambrian Research* 326, 417-446.

Blenkinsop, T.G., Doyle, M.G. Structural controls on gold mineralization on the margin of the Yilgarn Craton, Albany-Fraser orogen: the Tropicana deposit, Western Australia. *J. Struct. Geol.*, 67 (2014), pp. 189-204

Borges J.O., Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Santos E.S., 2015. Structural framework of rocks of the Lagoa D'anta mine area, iron-manganese Urandi-Caetité-Licínio de Almeida District, Bahia, Brasil. *Brazilian Journal of Geology* 45, 173–192.

Braun, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.

Bruno, H., Elizeu, V., Heilbron, M., De Morisson, V., C., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Dussin, I., Silva, L.G.E., 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* 12, 1763-1787, doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.015>.

Byerly, G.R., Lowe, D.R., Heubeck, C.A., 2018. Geologic Evolution of the Barberton Greenstone Belt—a Unique Record of Crustal Development, Surface Processes, and early life 3.55 to 3.20 Ga. *Earth's oldest rocks*, second ed. Elsevier, Berlin.

Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Dias, T.G., Arting, T.B., Uhlein, A., 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic oxygenation event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí group, Brazil. *Chem. Geol.* 481, 119–132.

Condie, K.C., 2018. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? *Geosci. Front.* 9, 51–60.

Condie, K.C., Kröner, A., 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 440, 281–294.

Costa, Y.C.F, 2020. Análise estrutural das sequências metavulcanossedimentares da região de Riacho 938 de Santana – Bahia e sua relação com o Complexo Santa Izabel. Trabalho Final de Graduação, 939 Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 105p.

Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Barbosa J.S.F., Dussin I., Gomes L.C.C. 2015. Tectonic inversion of compressional structures in the Southern portion of the Paramirim Corridor, Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 45, 541-567.

Cruz, S.C.P, Barbosa, J.S.F., Santos-Pinto, M., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Souza, J.S, Martins, V.S., Júnior, F.C., Carneiro, M.A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U–Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 69, 43–79.

Cruz, S.C.P. Machado, G.S., Barbosa, J.S.F., Vitoria, R.S., Barbosa, N.S., Neto, O.B.V., Bitencourt, C.N., Anjos Cruz, V., Marinho, M.M. 2023b. The statherian anorogenic

magmatism in the Paramirim Aulacogen, São Francisco-Congo Paleoplate: new data, synthesis and regional correlations. *Journal South American Earth Science*, aceito para publicação.

Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton Region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 78, 151–173.

Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Barbosa, A.C., Jesus, S.S.G.P., Medeiros, E.L.M., Figueiredo, B.S., Leal, A.B.M., Lopes, P., Souza, J.S. 2014. Mapeamento Geológico na escala 1:100.000 e cadastramento de ocorrências minerais das Folhas Espinosa (SD-23-Z-B-V) e Guanambi (SD-23-Z971B-III). Programa Nacional de Geologia, Convênio UFBA-CPRM-FAPEX, Salvador, 185 p.

Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Peucat, J.J., Paquette, J.L. 2017. Quantas Sequências Metavulcanossedimentares Pré-Estaterianas Existem A Oeste Do Lineamento Contendas Mirante – Jacobina? Novos Dados E Correlações Regionais. In: XVI Simpósio De Estudos Tectônicos And X International Symposium On Tectonics, Salvador, CD-ROM.

Cruz, S.C.P., dos Santos, E.N., dos Anjos Cruz, V., Leite, C.M.M., Oliveira, E.P., Rodrigues, J.B. & da Cruz Filho, B.E. 2023. Rhyacian to Orosirian short-lived polyphase deformation and migmatization in northernmost Sao Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*

Cunha, J.C., Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, J.F., 2012. *Greenstone belts* e Sequências Similares. In: Barbosa, J.S. *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, CBPM Série Publicações especiais, Salvador, V. 1, p. 203–325.

Danderfer Filho A., De Waele B., Pedreira A.J., Nalini Júnior H.A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton. Brazil. *Precambrian Research* 170, 116-128.

Danderfer Filho, A., Lana C.C., Nalini Júnior H.A., Costa A.F.O., 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research* 28, 668-979.

De La Beche, H.T. 1839. *Report on the geology of Cornwall, Devon and West Somerset*. London

De Wit, M. et al. (1988) Geological map of sectors of Gondwana: reconstructed to their disposition ~150 Ma. scale 1:10.000.000: Lambert equal area projection-centred at 20°S, 40°E. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, USA

De Wit, M., 2004. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data. *South African Journal of Geology*, 107(1-2), 185–206.

De Wit, M.J., Ashwal, L.D., 1995. *Greenstone belts: what are they?* *South African Journal of Geology* 98, 504–519.

De Wit, M.J., Furnes, H., Robins, B., 2011. Geology and tectonostratigraphy of the Onverwacht Suite, Barberton *Greenstone belt*, South Africa. *Precamb. Res.* 186, 1–27.

Delgado, I.M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A. et al (Ed.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto mapas e SIG**. Brasília: CPRM, 2003. 674p., p. 227-332. 1 DVD anexo.

Deng, J., Wang, Q.F., Li, G.J., Zhao, Y. Structural control and genesis of the Oligocene Zhenyuan orogenic gold deposit, SW China. *Ore Geol. Rev.*, 65 (2015), pp. 42-54

Dostal, J. Igneous rock associations: Komatiites. *Geoscience Canada*, v. 35, n.1, pp. 21-31, 2008.

Fettes D.J., Desmons J., 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, 257 p.

Furnes, H.; Dilek, Y.; De Wit, M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, pp. 1-37, 2015.

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 and Planetary Science Letters*, 249, 47-61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>.

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 Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical geology*, 261(3-4), pp.230-243.

Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: A practical guide* (p. 428). Wiley-Blackwell.

Guimarães, J.T (org), 2019. Projeto Igaporã-Macaúbas Geologia e Recursos Minerais das Folhas Boquira - SD.23-X-B-V, Macaúbas - SD.23-X-D-II e Riacho de Santana - SD.23-X-D-V. Levantamentos Geológicos Básico, Nota Explicativa, Serviço Geológico do Brasil, MME, 141p.

Hamilton, W.B., 2011. Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos* 123, 1–20.

Hanmer, S.; Greene, D.C. A modern structural regime in the Paleoproterozoic (3.64 Ga); Isua *Greenstone belt*, southern West Greenland. *Tectonophysics*, v. 346, pp. 201– 222, 2002.

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. *J. Geol. Soc.* 167, 229–248.

Hernández-Urbe, D., Palin, R.M., 2019a. A revised petrological model for subducted oceanic crust: Insights from phase equilibrium modelling. *J. Metamorph. Geol.* 37, 745–768.

Homann, M. (2019). Earliest life on earth: Evidence from the Barberton *Greenstone belt*, South Africa. *Earth-Science Reviews*, 102888.

Inda, H.A.V.; Barbosa, J.S.F. **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia**. Escala 1:000.000. Salvador: SME/CPM, 1978. 237p. 1 mapa.

- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrol.* 47, 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- King, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- Kloppenburg A.; White S.H.; Zegers T.E. Structural evolution of the Warrawoona *Greenstone Belt* and adjoining granitoid complexes, Pilbara Craton, Australia: implications for Archaean tectonic processes. *Precambrian Research*, v.112, pp.107–147, 2001.
- Lowe, D.R. Archean greenstone-related sedimentary rocks. In: *Archean Greenstone belts*. Amsterdam: Elsevier, 1994.
- Lowe, D.R., Byerly, G.R., Kyte, F.T. (2014). Recently discovered 3.42-3.23 Ga impact layers, Barberton Belt, South Africa: 3.8 Ga detrital zircons, Archean impact history, and tectonic implications. *Geology*, 42(9), 747–750.
- Ludwig, K.R., 2012. Software: Isoplot Version 3.75: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 150 p.
- Martins-Neto, M.A. & Alkmim, F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: Pinto, C.P. & Martins-Neto (ed.) *A Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. SBG/MG, Minas Gerais, p. 9-30.
- Maruyama, S., Santosh, M., Azuma, S., 2018. Initiation of plate tectonics in the Hadean: Eclogitization triggered by the ABEL Bombardment. *Geosci. Front.* 9, 1033–1048.
- Mascarenhas, J. F. A geologia do centro-oeste do Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju: SBG, 1973. v.2, p. 35-66.
- Mascarenhas, J. F. Estruturas do tipo “*Greenstone belt*” no leste da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1976. v. 4, p. 25-49.
- Mascarenhas, J. F. Estruturas do tipo “*Greenstone belt*” no leste da Bahia. In: INDA, H. A. V. (Org.). *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador: CPM, 1979. v. 2, p. 24-53.
- Mascarenhas, J.F. Evolução geotectônica do pré-cambriano do estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. (Ed.). *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador: SME/CPM, 1979. p.57-157. (Textos Básicos, 2).
- McFarlane, H.B., Ailleres, L., Betts, P., Ganneb, J., Baratoux, L., Jessell, M.W., Block, S., 2019. Episodic collisional orogenesis and lower crust exhumation during the Palaeoproterozoic Eburnean Orogeny: Evidence from the Sefwi Greenstone Belt, West African Craton. *Precambrian Research* 325, 88–110.
- Medeiros, E. L. M. The Santa Isabel Complex, Gavião Block, Brazil: Components, geochronology, regional correlations and tectonic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v.80, p.66-94, 2017.

Medeiros, E.L.M. 2023. Significado geotectônico do alto de embasamento de Correntina – Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília, 73 p.

Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Dubé, B., Piercey, S.J., Peter, J.M., Pehrsson, S.J., 2015. Precious metal enrichment processes in volcanogenic massive sulphide deposits — A summary of key features, with an emphasis on TIGI-4 research contributions, In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Volcanogenic Massive Sulphide Deposit Genesis and Exploration Methods Development, (ed.) J.M. Peter and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7853, p. 117–130.

Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Frieman, B., 2017b. Geology of the Abitibi *Greenstone belt*. In: Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B. (eds.), Archean base and precious metal deposits, southern Abitibi *Greenstone belt*, Canada. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology 19, 7–49.

Moresi, L., Solomatov, V., 1998. Mantle convection with a brittle lithosphere: Thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus. *Geophys. J. Int.* 133, 669–682.

Navarro, M.S., Tonetto, E.M., Oliveira, E.P., 2015. LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon dating at University of Campinas, Brazil. *Geoanalysis 2015*, Vienna, Austria, p. 9.

Navarro, M.S., Tonetto, E.M., Oliveira, E.P., 2017. Peixe zircon: new Brazilian reference material for U-Pb geochronology by LA-SF-ICP-MS. *Goldschmidt Abstracts 2017*, 3815 <https://goldschmidtabstracts.info/2017/3815.pdf>.

Njiosseu, E.L.T., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B., Ned elec, A., 2005. New U-Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean-Transamazonian (2.1Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 551-562.

Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Bennett, V.C., 2002. Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsaq Gneiss Complex, Greenland: Implication for early Archean tectonics. *Tectonics* 21, 1005.

O’Neil, J., Carlson, R. W., Papineau, D., Levine, E. Y., e Francis, D. (2019). The Nuvvuagittuq *Greenstone belt*. *Earth’s Oldest Rocks*, 349–374.

Palin, R.M., Santosh, M., Cao, W., Li, S.-S. and Hernández-Uribe, D. 2020. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*, 207, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103172>

Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I.F., Pedrosa-Soares, A.C., 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* 28, 702–720.

Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247–270, doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>.

Rapp, R.P., Irifune, T., Shimizu, N., Nishiyama, N., Norman, M.D., Inoue, T., 2008. Subduction recycling of continental sediments and the origin of geochemically enriched reservoirs in the deep mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 14–23.

Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D. (2017). The São Francisco Basin. In: Heilbron M, Cordani UG, Alkmim FF (Eds). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of Miniature Continent. Springer, Cham, 117-143.

Rios, C.D., Davis, D.W., Conceição, H., Davis W.J., Rosa M.L.S., Dickin A.P., 2009. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite-greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U-Pb single zircon geochronology. *Precambrian Research* 170, 175–201.

Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Davis, W.J., Dickin, A.P., Marinho, M.M., Stern, R., 2008. 3.65-2.10 Ga history of crust formation from zircon geochronology and isotope geochemistry of the Quijingue and Euclides plutons, Serrinha nucleus, Brazil. *Precambrian Research* 167, 53-70.

Rodrigues, J.B. et al. Rhyacian zircon age of metabasaltic rock from Riacho de Santana *Greenstone Belt* – Bahia (Brazil). In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY – SSAGI, 8., 2012, Medellín, Colômbia. **Abstracts**. Medellín: Servicio Geológico Colombiano, 2012.

Rosa, M.L.S. et al. Magmatismo potássico ultrapotássico pós-a-tardi-orogênico no oeste da Bahia: Batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, n.10, p.27-42, 1996.

Rosa, M.L.S. Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo- Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). 1999. 186f. Tese (Doutorado em Metalogênese) - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador.

Santos, E.N., 2018. Migmatitos do Complexo Santa Izabel na região de Riacho de Santana, BA: caracterização e controle estrutural. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 116p.

Santos, J. P.; Rochas meta-vulcânicas máficas da unidade intermediária do *Greenstone Belt* de Riacho de Santana, estado da Bahia: Estudo petrográfico e geoquímico. 2010. Dissertação de mestrado – Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador.

Scherer, K. R., Schorr, A., & Johnstone, T. (2001). Appraisal processes in emotion: Theory, methods, research. (K. R. Scherer, A. Schorr, & T. Johnstone, Eds.). Oxford University Press.

Shackleton, R.M. Tectonic evolution of *Greenstone belts*. *Geological Society*, v.95; p53-65, 1995.

Shirey, S.B., Richardson, S.H., 2011. Start of the Wilson cycle at 3 Ga shown by Diamonds from subcontinental mantle. *Science* 333, 434–436.

Silva, M.G., Cunha, J.C. 1999. *Greenstone belts* e sequências vulcanossedimentares equivalentes do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia. *Geologia e Potencial Mineral*. Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros e Metais-Base, p 102-109.

Silveira, W.P.; Garrido, I.A.A. *Geologia, Pesquisa Mineral e Potencialidade Econômica do Greenstone Belt Riacho de Santana*. Síntese por Augusto J. Pedreira. Salvador: CBPM, 2000. 39p. (Arquivos Abertos, 14).

- Silveira, W.P.; Garrido, I.A.A. *Projeto Riacho de Santana: texto e mapas*. Salvador: CBPM, 1998. 72 p. Inédito
- Smithies, R.H., Ivanic, T.J., Lowrey, J.R., Morris, P.A., Barnes, S.J., Wyche, S., LU, Y.J., 2018b. Two distinct origins for Archean *Greenstone belts*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 487, 106–116.
- Söderlund, U., Patchett, P.J., 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 Planet. Sci. Lett.* 219, 311–324.
- Sousa, F. R.; Freitas, M. S.; Virgens Neto, J. (2017). Programa Geologia do Brasil: Geologia e Recursos Minerais das Folhas Parnaguá, Rio Paraim e Mansidão: texto explicativo. CPRM.
- Stern, R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology* 33, 557–560.
- Stern, R.J., Gerya, T., Tackley, P.J., 2018. Stagnant lid tectonics: Perspectives from silicate planets, dwarf planets, large moons, and large asteroids. *Geosci. Front.* 9, 103–119.
- Stern, R.J., Leybourne, M.I., Tsujimori, T., 2016. Kimberlites and the start of plate tectonics. *Geology* 44, 799–802.
- Swager, C.; Griffin, T.J. An early thrust duplex in the Kalgoorlie-Kambalda *Greenstone belt*, Eastern Goldfields Province, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 48, pp. 63-73, 1990.
- Tackley, P.J., 2000. Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, threedimensional mantle convection simulations. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1. <https://doi.org/10.1029/2000GC000036>.
- Turner, S., Rushmer, T., Reagan, M., Moyon, J.F., 2014. Heading down early on? Start of subduction on Earth. *Geology* 42, 139–142.
- 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*.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F.G., Whitechurch, H., Ulrich, M., Albani, A.E., 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 572–586.
- Weller, M.B., Lenardic, A., 2018. On the evolution of terrestrial planets: Bi-stability, stochastic effects, and the non-uniqueness of tectonic states. *Geosci. Front.* 9, 91–102.
- Weller, O.M., St-Onge, M.R., 2017. Record of modern-style plate tectonics in the Palaeoproterozoic Trans-Hudson orogen. *Nat. Geosci.* 10, 305–311.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19 1–23, doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.

Windley, B.F., Kusky, T.M., and Polat, A., Onset of plate tectonics by the early Archean. *Precambrian Research*. Article No. 105980. Oct. 29, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105980>.

CAPÍTULO 2

EVIDÊNCIAS DE ACREÇÃO CRUSTAL RIACIANA EM SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES NO SETOR NOROESTE DO ORÓGENO DO OESTE DA BAHIA, BRASIL: CONTRIBUIÇÕES AO ESTUDO DO SUPERCONTINENTE COLUMBIA

Michel Macedo Meira^{1,2}, Simone C. P. Cruz², Elson Paiva de Oliveira³, Angela Beatriz de Menezes Leal², Joseneusa Brilhante Rodrigues⁴

¹Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), Superintendência Regional de Salvador (SUREG-SA). Avenida Ulysses Guimarães, 2862, Sussuarana, Centro Administrativo da Bahia, 41213-000, Salvador, Bahia, Brasil; michel.meira@sgb.gov.br

²Universidade Federal da Bahia (UFBA), Pós-Graduação em Geologia. Rua Barão de Geremoabo, s/n, Federação, 40170-209, Salvador, Bahia, Brasil; simonecruzufba@gmail.com

³Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, P.O. Box 6152, 13083-970, Campinas, Brasil; elsonepo@unicamp.br

⁴Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), Sede. Setor Bancário Norte - SBN Quadra 02, Bloco H - Asa Norte, Edifício Central Brasília, 70040-904, Brasília, DF; joseneusa.rodrigues@sgb.gov.br

RESUMO

A área de estudo situa-se na região noroeste do Cráton São Francisco (CSF), no setor ocidental do Orógeno Minas-Bahia. Duas sequências metavulcanossedimentares foram identificadas a partir da descrição de furos de sondagem e de mapeamento geológico sistemático. A mais velha foi denominada de Formação Boqueirão de Baixo (FBB) e a mais nova a Formação Chapada Grande (FCG), aqui definidas, as quais representam diferentes estágios de um sistema orogênico riaciano. Estas sequências ocorrem em contato tectônico, por zonas de cisalhamento. Na FBB foram identificados anfíbolitos de granulação principalmente fina, nos quais predomina microestrutura nematoblásticas, associados a xistos de protólito sedimentar. Os anfíbolitos são toleíticos de alto ferro e baixo potássio com padrões de ETR planos, anomalias negativas de Nb e Ta e positiva de Pb. Possuem idade de cristalização em 2218 ± 18 Ma e de metamorfismo em 2020 ± 7 Ma, com idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 2,38 e 2,28 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ entre +3,78 e +5,6. Essas rochas foram interpretadas como provenientes de um arco continental instalado em crosta fina na margem leste da paleoplaca Bom Jesus da Lapa. A FCG foi subdividida em quatro

unidades litoestratigráficas onde ocorrem rochas metavulcânicas básicas e intermediárias a ácidas que estão intercaladas genericamente com rochas metassedimentares siliciclásticas e químicas. As rochas básicas compreendem xistos máficos e anfíbolitos, ambos de granulação principalmente fina, em que a microestrutura metamórfica nematoblástica é predominante. São rochas transicionais a calcioalcalinas, de baixo a médio potássio, com enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. Também apresentam anomalias negativas pronunciadas de Nb e Ta e positiva de Pb. As rochas intermediárias a ácidas foram identificadas em duas unidades distintas da FCG, com texturas ígneas preservadas, como porfírica e poiquilítica, além de bordas de corrosão em feldspatos. Na primeira, é representada por um metadacito com idade de cristalização em 2096 ± 20 Ma, idade modelo $T_{DM(t)}$ de 3,57 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ igual a -18,5. Na segunda, o vulcanismo intermediário a ácido compreende metalatitos e metatraquitos subalcalinos a alcalinos, calcioalcalinos, de alto potássio, metaluminosos a peraluminosos, magnesianos e de afinidade shoshonítica. Apresentam um forte enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. A idade de cristalização é 2066 ± 6 Ma, com idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 3,51 e 3,13 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -16,44 e -8,84. Os litotipos alcalinos possuem características similares a sanukitoides. As rochas vulcânicas básicas a ácidas da FCG são interpretadas como formadas em um arco continental desenvolvido na margem leste da paleoplaca Bom Jesus da Lapa. Por sua vez, a associação de rochas metassedimentares sugere, de SE para NW, deposição em bacias forearc, intra-arco e de margem passiva, com flutuações do nível do mar e presença de grafítos. Após a colisão continental são geradas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais NNW-SSE que geram uma bacia *pull-apart* que acomoda o plutonismo da Suíte Guanambi e as rochas metassedimentares que sustentam as serras na porção oeste da área. A existência de processos de acreção crustal durante o Riáciano-Orosiriano na região vem sendo objeto de estudo de diversos trabalhos, os quais, com o auxílio de dados aerogeofísicos, geocronológicos e isotópicos, permitem inferir que a área apresenta uma diversidade de terrenos maior do que aparentam os mapas geológicos de superfície. Assim, o aprofundamento do conhecimento da geologia da área pode contribuir no entendimento dos processos de formação e estabilização do CSF e de seu papel na construção do supercontinente Columbia.

Palavras-chave: Arco Magmático, Sequência Metavulcanossedimentar, Litogeoquímica, Geocronologia

1. INTRODUÇÃO

O regime tectônico denominado *mobile lid*, juntamente com troca de calor e massa entre o interior e o exterior da Terra, que permite uma reciclagem dos materiais crustais é o mecanismo responsável pelo crescimento de continentes no período Riáciano (Nutman et al., 2002; Stern, 2005; Hamilton, 2011; Shyrei e Richardson, 2011; Turner et al., 2014; Stern et al., 2016; Maruyama et al., 2018; Windley et al., 2020; Palin et al., 2020). O Supercontinente Columbia foi formado durante eventos colisionais globais entre 2,1 e 1,8 Ga, passando por processos de acreção relacionados a subducção de longa duração (Xia and Xu, 2019).

Na região noroeste do Cráton São Francisco (CSF; Almeida, 1977; Almeida et al. 1981; Alkmim, 2004; Cruz e Alkmim, 2006) ocorre Orógeno do Oeste da Bahia (OOB; Cruz et al., 2023), um dos compartimentos do Sistema Orogênico Minas-Bahia (SOMB; Figure 1; Bruno et al., 2021). O OOB compreende um mosaico de paleoplacas com trend

NE-SW, dentre elas, a Bom Jesus da Lapa (BJP), que faz limite a sudeste com a Paleoplaca Gavião (PG) e a noroeste com a Paleoplaca Correntina (PC) (Figura 1).

O objetivo desse trabalho é apresentar dados litoestratigráficos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos sobre duas sequências Metavulcanossedimentares e das suas rochas intrusivas, que marcam o período acrescionário de interação entre PBJ e PG, bem como realizar correlações regionais que colaborem com o estudo do SOMB no contexto da formação do supercontinente paleo-mesoproterozoico Columbia (Rogers & Santosh, 2002, Rogers & Santosh, 2002, Meert 2012, Xu et al., 2014; D'Agrella-Filho e Cordani, 2017; Meert e Santosh, 2017; Caxito et al., 2020b; D'Agrella-Filho et al., 2020; Iaccheri e Bargas, 2020).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está localizada na região setentrional do Cráton do São Francisco (CSF) (Figuras 1, 2), na Paleoplaca Bom Jesus da Lapa (PBJ; Sensu Cruz et al., 2023a), entre o setor norte da Paleoplaca Gavião (PG) e a Paleoplaca Correntina (PC). Uma síntese dos dados geocronológicos e isotópicos regionais está apresentado na Tabela 1. A PBJ tem como embasamento rochas ortoderivadas de idades paleoarqueana (Complexo Favelândia; Arcanjo et al., 2000; Guimarães et al., 2019, Barbosa et al., 2020) e neoarqueana dos complexos Lagoa do Pequeno (Costa, 2020) e Januária (Rezende et al., 2018; Guacaneme et al., 2019), bem como sequências metavulcanossedimentares denominadas de Complexo Riacho de Santana (CRS; Inda e Barbosa, 1978).

O Complexo Favelândia representa a unidade mais antiga da área, com idades U-Pb (SHRIMP, zircão) entre 3306 ± 12 Ma e 3302 ± 09 Ma, com idade modelo $T_{DM(t)}$ de 3,6 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -2,88 e -1,73 (Barbosa et al., 2020). De acordo com esses autores, esse complexo é composto por metatexitos (sensu Sawyer, 2008) com paleossoma tonalítico a granodiorítico, contendo ainda *boudins* e *schollen* máfico-ultramáficos subordinados. Essas rochas estão equilibradas em fácies anfíbolito alto (Portela et al., 1976; Rosa, 1999). O Complexo Lagoa do Pequeno (Costa, 2020) hospeda metatexitos estromáticos com paleossoma de composição tonalítica a granítica, equilibrado em fácies anfíbolito alto a granulito (Cruz et al., 2023a), com idade de cristalização neoarqueana, que varia entre 2683 ± 5 Ma e 2669 ± 5 Ma (U-Pb, SHRIMP, zircão), com idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 3,2 e 2,9 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -4,47 e +2,49 (Barbosa et al., 2020).

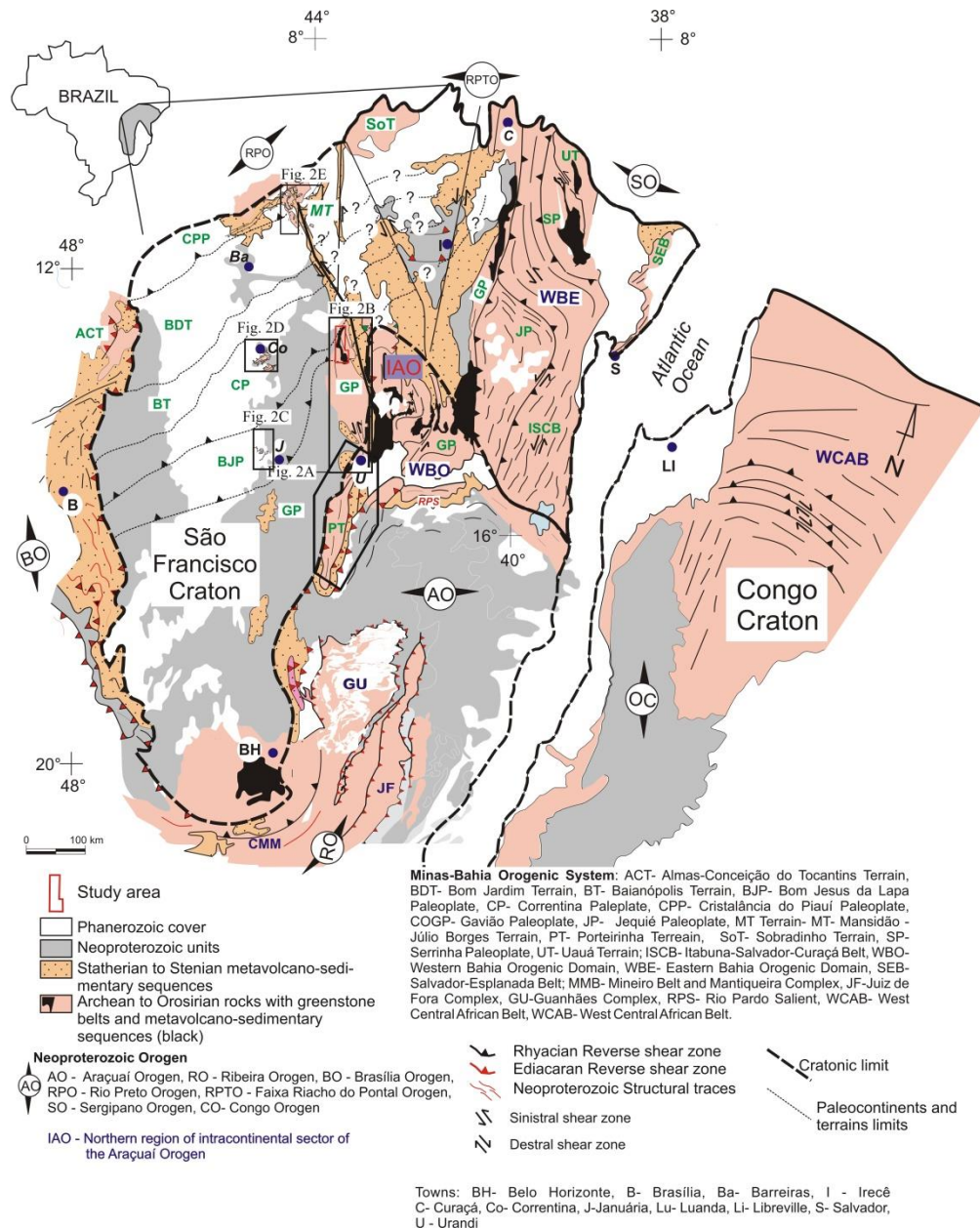


Figura 1 - Mapa geológico esquemático do Cráton São Francisco-Congo mostrando seus principais compartimentos e os limites com as faixas marginais. Os mapas da figura 2 estão localizados nessa figura. Adaptado de Cruz et al. (2023a).

O Complexo Januária compreende metagranitoides migmatizados e rochas plutônicas com pouca ou nenhuma deformação de composição monzonítica, granodiorítica, monzogranítica e sienogranítica, com idades de cristalização entre 2710 a 1900 Ma (U-Pb, SHRIMP, zircão), que são truncados por um expressivo enxame de diques de provável idade 1810 Ma (Pereira, 2007, Rezende et al., 2018).

O Complexo Riacho de Santana é aqui entendido como a unidade inferior do que foi definido por Silveira e Garrido (1998) como *Greentone Belt* Riacho de Santana, com

rochas metassedimentares químicas e detríticas associadas a vulcanismo com química komatiítica de provável idade arqueana.

No setor noroeste da PG aflora o Complexo Santa Izabel (Barbosa e Costa, 1972), alongado na direção NNW-SSE, com metatexitos com paleossomas de composição tonalítica e granodiorítica e idade de cristalização U-Pb (LA-ICPMS, zircão) entre 3136 ± 8 Ma e 2843 ± 17 Ma (Medeiros et al., 2017, Guimarães et al., 2019). Nas proximidades do seu limite com a PBJ, afloram granulitos félsicos e máficos, de idade riaciana e protólitos arqueanos, que estão hospedados em zonas de cisalhamento de baixo ângulo com topo estrutural para SE. Essas rochas foram reequilibradas em fácies anfíbolito alto em zonas de cisalhamento transpressionais sinistrais com trend NNW-SSE, de idade riaciana-orosiriana, responsáveis pelo maior volume da migmatitos desse complexo (Santos, 2018; Cruz et al., 2023a). Diatexitos graníticos, de idade riaciana/orosiriana, bem como *schollen* e *boudins* máficos e ultramáficos integram esse complexo (Arcanjo et al. 2005; Medeiros et al., 2017; Santos, 2018; Guimarães et al., 2019; Anjos-Cruz e Cruz, 2020; Cruz et al., 2023a).

Truncando o embasamento da PBJ tem-se a Suíte Guanambi (Rosa et al., 1996; Rosa, 1999), principalmente composta por rochas de composição sienítica e monzonítica, com termos graníticos e máficos subordinados. Ocorre intrusiva nas rochas arqueanas e riacianas das paleoplacas Gavião, Correntina e Bom Jesus da Lapa. A colocação dessa suíte está associada com uma estrutura *pull-apart* (Paim, 1998; Rosa, 1999). Suas rochas são individualizadas em dois conjuntos: as intrusões múltiplas, que ocupam 90% dos terrenos aflorantes, e as intrusões tardias, dentre elas, a de Cara Suja, presente na área do trabalho. Apresenta idade Pb-Pb entre 2054 ± 3 a 2041 ± 2 Ma e geoquímica compatível com ambiente pós-colisional associado a arco (Rosa et al. 2000).

Na Paleoplaca Correntina (Figura 1), Barbosa et al. (2021) e Medeiros (2023) estudaram as rochas juvenis no Complexo homônimo, compreendendo ortognaisses e metagranitoides de composição granodiorítica, com tonalitos e granitos subordinados, de idade entre de cristalização em 2372 ± 41 e 2114 ± 19 Ma (Santos e Reis, 2021; Barbosa et al., 2021) (U-Pb, LA-ICPMS e SHRIMP, zircão), idade modelo ($T_{DM(t)}$) entre 2,6 e 2,3 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -4,5 e +4,1. Essas rochas são intrudidas pela Suíte Rio Corrente, com sienitos, granitos e dioritos de idades entre 2093 ± 6 e 2066 ± 16 (Santos e Reis, 2021; U-Pb, LA-ICPMS, zircão), com idade modelo ($T_{DM(t)}$) entre 2,32 e 2,24 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +0,16 e +1,89 (Medeiros, 2023). Segundo Barbosa et al. (2021), essas rochas possuem características químicas correlacionáveis às rochas da Suíte Guanambi.

Neste contexto ocorre ainda a Sequência Metavulcanossedimentar Extrema (Andrade et al., 1981), formada por duas unidades: (i) Inferior, essencialmente metavulcânica, composta por uma associação de metarriolitos, metariodacitos, anfibolitos, metabasaltos andesíticos, metacherts, xistos e filitos máficos, além de níveis localizados de formação ferrífera bandada metamorfizada e; (ii) superior, essencialmente metassedimentar, composta por quartzitos micáceos e metaquartzarenitos, ambas metamorfizadas em fácies xisto-verde (Dávila e Kuyumjian, 2005; Santos, 2014, 2017). Um metariolito foi estudado por Pontes (2023), tendo obtido idade de cristalização de ca. 2.18 Ga (U-Pb, LA-ICPMS, zircão), com $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ predominantemente positivo e e idade modelo $T_{\text{DM}(t)}$ ricitiana (Tabela 1; Pontes, 2023). De acordo com Cruz et al. (2023a), essa paleoplaca está empurrada em direção SE sobre a Paleoplaca Bom Jesus da Lapa. Em direção a norte, tem-se os terrenos Mansidão-Júlio Borges e Cristalândia do Piauí (Figura 1).

As rochas das paleoplacas Gavião e Bom Jesus da Lapa são truncadas por unidades estaterianas a criogenianas que foram depositadas no Aulacógeno Paramirim (Pedrosa Soares et al., 2001; Cruz e Alkmim 2017) e na Bacia do São Francisco (Sensu Alkmim e Martins-Neto, 2001). Na bacia ocidental desse aulacógeno, as unidades estão distribuídas nos supergrupos: (i) Espinhaço, com uma sucessão de rochas metassedimentares e metavulcânicas, continentais e marinhas, com idades U-Pb (LA-ICPMS, SHRIMP, zircões) de cristalização de rochas metavulcânicas que variam entre 1777 ± 1 Ma (Cruz et al., 2023a) e 1569 ± 14 Ma (Danderfer et al., 2009); e (ii) São Francisco, representado pelo Grupo Santo Onofre, composto por uma associação de metapelitos, metarenitos e metaconglomerados com idade máxima de sedimentação de 894 ± 38 Ma (Bitencourt et al., 2019). A Bacia do São Francisco compreende rochas siliciclásticas continentais com glaciogênicas subordinadas, de idade esteniana a criogeniana, que estão sobrepostas por rochas principalmente carbonáticas, do Grupo Bambuí, de idade Ediacarana (Paula-Santos et al., 2015; Caxito et al., 2018).

Tabela 1 – Síntese dos dados geocronológicos da área de estudo considerando as paleoplacas de Cruz et al. (2023): 1 - Sato (1998), 2 - Rosa et al. (2000), 3 - Arcanjo et al. (2000, 2005), 4 - Cruz et al. (2003), 5 - Dávila e Kuyumjian (2005), 6 - Pereira (2007), 7 - Aquino & Batista (2011), 8 - Barbosa et al. (2013), 9 - Silva et al. (2016), 10 - Souza et al. (2016), 11- Medeiros et al. (2017), 12- Sousa et al. (2017), 13- Bersan et al. (2018a), 14- Bersan et al. (2018b), 15- Guacaneme et al. (2019), 16- Barbosa et al. (2020), 17- Barros et al. (2020), 18- Martins-Ferreira et al. (2020), 19- Saboia et a. (2020), 20- Bersan et al. (2020), 21- Barbosa et al. (2021), 22- Santos & Reis (2021), 23- Leal et al. (2021), 24- Bersan et al. (2022), 25- Cruz et al. (2023, no prelo), 26- Esse trabalho. O

número de ordem (1 a 35) representa a posição das amostras na Figura 2A-D. A localização das amostras da literatura datadas nos terrenos Cristalândia do Piauí e Almas-Conceição do Tocantins não estão representadas na Figura 2.

Ordem	Unidade	U-Pb (zircão), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma); monazita*, titanita**	Sm-Nd (T_{DM})* e Lu/Hf (T_{DM})** (Ga)	Referência/Figura
TERRENO PORTEIRINHA				
<i>PALEOARQUEANO</i>				
1	Gnaiss TTG / Complexo Porteirinha	3371±6 (Metamorfismo: 3145±24, 698±85:)	3.51* $\epsilon_{Nd(t)} - 0.78$	9/ 2A
MESO-NEOARQUEANO				
2	Granodiorito Pedra do Urubu	2918±2 (Metamorfismo: 533 ± 25)	-	13
3	Granito-gnaiss Barroão / Complexo Rio Itacambiruçu	2657±25 (Metamorfismo: 611±68)	3.28* $\epsilon_{Nd(t)} - 2.66$	9/ 2A
RIACIANO-OROSIRIANO				
4	Gnaiss leucomonzogranítico Corrego Tingui	2140±14	3.31* $\epsilon_{Nd(t)} - 6.85$	9/ 2A
5	Monzogranito Montezuma	2026±25 2.036 **	2.53-1.95 $\epsilon_{Hf(t)} - 3.06$ a + 8.19	20/ 2A
6	Suíte Paciência (Quartzo-monzonito)	2053±6.3	3.55-3.22** $\epsilon_{Hf(t)} - 8.83$ a -11.76	14/ 2A
7	Suíte Paciência: Sienito foliado Serra Branca	2050±10, 2039±8 (Metamorfismo: 481 ± 100)	2.89* $\epsilon_{Nd(t)} - 10.88$	9 / 2A
8	Granito Confisco	2004±36	3.44 -3.76 $\epsilon_{Hf(t)} - 15.0$ a -20.	24/ 2A
9	Lamprófire Confisco	2031±8.5** (Herdado: 2.36)	-	24/ 2A
10	Sienogranitos Mulungu	2059±35	3.10 -3.26** $\epsilon_{Hf(t)} - 8.83$ a -11.76	24/ 2A
11	Hornblendito (Sequência Riacho dos Machados)	2070.7±9.6 (Herdado: 2922±22 Ma, Metamorfismo: 473±48)	-	23/ 2A
PALEOPLACA GAVIÃO				
<i>MESOARQUEANO</i>				
12	Complexo Metamórfico Santa Izabel	2954±100; 3063±48, 3041±28, 2843±17	3.3-3.1*	8, 25/ 2B
13	Complexo Metamórfico Santa Izabel	Paleossoma: 3235±54 (Herdado), 3149±11, 3063±48, 3091±24	-	11/ 2B
<i>NEOARQUEANO</i>				
14	Complexo Metamórfico Santa Izabel	Paleossoma: 2587±10*		11/ 2B
OROSIRIANO-RIACIANO				
15	Granitoide Veredinha	2113±11		3/2B
16	Granito Boquira	2041±23		3/2B
17	Batólito Guanambi-Urandi (intrusões múltiplas e tardias)	2054-6/+8-2041±2;	2.9-2.6*;	2/2B
18	Batólito Guanambi-Urandi: Maciço de Estreito (Qtz-sienitos a sienogranitos)	2057±37, 2041±2	3.54 -3.62** $\epsilon_{Hf(t)} - 16.96$ a -18.45	24/2B
19	Barrinha-Mamonas (Sienogranitos)	2033±12	3.35-3.19**	24/2B

	porfíricos)		$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -10.2 a -11.4	
20	Barrinha-Mamonas (Qtz-monzogranitos a monzogranitos)	1980±21	3.33 -3.62 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -14.2 a -19.5	24/2B
21	Barrinha-Mamonas (Sieno a álcali-feldspato granitos)	2041±13	3.46 -3.72 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -15.6 a -20.5	25/2B
22	Neossoma em migmatitos do Complexo Santa Izabel	2049±6.8; 2067.9±5.7, 2058±12, 2037± 22, 2005±6.5		25/2B
23	Neossoma em migmatitos do Complexo Santa Izabel	2066±37, 2095 ± 8.6 , 2123 ± 78 Ma		11/2B
PALEOPLACA BOM JESUS DA LAPA				
Região de Riacho de Santana e Bom Jesus da Lapa				
PALEOARQUEANO				
24	Complexo Favelândia	3302±9, 3306±12	3.6* $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -2.88 a -1,73	16/2B
NEOARQUEANO				
25	Suíte Lagoa do Pequeno	2683±5, 2676± 9, 2669±22	3.2-2.9* $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -4.47 a + 2.49	16/2B
SIDERIANO				
26	Metabasalto Riacho de Santana	3338±17 (Herdado) 2218±18	3.6** (Herdado) 2.3* $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ + 2,8	8, 26/2B
27	Metadacito	2096±20	3.57** $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -18,5	26/2B
28	Metaquartzo-latito	2066±6	3.51 a 3.13** $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -16,44 a - 8,84	26/2B
29	Metabasalto Riacho de Santana	2020±7 (metamorfismo)	2.38 a 2.28** $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +3,78 a +5,6	26/2B
Região de Januária				
NEOARQUEANO				
30	Complexo Januária - Embasamento	2710±7		6/2C
SIADERIANO - RIACIANO-OROSIRIANO				
-	Complexo Januária – Intrusivas Graníticas	2179±9-2157±7; 2164±13. 2329 ±55*, 2120 ± 56*, 1903±29*, 181 ±37*		6, 15
PALEOPLACA CORRENTINA				
SIDERIANO				
31	Complexo Gnáissico Migmatítico Correntina	2372 ± 41		22/2D
RIACIANO-OROSIRIANO				
32	Suíte Intrusiva Rio Corrente	2086 ± 43. 2066 ± 16		22/2D
33	Complexo Correntina	2168±16; 2130±14; 2114±19	2,38-2,26*; 2.6 a 2.3* $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -4,5 a +4,1	1, 21/2D
TERRENO BOM JARDIM				
NEOARQUEANO-PALEOPROTEROZOICO				
-	Embasamento síalico	-	2,5*	5
-	Seqüência Metavulcanossedimentar de São Domingos (Rochas metassedimentares)	-	2,6-2,3*	5
-	Seqüência Metavulcanossedimentar de São Domingos (Rochas metavulcânicas ácidas)	-	2,7-2,2	5
TERRENO MANSIDÃO-JÚLIO BORGES				
OROSIRIANO				
34	Complexo Júlio Borges	2160 ± 14		12/2E

35	Granitoide Mansidão	2106±4		12/2E
TERRENO CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ				
MESOARQUEANO				
-	Complexo Brejinho (Metatonalito)	3199±14	3.97-3.57** $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -1.51 a -8.07	17
NEOARQUEANO				
-	Vereda Parain	2656±34 Ma	3.57* $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -7.59 4.32 to 3.78** $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -10.37 e -19.54,	17
RIACIANO-OROSIRIANO				
-	Granitoide Urucu	2222±11 1998 ± 8 Ma (metamorfismo)	2.55, 2.51* $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -1.81, - 1.34 3.15-2.64** $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +1.50 a -6.58	17
--	Granitoide Mulungu	2107±11, 2025±13	-	7/2E
-	Granitoide Caraíbas	2075±18 Ma (Metamorfismo em 596 ± 65)	2.47 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -3.84 3.59-3.06** $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -2.97 a -8.96	17
-	Granitoide Jacu	2021±8	3.2 to 2.83 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -3.68 a - 9.53	17
-	Formação Formosa (cordierita-granada-biotita xistos)	< 2129±18	3.07 a 2.67* ** Pico em 2.2 e 2.3 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ 1.10 a -4.84	17
-	Formação Formosa (granada-biotita gnaisse paraderivado)	< 1912±11 Ma	2.3 a 1.91 +5.10 a - 4.91	17
-	Fazenda Realeza (Granada anfíbolito)	2070 ±42	2.79-2.23** +4.48 a -3.23	17
TERRENO ALMAS – CONCEIÇÃO DO TOCATINS				
SIDERIANO				
-	Tonalito	2446±68		10
-	Tonalito (Complexo Ribeirão das Areias)	2455 ±14 **		4
-	Batólito Porto Alegre	2476.5 ± 8.96	$T_{\text{DM(Hf)}}$ 3.05 a 2.53 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +0.57 a +6.36	18
-	Batólito Rio do Peixe	2475.52±5	$T_{\text{DM(Hf)}}$ 2.75 a 2.59 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +0.57 a + 4.84	18
-				
RIACIANO				
-	Anfibólio granitoide	2200 ±5		
-	Plúton São Martins	2204 ±4		4

-	Plúton Mato Verde	2182 ±9	2,527 -1.62	4
-	Tonalito	2268 ± 9.6; 2231 ±14; 2201 ± 7; 2185±6.5; 2161±14		10
-	Granodiorito Ribeirão das Areias	2462.4 ± 12.8		18
	Batólito Serra do Pilão	2390.45 ± 13.64	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +0.10 to +4.30	18
-	Suíte Serra do Boqueirão	2204±6, 2201.38 ± 5.09	$T_{\text{DM(Hf)}}$ 2.60-2.52; 264-2.52; 2.62 a 2.48 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -1.67 a +0.47; -2.73 a +0.39; -2.36 a + 1.51	18
-	Batólito Serra do Pilão	2390.45±13.64	$T_{\text{DM(Hf)}}$ 2.69-2.53 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +0.10 a +4.30	18
-	Tonalito Ribeirão das Areias	2211±9		18
-	Quartzite Inferior (Greenstone belt Almas / Grupo Riachão do Ouro – Formação Morro do Carneiro)	Zircão detrítico mais jovem: 2256.09 ± 18.25 Ma	$T_{\text{DM(Hf)}}$ 3.01-2.58; 2.64-2.54 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -7.23 a +1.61	18
-	Quartzito Superiore (Greenstone belt Almas / Grupo Riachão do Ouro – Formação Morro do Carneiro)	Zircão detrítico mais jovem: 2234.4±18.5	$T_{\text{DM(Hf)}}$ 2.87-2.59; 2.63-2.59 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +0.73 a +6.34	18
-	Tufo vulcânico (Xenólito no tonalito Ribeirão das Areias de 2.21 Ga)	2234.7±26.2 Ma	-	18
-	Quartzito (Xenólito no tonalito Ribeirão das Areias de 2.21 Ga)	Zircão detrítico mais jovem: 2229±15.5 Ma	$T_{\text{DM(Hf)}}$ 2.85-2.69 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -8.13 to -3.63	18
-	Suíte tonalítica a granodiorítica / Granodiorito	2208±21	-	19
-	Suíte peraluminosa / Granodiorito	218 ±5.1	-	19
-	Suíte Serra do Boqueirão	2214±13	-	19
-	Suíte Quartzo-diorítica / Quartzo diorito	2280±7	-	19
-	Unidade Monzogranítica	2296±7	-	19

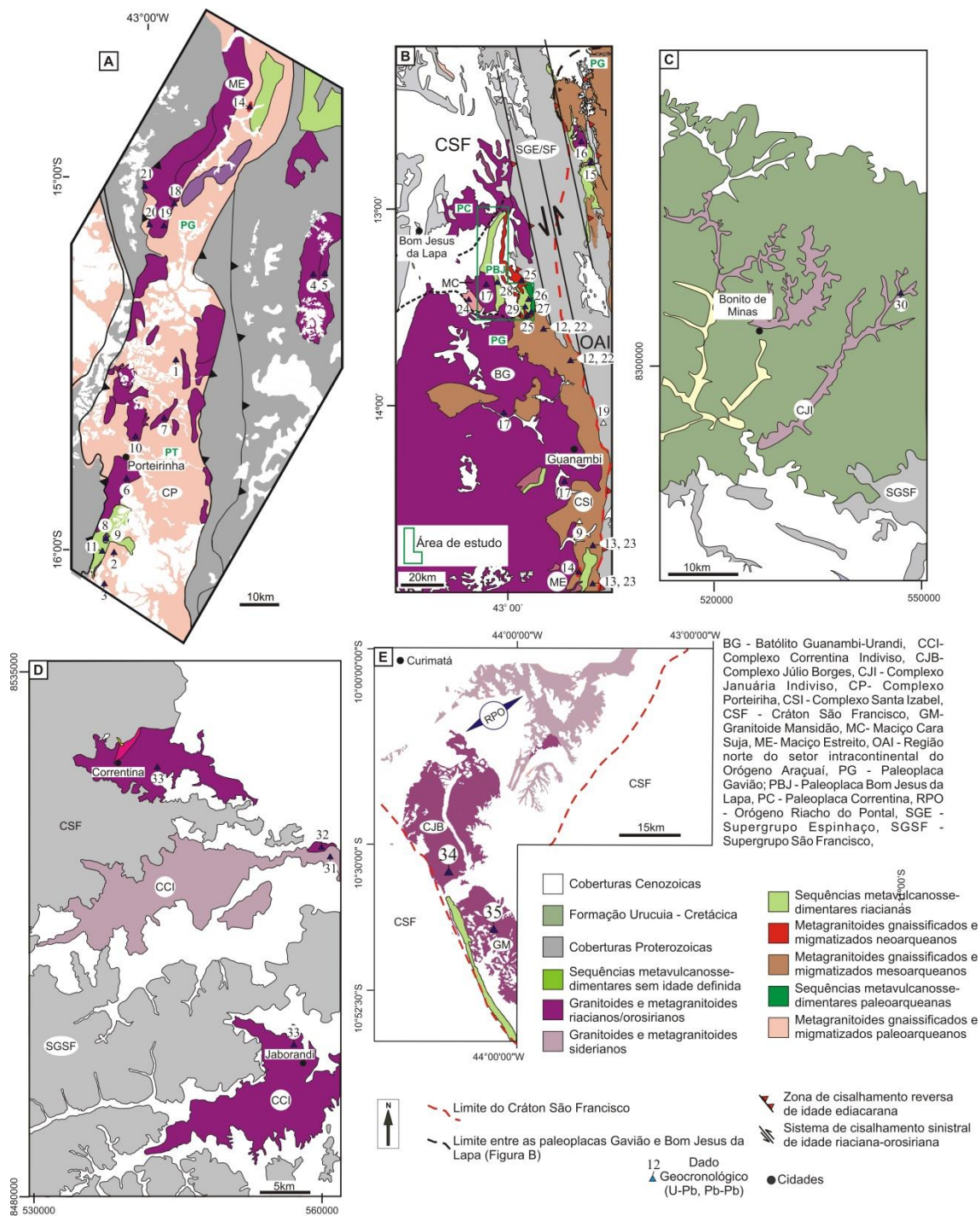


Figura 2 – Distribuição dos dados geocronológicos no setor noroeste do Orógeno do Oeste da Bahia. A informação dos números 1 a 35 está no Apêndice A. A localização dos mapas está na Figura 1. Modificado de: A) Bersan et al. (2022); B) Cruz et al. (2023); C) Rezende et al. (2018); D) Barbosa et al. (2021); E) Barros et al. (2020).

3. BREVE HISTÓRICO SOBRE AS ROCHAS METAVULCANOSSEDIMENTARES RIACIANAS DA ÁREA DE ESTUDO

Na região entre os municípios de Riacho de Santana e Bom Jesus da Lapa, Inda e Barbosa (1978) agruparam uma sucessão de rochas metamórficas de origem vulcânica e sedimentares no *Greenstone Belt* Riacho de Santana (GBRS). Diversos trabalhos de mapeamento geológico regional recobriram em parte ou totalmente a área de ocorrência desse *greenstone*, tais como Barbosa e Moutinho da Costa (1972), Moutinho da Costa e Silva (1980), Silveira e Garrido (1998), Guimarães et al. (2019) e Costa (2020). Silveira e Garrido (1998) interpretaram as seguintes unidades para o GBRS: (i) inferior, com rochas metassedimentares químicas e detríticas associadas a vulcanismo komatiítico máfico-ultramáfico; (ii) intermediária, com rochas metassedimentares pelíticas e químicas, associadas a vulcanismo máfico; e (iii) superior, essencialmente plataformar, sílico-carbonática, com intercalações de metabasaltos. Estudos litogeoquímicos em rochas metamáficas e metaultramáficas foram realizados por Silveira e Garrido (1998) e de rochas metamáficas por Menezes Leal et al. (2006), Santos (2010) e Guimarães et al. (2019).

Considerando os dados geocronológicos obtidos por Rodrigues et al. (2012) de 2218 ± 18 Ma para a cristalização de um metabasalto da Unidade Intermediária de Silveira e Garrido (1998), Cruz et al. (2017b) propuseram que as unidades média e superior sejam partes da Sequência Metavulcanossedimentar Rio São João (SMRSJ), que aflora na Paleoplaca Gavião. Entretanto, aliando os novos dados apresentados neste trabalho aos estudos de Costa (2020) e ao estudo geotectônico apresentado por Cruz et al. (2023a), com a definição da Paleoplaca Bom Jesus da Lapa, uma nova nomenclatura se faz necessária para as unidades média e superior de Silveira e Garrido (1998).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho realizado contemplou o mapeamento geológico da região entre Riacho de Santana e Bom Jesus da Lapa, com escala de trabalho 1: 100.000, com descrição de 95 afloramentos. Além disso foram descritos oito furos de sonda da Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral – CBPM, totalizando 175 amostras coletadas (Apêndices 1 e 2).

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Análises Mineralis - Rede LAMIN - do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM – Superintendência de Salvador) e descritas no Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA) e no Laboratório de Petrografia da Superintendência de

Salvador do SGB-CPRM. A nomenclatura utilizada na petrografia está de acordo com a *IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks - SCMR* (Fettes e Desmons, 2007) e a variação de granulação seguiu os intervalos estabelecidos por Gill (2014).

A empresa SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA fez a preparação de amostras e as análises litogeoquímicas. As rochas foram britadas na granulação < 3 mm, com pulverização para < 200 mesh. As técnicas usadas foram: (i) fusão por tetraborato de lítio e leitura por Fluorescência de Raios-X, e a perda ao fogo calculada a partir de aquecimento a 1000°C para determinação de elementos maiores (SiO₂, Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O, MnO, BaO, Cr₂O₃ e SrO); (ii) fusão por metaborato de lítio e determinação por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*) de Ba, Sr, V, Zr, Ce, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tm, U, W, Y e Yb; e (iii) abertura através dos ácidos HCL e HNO₃ e leitura determinação de As, Bi, Ge, Hg, In, Re, Sb, Se, Te, Ti, Ag, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, P, Pb, Sc e Zn por ICP-AES (*Inductively coupled Plasma - Atomic emission spectrometry*). O Apêndice C apresenta os dados geoquímicos e o Apêndice D os limites de detecção para cada elemento. Microsoft Excel 2016, GCDKit 4.0 (Janousek et al., 2006) e CorelDraw 12 foram utilizados para a organização dos dados e confecção de diagramas.

O Laboratório de Análises Minerais - Rede LAMIN - do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM – Superintendência de Salvador) preparou os concentrados de minerais pesados. A confecção dos *mounts* ocorreu através de resina epoxy, com cristais de zircão desse concentrado e lascas do padrão internacional de zircão TEMORA 2. A montagem foi desgastada até cerca de metade do grão, de forma a expor suas estruturas internas. O Microscópio Eletrônico de Varredura forneceu as imagens de catodoluminescência. O Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP) realizou as análises geocronológicas das amostras MU-23C e MU-43C. Um técnico utilizando a microsonda iônica SHRIMP IIe determinou a composição isotópica dos spots. O padrão internacional de zircão SL13 (238ppm) serviu como normalizador da concentração U-Pb-Th, enquanto que o padrão natural TEMORA 2, de idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U 416,78 Ma (Black et al., 2003) permitiu o *bracketing* da razão ²⁰⁶Pb/²³⁸U. As condições de análises foram: tamanho do spot = 24 μm, 6 scans, *dead time* = 25 ns e *source slit* = 80 μm. Com o software Squid 1.06 (Ludwig, 2002) o técnico do laboratório fez a redução dos dados e com o Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012) realizamos a plotagem dos dados isotópicos.

Por sua vez, a amostra RSA-05 foi preparada e analisada na Universidade de Campinas (UNICAMP). As estruturas internas dos zircões foram obtidas por imagem de catodoluminescência (CL) usando o LEO 430i SEM equipado com um sistema de dispersão espectroscópica Oxford e um detector Gatan Chroma CL. As imagens foram obtidas sob 15kV de aceleração de voltagem, 16 mm de distância e corrente entre 6 e 10 nA. As análises foram realizadas através do método U-Pb (LA-ICP-SF-MS). O sistema é formado por um laser de ablação Photon Machine Excite 193-nm com uma célula de ablação HelEx 2, combinado com XR ICP-MS Thermo Scientific Element. As análises foram realizadas seguindo os procedimentos definidos por Navarro et al. (2015) com spot size de 25 μm . O zircão de referência 91500 (1065,4 \pm 0,3 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) foi utilizado para redução dos dados e o zircão Peixe (517 \pm 10 Ma; Navarro et al., 2017) para controle de qualidade. O dado U-Pb foi reduzido usando a opção VisualAge (versão 2.5; Petrus e Kamber, 2012) do pacote de software Iolite. As idades foram calculadas e os gráficos criados utilizando o ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2012).

O Laboratório ICP-MS do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP) realizou a análise isotópica Lu-Hf em zircões com idades U-Pb determinada pela geocronologia. O MC-ICP-MS *Thermo-Finnigan Neptune*, acoplado ao *Laser Ablation System (New Wave Laser) HelEx Photon-Machine* ($\lambda = 193 \text{ nm}$) realizou as medições baseadas na metodologia de Gerdes e Zeh (2006, 2009). A coleta de dados ocorreu em modo estático durante 60s de ablação com *spot size* de 40 μm . Perfurou-se os *spots* com uma taxa de repetição de 8 Hz e a intensidade de sinal típica para o ^{177}Hf foi de 10V. A partir da análise de padrões especificados na metodologia dos artigos, verificou-se a acurácia das medidas. Para o cálculo das razões iniciais $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e valores ε_{Hf} (T) utilizou-se: constante de decaimento ^{176}Lu de $\lambda = 1,867 \cdot 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$ (Scherer et al., 2001; Soderlund et al., 2004) e parâmetros do reservatório uniforme condrítico (CHUR) $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ (Bouvier et al., 2008).

5. RESULTADOS

5.1. ASPECTOS MACROSCÓPICOS DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DAS FORMAÇÕES BOQUEIRÃO DE BAIXO E CHAPADA GRANDE

Baseado na associação litológica, geoquímica e dados geocronológicos, as rochas que compõem as sequências vulcanossedimentares foram agrupadas nas formações Boqueirão de Baixo (FBB) e Chapada Grande (FCG). Na FBB foram discriminadas duas associações de litofácies enquanto que na FCG foram definidas quatro associações de litofácies as quais se intercalam lateralmente e verticalmente. Em direção a norte

aumenta o volume em rochas carbonáticas e, em direção a sul, o de rochas siliciclásticas. Metabasaltos e rochas metavulcânicas félsicas se intercalam com as rochas metassedimentares.

Em todas as unidades, as estruturas primárias não estão mais preservadas, exceto: (i) pela presença do bandamento composicional entre rochas metassedimentares, e dessas com rochas metavulcânicas; e (ii) de feições de bordas de corrosão em cristais porfíricos de feldspatos nas rochas metavulcânicas félsicas. O contato entre as unidades supracrustais é principalmente marcado por uma xistosidade paralelizada ao bandamento composicional, que localmente pode estar dobrada ou truncada em algum ângulo por uma segunda xistosidade, em geral milonítica, que por vezes também controla os contatos. Rochas plutônicas, atualmente concordantes, básicas, intermediárias e ácidas, são intrusivas nas FBB e FCG. Os aspectos macroscópicos principais das litologias de cada unidade estão sintetizados na Tabela 2.

Apesar de terem sido pouco identificadas nos furos de sondagem, os quartzitos representam um litotipo comum na região ocidental da área de estudo, sendo a litologia responsável pela morfologia das cristas das serras.

5.1.1. Formação Boqueirão de Baixo

5.1.1.1. Litofácies 1

Compreende anfibolito de granulação fina a média, com espessura máxima de 40m, que aflora na região de Riacho de Santana (Figura 3). Em furo de sonda está intercalado com a unidade 2 (Figura 4). Essa unidade é intrudida por sienogranito de granulação grossa no Furo RS-F-07B (Figura 4). Um corpo de anfibolito de granulação fina, xistificado, que aflora a norte da cidade de Riacho de Santana (Figuras 3 e 5A) foi analisado por Rodrigues et al. (2012), tendo obtido a idade de cristalização em 2218 ± 18 Ma (LA-ICPMS, U-Pb, zircão), cujos dados são apresentados neste estudo.

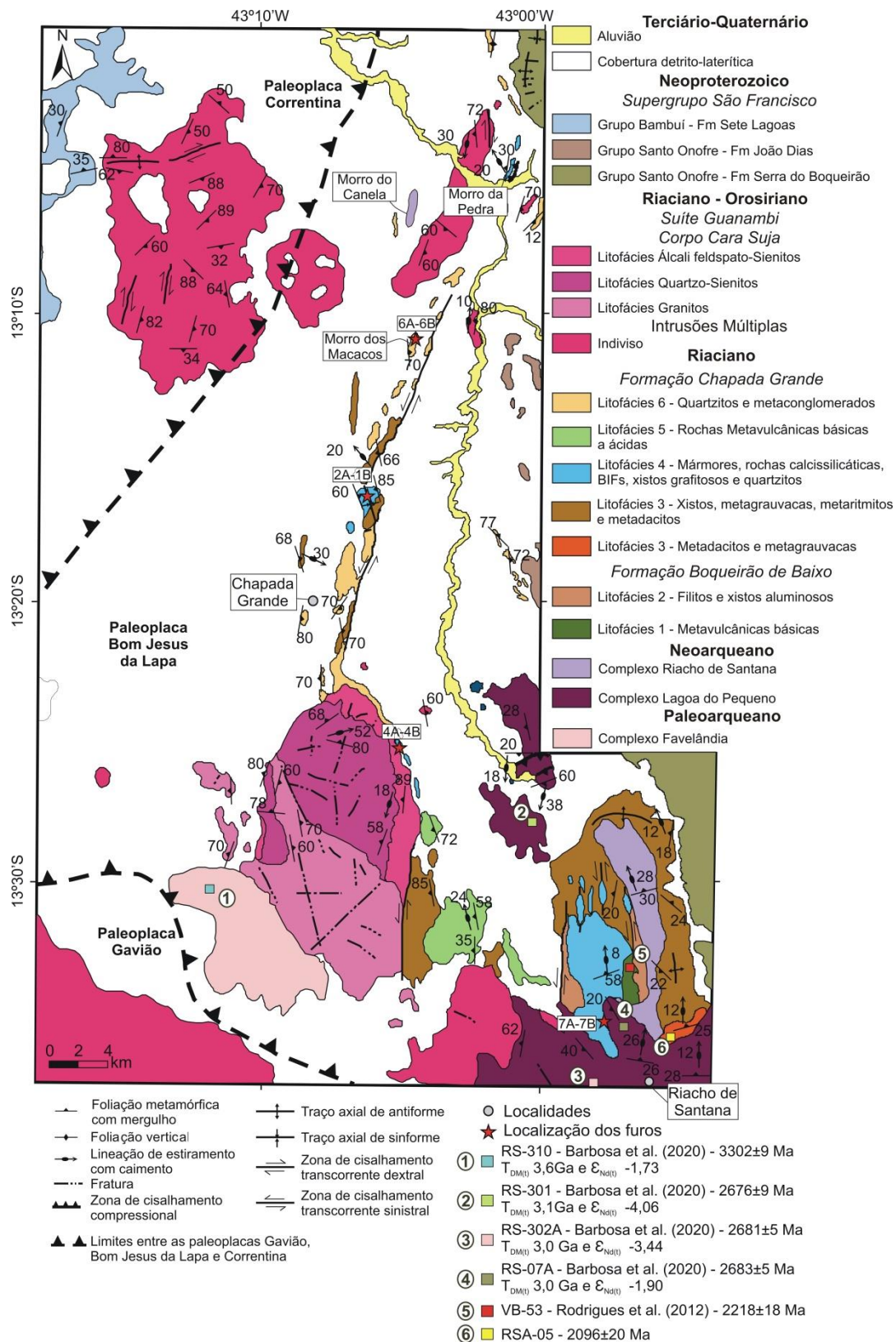


Figura 3 – Mapa geológico da área de estudo. A cartografia da região de Riacho de Santana (sudeste) foi adaptada de Costa (2020).

5.1.2.1. Litofácies 2

Compreende filitos e xistos aluminosos com proporções variáveis de quartzo, biotita, muscovita, clorita, plagioclásio, granada e hematita (Figura 5B e 5C) que atingem espessura de até 115m. Localmente apresentam veios milimétricos de grafita. Na região próxima da cidade de Riacho de Santana, as litologias dessa subunidade se intercalam com as rochas da Litofácies 1 (Figura 5D). No contato entre as rochas dessa litofácies com as da Litofácies 1 ocorrem níveis milimétricos, sinuosos, com mais de 80% de hornblenda. Localmente, Silveira e Garrido (1998) descreveram pacotes com cordierita, cianita e andaluzita. Níveis de quartzito ocorrem localmente intercalados nessas rochas (Furo RS-F-04-B; Figura 4B), com espessura máxima de 5m.

5.1.2. Formação Chapada Grande

5.1.2.2. Litofácies 3

As rochas dessa unidade foram cartografadas por Costa (2020) e ocorrem a leste da cidade de Riacho de Santana (Figuras 3 e 5E), sendo agora identificadas também na porção oeste da área de trabalho ao longo das serras alinhadas NE-SW na região do povoado de Chapada Grande. Predominam metagrauvas, micaxistos e metarritmitos associados a rochas metavulcânicas félsicas, em geral classificadas como metadacitos. Os metadacitos variam entre porfiríticos e afaníticos. As metagrauvas são constituídas por proporções variadas de quartzo, plagioclásio e biotita, com feldspato alcalino subordinado, ora com acamadamento rítmico compondo os metarritmitos. Essas rochas estão migmatizadas, formando metatexitos estromáticos com neossoma graníticos na região de Riacho de Santana.

5.1.2.3. Litofácies 4

5.1.2.3.1. Litofácies 4A

Essa Subunidade possui, essencialmente, mármore calcíticos e dolomíticos, que ocorrem na região de Riacho de Santana e em furos de sonda (Figura 5F e 5G), com espessura de até 182m. Essas rochas estão intercaladas com as da Subunidade 4B, bem como com metapelitos (biotita xisto, quartzo-biotita xisto e granada-clorita xisto), clorita xisto e com estreitos níveis grafitosos, formando ritmitos. Localmente, encontram-se níveis carbonáticos maciços com espessura de até 80m. Ocorrem ainda níveis de metachert e de rochas carbonatossilicáticas. Horizontes de sulfetos maciços com espessura máxima de 1m e somatório de até 60% em calcopirita, pirita, arsenopirita, pirrotita e esfalerita estão intercalados com os metacherts (Silveira e Garrido, 1998).

5.1.2.3.2. Litofácies 4B

Ppredominantemente constituída por rochas carbonatossilicáticas, com quantidades variáveis de tremolita, calcita, dolomita e quartzo, que ocorrem a norte de Riacho de Santana, bem como em furos de sonda (Figura 5H). A espessura dessas rochas varia de 2 a 140m. Subordinadamente, também ocorre mármore calcítico com níveis ricos em grafita, com espessura de 1 a 55m. Raros níveis milimétricos de clorita xisto e biotita-clorita xisto, ora grafitosos, compõem essa unidade. Quartzitos, por vezes micáceos ou sulfetados, ocorrem em níveis mili a decimétricos (Tabela 2), principalmente intercalados com rochas carbonatossilicáticas. Chama atenção a ausência de mármore dolomíticos, diferentemente do descrito na Subunidade 4A. Localmente, no furo RS-F-06B, ocorre intercalada com nível de 11m de metatraquito da Litofácies 5A.

5.1.2.3.3. Litofácies 4C

Compreende metarritmitos de até 80m de espessura com: (i) xistos e granofels félsicos, com quartzo, plagioclásio, biotita, grafita, clorita e muscovita; e (ii) grafititos com muscovita e clorita, bem como vênulas de carbonato. Localmente, e em geral quando adjacentes às rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias da Subunidade 5A, os grafititos possuem espessura de até 10m. Ocorrem na região de Riacho de Santana e nos furos RS-F-04A e RS-F-04B (Figura 4B), na borda leste do Corpo Cara Suja (Figuras 3 e 5I). Nessa unidade, Silveira e Garrido (1998) descreveram horizontes com até 40% de calcopirita e pirita, com espessura de até 1m, que estão hospedados nos xistos félsicos.

5.1.2.3.4. Litofácies 4D

Composta predominantemente por formação ferrífera bandada metamorfizada (Figura 5J), com níveis com proporções variadas de quartzo, magnetita, hematita e raramente grunerita. Essa subunidade foi descrita em toda a extensão da sequência, ocorrendo principalmente nas proximidades da cidade Riacho de Santana e na porção norte da área, nos morros do Canela e da Pedra (Figura 3). Na região de Riacho de Santana, essas rochas fazem contato gradacional com as litologias da Subunidade 4A. Na porção norte da área possui espessura de até 50m e nos furos de sonda foram descritos níveis com até 1,5m.

5.1.2.3.5. Litofácies 4E

Compreende principalmente quartzitos, em geral xistificados, com muscovita quartzitos subordinados. Em campo, essas rochas sustentam as serras situadas a leste e a oeste da cidade de Riacho de Santana. Subordinadamente ocorrem finas lentes de níveis ricos em hematita, interlados com os quartzitos, com 0,5 a 2m de espessura.

5.1.2.4. Litofácies 5

5.1.2.4.1. Litofácies 5A

As rochas predominantes são metavulcânicas félsicas, com metaquartzo-traquito, metaquartzo-latito e metandesito, de espessuras de até 8m, que foram descritos em furos de sonda (Figura 6A). Nos furos RS-F-04-A e RS-F-04-B (Figura 4B) ocorrem intercalados com xistos e granofels félsicos grafitosos e grafititos da Subunidade 4C, enquanto que nos furos RS-F-06-A e RS-F-06-B estão intercaladas com rochas carbonatossilicáticas da Subunidade 4B (Figura 6B).

5.1.2.4.2. Litofácies 5B

Compreende rochas metamáficas (anfíbolito, quartzo-plagioclásio-tremolita-clorita xisto, quartzo-hematita-cumingtonita-plagioclásio xisto e clorita-plagioclásio-hornblenda-quartzo xisto) com espessura de até 25m (Figura 6C). O conjunto foi descrito nos furos RS-F-07A, RS-F-07B, RS-F-04-A e RS-F-06-B (Figura 4B) e em campo na porção oeste da área.

5.1.2.5. Unidade 6

Possui pouca expressão nos furos de sondagem descritos, ocorrendo apenas nos furos que localizados na porção norte da área estudada (RS-F-06A e RS-F-06B; Figura 4B). Essa Unidade compreende quartzitos xistificados, muitas vezes ferruginosos, por vezes com muscovita, com metaconglomerados subordinados. O metaconglomerado é clasto-suportado, monolítico, cujo arcabouço é composto por fragmentos prolatos de quartzito de até 5 cm que marcam a lineação de estiramento. Quando presente, a matriz é quartzosa, de granulação fina a média. Essas rochas ocorrem em um estrato com espessura de 8m no topo do Furo RS-F-06-A (Figura 4B), sendo também descritos em campo (Figura 6D) na porção sul do Morro dos Macacos, cerca de 1km ao sul do local onde foi realizada a sondagem desse furo (Figura 3).

5.1.2.6. Rochas Intrusivas

Foram identificados corpos intrusivos, máficos e félsicos, atualmente concordantes, nas rochas da Litofácies 1 e das Litofácies 4A, 4B e 4C, tendo sido individualizados: (i) sienogranito que intrude os anfíbolitos finos a médios da Litofácies 1; (ii) metasiénito, que intrude os mármore da Litofácies 4A; (iii) anfíbolitos de granulação grossa, principalmente, a média, intrusivos nas rochas carbonatossilicáticas da Litofácies 4B (Figura 6E); e (iii) metamonzonito intrusivo nos xistos grafitosos da Litofácies 4C (Figura 6F). Em campo foram observados xenólitos de quartzito e de plagioclásio-biotita-quartzo xisto da SMCG nos corpos intrusivos félsicos, principalmente nas imediações do Corpo Cara Suja (Figura 6G e 6H).

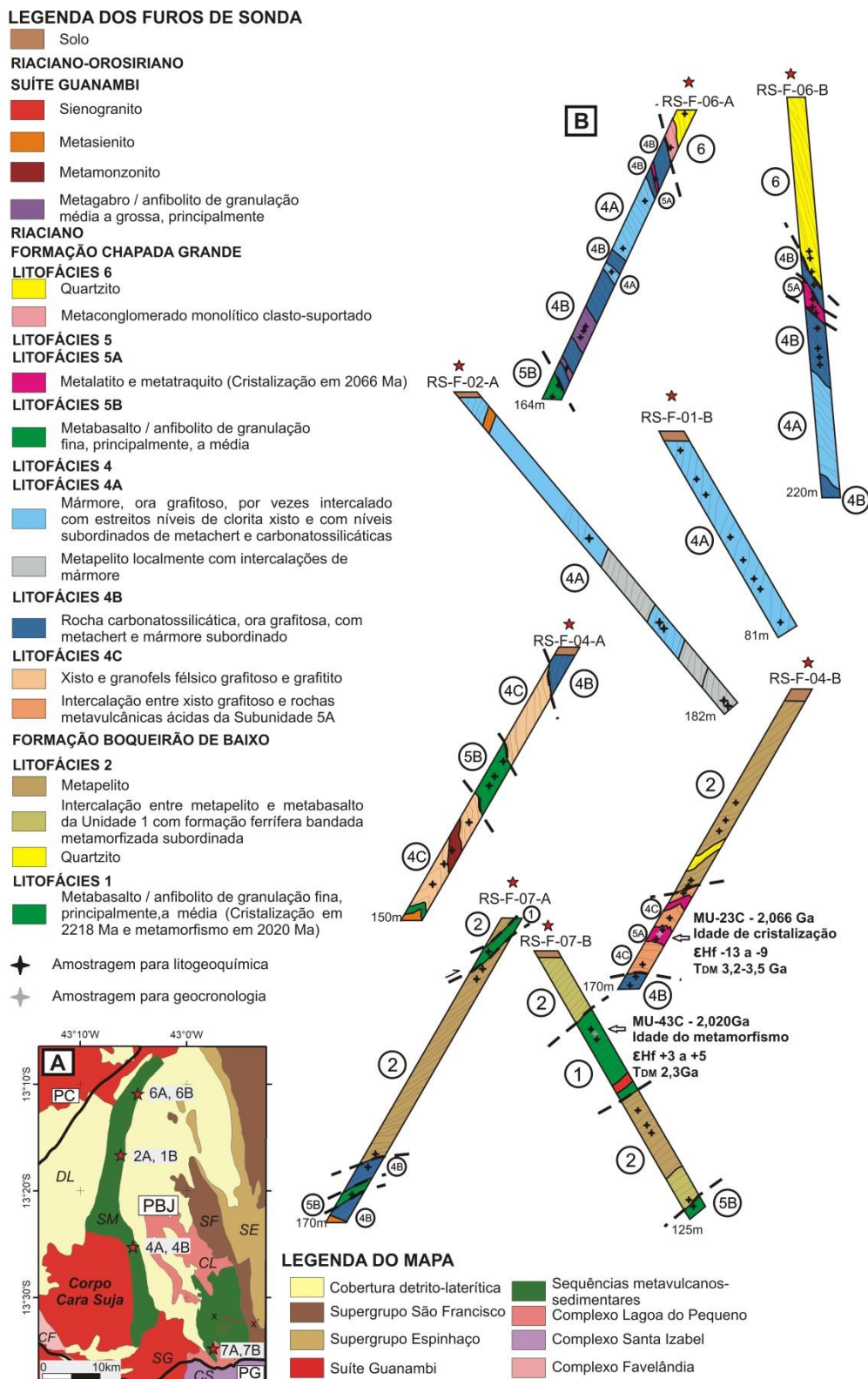


Figura 4 – Individualização das unidades das formações Boqueirão de Baixo Chapada Grande, com a localização da amostragem. (A) Mapa regional simplificado com a localização dos furos de sonda descritos (estrelas vermelhas); e (B) furos de sonda

descritos com a individualização proposta para as unidades. O Apêndice B apresenta a localização dos oito furos e profundidade das amostras utilizadas neste trabalho.

5.2. PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS DE PROTÓLITO ÍGNEO DAS FORMAÇÕES BOQUEIRÃO DE BAIXO E CHAPADA GRANDE

A composição modal das rochas metamórficas de protólitos máficos, intermediários e félsicos das formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande, bem como do plutonismo intrusivo nessas formações está sintetizada na Tabela 3. As características dos minerais e as microestruturas identificadas estão sumarizadas nos Apêndices E e F, respectivamente. Zonas de alteração hidrotermal com magnetita e hematita ocorrem bem distribuídas na área, inclusive nas rochas metassedimentares. A presença dos sulfetos é mais pronunciada nas amostras coletadas nas proximidades do Corpo Cara Suja, com o qual pode ter alguma relação genética.

Rochas metavulcânicas de protólitos máficos são descritas na Litofácies 1 (FBB) e na Litofácies 5B (FCG) e foram caracterizadas como anfibólitos, preferencialmente de granulação fina, além de hematita-plagioclásio-tremolita-clorita xisto, quartzo-hematita-cummingtonita-plagioclásio e clorita-plagioclásio-hornblenda-quartzo xisto. Por sua vez, as rochas plutônicas de protólito máfico são anfibólitos, preferencialmente de granulação grossa. Clorita, hematita e magnetita, bem como sulfetos, principalmente calcopirita, compõem a mineralogia de alteração hidrotermal (Tabela 3). Porfiroblastos de hornblenda são encontrados imersos em uma matriz de anfibólitos finos e em clorita-plagioclásio-hornblenda-quartzo xisto. Sem apresentarem textura ígnea reliquiar, as microestruturas metamórficas predominantes são: (i) nematoblásticas, com orientação preferencial dos anfibólitos ao longo da xistosidade; e (ii) granoblástica, principalmente poligonal, inequigranular, associada com plagioclásio e quartzo. Subordinadamente, há domínios de microestrutura lepidoblástica, marcada pela orientação de clorita, poiquiloblástica, pela presença de porfiroblastos de hornblenda com inclusões de plagioclásio, além de microestrutura de substituição e corrosão, com hematita e magnetita nas bordas e nas clivagens de hornblenda, clorita e tremolita, bem como de reação pela presença de clorita nas bordas e clivagens de hornblenda e tremolita.

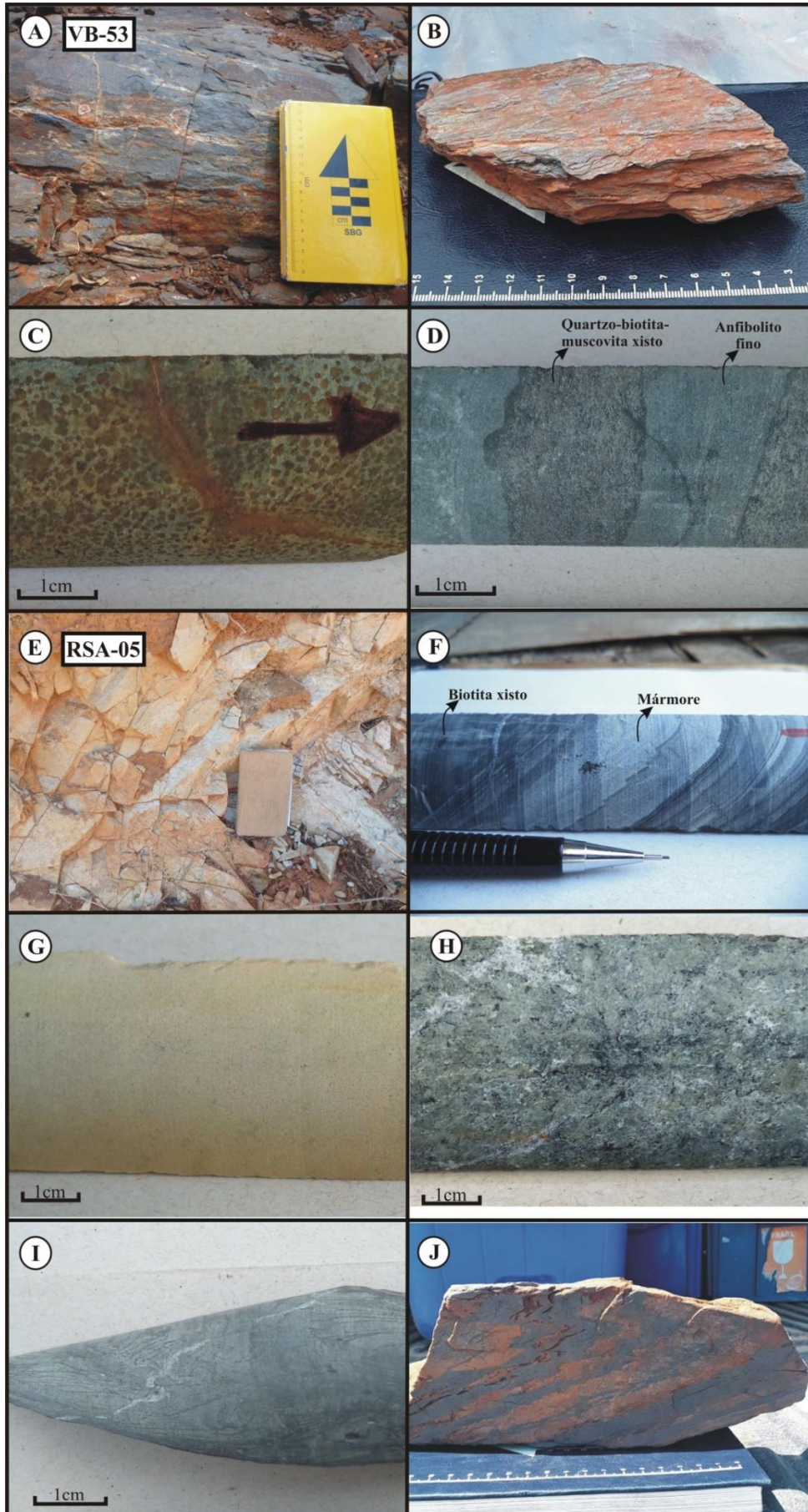


Figura 5 –Aspectos macroscópicos das rochas da Formação Boqueirão de Baixo (A-D) e da Formação Chapada Grande (E-J); (A) anfibolito de granulação fina, xistificado, da Litofácies 1, que ocorre na região de Riacho de Santana (Campo - VB-53); (B) hematita-quartzo-mica xisto da Litofácies 2 descrito em lajedo na base do Morro dos Macacos (Figura 3), na porção norte da área (Campo – MU-R-35); (C) muscovita-biotita-quartzo-granada xisto com grande quantidade de porfiroblastos de granada da Litofácies 2 (Furo RS-F-04B – MU-20B – 112,7m); (D) intercalação entre níveis centimétricos de anfibolito de granulação fina da Litofácies 1 e quartzo-biotita-muscovita xisto da Litofácies 2 (Furo RS-F-07B – MU-51A – 120,35m); (E) metadacito da Litofácies 3 que aflora na região de Riacho de Santana (Figura 3) (Campo - RSA-05); (F) intercalação milimétrica entre mármore e grafitito da Litofácies 4A (Furo RS-F-01B - MU-68A - 14,15m); (G) nível de mármore maciço, de granulação média, da Litofácies 4A (MU-82A – Furo RS-F-02A – 175,9m); (H) rocha carbonatossilicática de granulação grossa e rica em tremolita da Litofácies 4B (Furo RS-F-06B – MU-R-64B – 143,45m); e (I) quartzo-plagioclásio-grafita-sericita xisto da Litofácies 4C (Furo RS-F-04A – MU-34B – 130,3m); (J) formação ferrífera bandada metamorfizada e dobrada da Litofácies 4C descrita em blocos rolados na encosta do Morro Canela (Figura 3), na porção norte da área (Campo – MU-R-28). As coordenadas das amostras estão nos apêndices A e B.

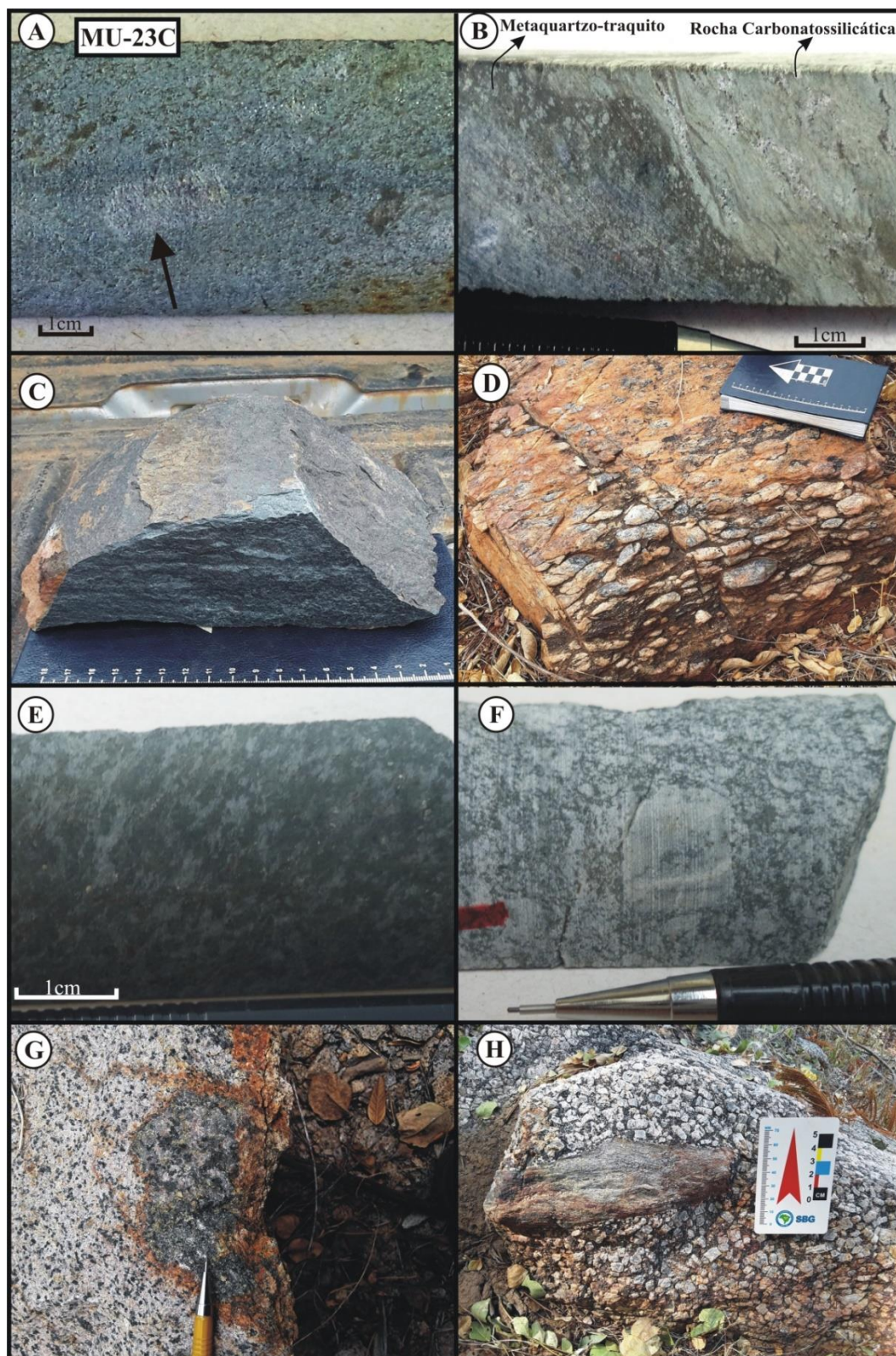


Figura 6 – Aspecto macroscópico de rochas da Formação Chapada Grande (A-D) e intrusivas (E-H): (A) metaquartzito-latito da Litofácies 5A com pórfiros (seta) orientados de ortoclásio com até 2cm de comprimento (Furo RS-F-04B – MU-23B – 135,15m); (B) contato entre metaquartzito-traquito (cinza-escuro) da Litofácies 5A e rocha

carbonatossilicática da Litofácies 4B (Furo RS-F-06-A – MU-03A – 42,3m); (C) quartzo-hematita-cummingtonita-plagioclásio xisto da Litofácies 5B (Campo – MU-R-39); (D) lajedo de metaconglomerado da Litofácies 6 descrito no topo do Morro dos Macacos (Figura 3), no norte da área (Campo – MU-R-35); (E) anfibolito de granulação gossa que ocorre intrudindo rochas carbonatossilicáticas da Litofácies 4B (Furo RS-F-06A – MU-13B – 122,1m); (F) metamonzonito com pórfiros centimétricos de plagioclásio que ocorre intrudindo os xistos e granofels félsicos grafitosos da Litofácies 4C (Furo RS-F-04A – MU-32B – 113,7m); (G) sienito isotrópico do Corpo Cara Suja com xenólito de quartzito que contém calcopirita disseminada (Campo – MU-R-62); (H) álcali-sienito isotrópico com pórfiros centimétricos de feldspato potássico com xenólito de plagioclásio-biotita-quartzo xisto da Litofácies 4C (Campo – MU-R-60). As coordenadas das amostras estão nos apêndices A e B.

Tabela 2 - Características macroscópicas dos litotipos descritos nas formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande.

Litologia	Tipo de afloramento	Forma de ocorrência	Espessura	Cor / Granulação	Nível de isotropia	Estruturas deformacionais	Prof.	Outros	Figura
			(m)				(m)		
FORMAÇÃO BOQUEIRÃO DE BAIXO									
<i>Litofácies 1</i>									
Anfibolito fino a médio	Furo de sondagem, encosta de serra	Camadas tabulares	0,1-40	Cinza esverdeado a preto / Fina a média	Anisotrópico	Xistosidade, dobras, zonas de cisalhamento. Intensamente cortado por veios de quartzo de até 5cm de espessura	0-80	Dados compilados de Rodrigues et al. (2012) e Guimarães et al. (2019)	5A, 5D
<i>Litofácies 2</i>									
Metapelitos (xistos com proporções variáveis de quartzo, biotita, muscovita, clorita, com plagioclásio e granada subordinados) e filitos	Furo de sondagem, encosta de serra, ravinas	Camadas tabulares	1-115	Cinza / Fina a grossa	Anisotrópico	Xistosidade, dobras, lineação de estiramento, falhas. Intensamente truncada por veios de quartzo	0-135	Apresenta níveis quartzo-feldspáticos interpretados como neossomas	5B, 5C, 5D
Quartzito	Furo de sondagem	Camada lenticular	5	Cinza esbranquiçado	Anisotrópico	Xistosidade	90-95	Forma nível descontínuo intercalado com os metapelitos	

FORMAÇÃO CHAPADA GRANDE									
<i>Litofácies 3</i>									
Metadacito	Lajedo e corte de estrada	Camadas lenticulares	5	Branco e cinza claro	Anisotrópica	Xistosidade, lineação de estiramento e dobras	0	Descrito na região de Riacho de Santana. Ocorrem intercalações de metagrauvaca	5E
Metapelito, metagrauvaca e metarritmito	Lajedo, corte de estrada e encosta de serras	Camadas lenticulares	50	Cinza claro a rosado	Anisotrópica	Xistosidade, bandamento gnáissico, lineação de estiramento e dobras	0	Intercalações de metadacito	
<i>Litofácies 4</i>									
<i>Litofácies 4A</i>									
Mármore calcíticos e dolomíticos	Cortes de estrada, encosta de serras e furo de sondagem	Camadas tabulares	0,1-82	Branco, bege, cinza claro a escuro / Muito fina a média	Anisotrópico e isotrópico	Xistosidade, dobras, falhas normais, brechas, veios de calcita e quartzo	0-150	Raras intercalações de níveis mili a centimétricos de rocha carbonatossilicática, chert e sulfeto maciço (calcopirita, pirita, arsenopirita, pirrotita e esfalerita)	5F, 5G
Metapelito (biotita xistos, quartzo-biotita xistos e granada-clorita xisto)			0,01-15	Cinza escuro a preto / Muito fina a fina	Anisotrópico	Xistosidade, dobras, falhas normais	95-182	No geral forma pacotes centimétricos intercalados nos mármore. Por	5F

								vezes são grafitosos	
<i>Litofácies 4B</i>									
Rochas carbonatossilicáticas	Cortes de estrada e furo de sondagem	Camadas tabulares e lenticulares	2-140	Verde clara a escura, branca / Fina a grossa	Anisotrópico e isotrópico	Xistosidade, brechas. Intensamente cortadas por veios calcíticos e de quartzo com sulfetação associada	0-220	Presença de horizontes sulfetados (pirrotita, pirita e calcopirita), com níveis milimétricos de sulfeto maciço	5H, 6B
Mármore calcítico	Cortes de estrada, encosta de serras e furo de sondagem	Camadas tabulares	1-55	Cinza claro a escuro, branco / Muito fina a média			45-210	Formam níveis maciços ou apresenta-se intercalado com níveis mili a centimétricos de metapelito, quartzito e rochas carbonatossilicáticas	
Metapelito	Furo de sondagem	Camadas tabulares e lenticulares	0,01-0,1	Cinza claro a escuro / Muito fina a fina	Anisotrópico	Xistosidade	0-220	Formam níveis mili a centimétricos intercalados nos mármores e nas rochas carbonatossilicáticas	
Metachert / Quartzito		Camadas tabulares	0,01-0,1	Cinza claro a escuro			0-220		
<i>Litofácies 4C</i>									

Xistos e granofels félsicos grafitosos			0,1-80	Cinza claro a escuro / Média			50-160	Níveis com porfiroblastos de granada. Ocorrem intercalados com as rochas vulcânicas félsicas da Subunidade 5A. Localmente intercalados com metatufos (Silveira e Garrido, 1998)	5I
Grafititos	Furo de sondagem	Camadas tabulares	0,1-10	Cinza escuro a preto /	Anisotrópico	Xistosidade, dobras, cisalhamentos	43-140		
<i>Litofácies 4D</i>									
Formação ferrífera bandada metamorfozizada	Furo de sondagem, encosta de serra	Camadas tabulares e lenticulares	0,1-40	Bandas pretas e bandas cinza-escuro a vermelhas	Anisotrópico	Xistosidade, dobras e falhas	2-40	Ocorre de forma restrita na parte norte da área e em em furos de sondagem. Forma grandes morros na região de Riacho de Santana	5J
<i>Litofácies 4E</i>									
Quartzito	Encosta de serra, Furo de sondagem	Camada lenticular	5-50	Cinza esbranquiçado	Anisotrópico	Xistosidade	0	Sustenta a crista de grandes serras na região de Riacho de Santana	
<i>Litofácies 5</i>									
<i>Litofácies 5A</i>									

Meta quartzo-traquito e meta quartzo-latito	Furo de sondagem	Camadas tabulares	0,1-11	Cinza claro a escuro / fina a média	Anisotrópico	Xistosidade	38-145	Pórfiros de ortoclásio e plagioclásio com até 4cm de comprimento	6A, 6B
<i>Litofácies 5B</i>									
Anfibolitos finos e xistos de protólito máfico (Rochas básicas)	Lajedos, cortes de estrada, encosta de serras e furo de sondagem	Camadas tabulares	0,5-25	Cinza claro a escuro, verde claro a escuro, preta / Muito fina a média	Anisotrópico	Xistosidade, dobras. Intensamente cortada por veios de quartzo e magnetita	0-164		6C
<i>Litofácies 6</i>									
Quartzito	Furo de sondagem, encosta de serra, lajedo, ravina, corte de estrada	Camadas tabulares e lenticulares	10-95	Branco, cinza, avermelhado / Fina a grossa	Anisotrópico	Xistosidade	0-95	Litotipo que sustenta a maior parte das serras orientadas NNE-SSW na área; Termos intensamente ferruginosos. Associa-se com presença de zonas de cisalhamento sinistrais	
Metaconglomerado	Furo de sondagem, encosta de serra	Camadas lenticulares	6-8	Cinza / Matriz fina a grossa, clastos muito grossos			0-10	Clasto-suportado, com clastos de quartzito de 3 a 5 cm orientados. Associa-se com presença de zonas	6D

								de cisalhamento sinistrais.	
ROCHAS PLUTÔNICAS									
Anfibolito de granulação grossa	Furo de sondagem, blocos rolados	Intrusões, por vezes paralelizadas com a foliação da encaixante	3-15	Cinza-escuro a preto / Média	Anisotrópico	Xistosidade, falhas, dobras, lineação de estiramento	0- 148	Foliação por vezes tênue, identificada apenas em lâmina. Intrude apenas a Litofácies 4B	6E
Metamonzonito	Furo de sondagem, encosta de serra, lajedo, corte de estrada	Intrusões, por vezes paralelizadas com a foliação da encaixante	8	Cinza escuro / Média a grossa	Anisotrópico e isotrópico	Xistosidade, falhas, dobras, lineação de estiramento	0- 115	Intrude a Litofácies 4C	6F
Metasienito	Furo de Sondagem	Intrusão	5m	Cinza-claro / Grossa	Isotrópico e anisotrópico	Xistosidade	0-18	Intrude a Litofácies 4A	6G, 6H
Sienogranito	Furo de sondagem, encosta de serra, lajedo, corte de estrada	Intrusão	4	Cinza claro / Média	Isotrópico	Falhas	0-64	Intrude a Litofácies 1	

As rochas intermediárias a félsicas ocorrem na FCG e compreendem metadacito (Litofácies 3), bem como metaquartzo-traquito, metaquartzo-álcalifeldspato traquito, metaquartzo-latito (Litofácies 5A). A mineralogia hidrotermal é subordinada e composta por muscovita, hematita, magnetita, calcopirita, calcita e epidoto (Tabela 3). Essas rochas possuem texturas ígneas reliquiárias, tais como porfírica e poiquilítica, com pórfiros tabulares de plagioclásio com geminação albita e pórfiros de ortoclásio com geminação carlsbad, principalmente zonados, com inclusões de biotita e plagioclásio, bem como pórfiros de biotita. Além disso, feições de corrosão ocorrem nos pórfiros de ortoclásio e plagioclásio. A matriz é afanítica a fanerítica muito fina e comumente inequigranular. A microestrutura metamórfica principal é a lepidoblástica, com biotita orientada na foliação metamórfica. Microestrutura de reação metamórfica é menos frequente e marcada pela presença de mica branca nas clivagens de plagioclásio e ortoclásio e de epidoto nas clivagens de plagioclásio. A microestrutura de substituição e corrosão ocorre em biotita e tremolita com hematita e magnetita nas clivagens e bordas desses silicatos.

O metamonzonito e o sienogranito intrusivos possuem biotita e tremolita como minerais acessórios, esta última concentrada localmente apenas no metamonzonito. A mineralogia de alteração hidrotermal, subordinada, é marcada por hematita, mica branca e muscovita (Tabela 3). As microestruturas ígneas estão bem preservadas nessas rochas, com grãos tabulares de plagioclásio, além de grãos de microclínio com inclusões de quartzo e biotita, caracterizando a microestrutura poiquilítica. O sienogranito é isotrópico, enquanto que o metamonzonito possui microestrutura nemato-lepidoblástica, com orientação preferencial dos feldspatos e das micas ao longo da foliação, e localmente granoblástica, predominantemente associado ao quartzo.

Tabela 3 - Composição modal dos litotipos de protólito ígneos descritos. Qz* ocorre tanto na paragênese progressiva quanto na regressiva. Abreviações dos nomes dos minerais segundo Whitney e Evans (2010):

ROCHAS METAMÁFICAS																	
PROTÓLITO VULCÂNICO																	
AMOSTRA	Paragênese Progressiva							Paragênese regressiva							ROCHA (Fettes e Desmons, 2007)		
	Hbl	Cum	Pl	Qz*	Zr	Ap	Ttn	Chl	Tr/Act	Bt	Cal	Ep	Hem	Mag		Cpy	Srp
FORMAÇÃO BOQUEIRÃO DE BAIXO																	
MU-35B	72		23	2									3				Anfibolito de granulação fina
MU-41B	80		10	8									2				Anfibolito de granulação fina
MU-42B	65		20					5			8		2				Anfibolito de granulação fina
VB-53	56		38	3	tr	tr	tr						3				Anfibolito de granulação fina
FORMAÇÃO CHAPADA GRANDE																	
MU-10B	63		20	10		tr							7				Anfibolito de granulação fina
MU-11B	68		15	8								5	4		tr		Anfibolito de granulação fina
MU-29B	83		12	3									2		tr		Anfibolito de granulação fina
MU-28B			20	2				42	30				6	tr		tr	Hematita-plagioclásio-tremolita-clorita xisto
MU-30B		70	17	3									10				Anfibolito de granulação fina
MU-R-39B		30	44	6								tr	18	2			Quartzo-hematita-cummingtonita/grunerita-plagioclásio xisto
MU-40B	30		25	35				8					2		tr		Clorita-plagioclásio-hornblenda-quartzo xisto
MU-8B			6	3				87			tr	tr	4	tr	tr		Cloritito

PROTÓLITO PLUTÔNICO																	
MU-7B	70		24	4		tr						tr	2		tr		Anfibolito de granulação grossa
MU-9B	60		30	7		tr							3	tr	tr		Anfibolito de granulação grossa
MU-13B	58		30	7		tr				2			3	tr	tr		Anfibolito de granulação grossa
ROCHAS METAFÉLSICAS																	
PROTÓLITO VULCÂNICO																	
FORMAÇÃO CHAPADA GRANDE																	
AMOSTRA	Paragênese Progressiva								Paragênese Regressiva							Rocha (Streckeisen, 1967)	
	Tr	Pl	Bt	Qz*	Or	Mc	Zr	Ap	Cal	Ep	Chl	Hem	Mag	Cpy	Ms/Mb		
MU-23B		35	20	10	25							tr				10	Meta quartzo-latito
MU-24B		18	15	15	35	12		tr				tr	tr	tr	tr		Meta quartzo-traquito
MU-3B	7		31	4	53				5			tr			tr		Meta quartzo-feldspato alcalino-traquito
MU-59B		10	45	5	40				tr	tr		tr	tr	tr			Metaquartzo-traquito
PROTÓLITO PLUTÔNICO																	
MU-32B	15	45			25			tr			15	tr			tr		Metamonzonito
MU-44A		25	5	20		50	tr	tr							tr		Sienogranito

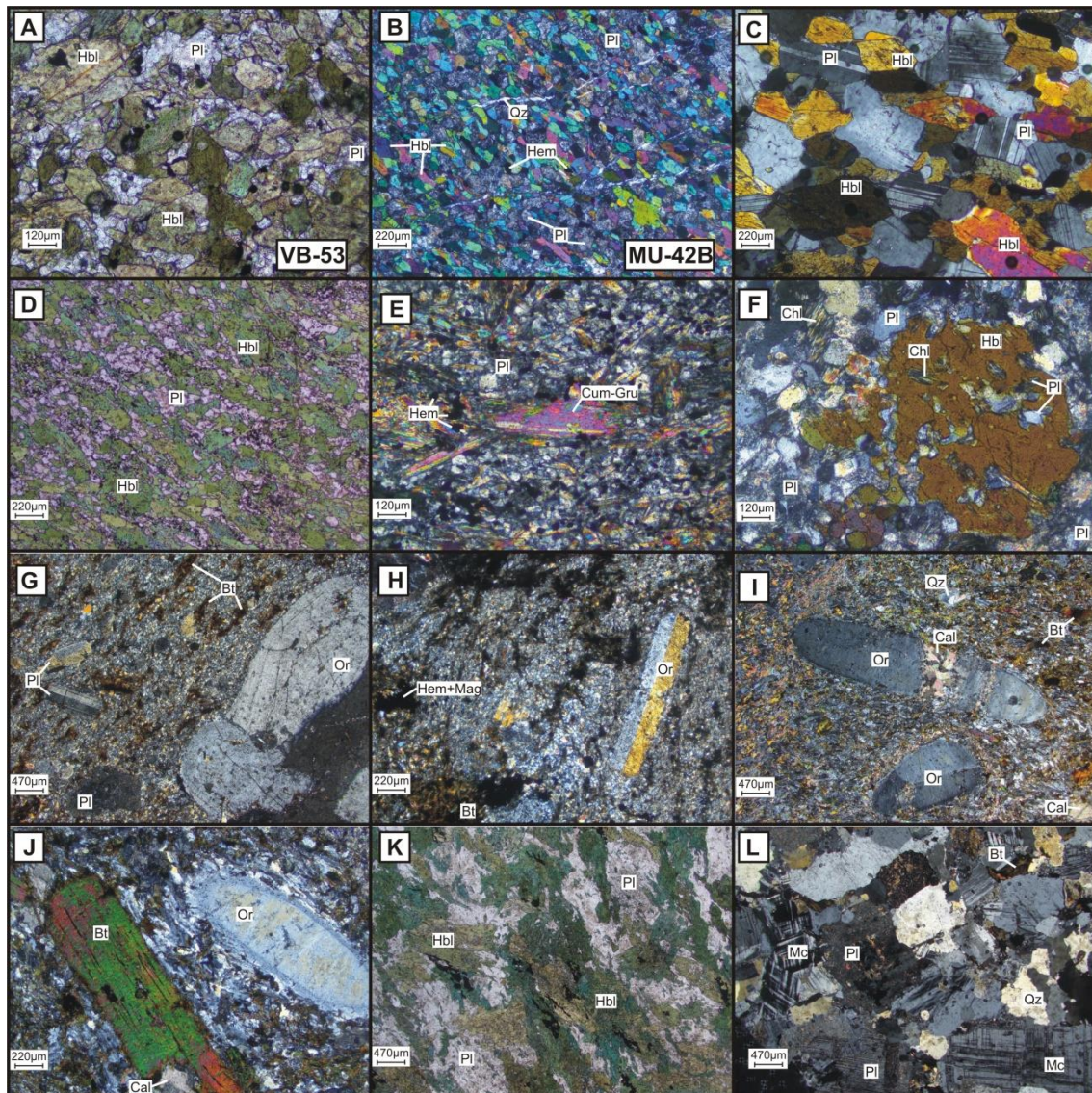


Figura 7 - Aspectos petrográficos dos litotipos metaígneos das formações Boqueirão de Baixo (FBB; A-C) e Chapada Grande (FCG; D-J) e rochas intrusivas associadas (K, L):: (A) anfibolito de granulação fina da Litofácies 1 (Amostra VB-53) com microestrutura decussada. Uma idade U-Pb (LA-ICMS, zircão) foi obtida neste trabalho em 2218 ± 18 Ma (Figura 10B), que foi interpretada como a idade de cristalização da rocha; (B) anfibolito de granulação fina da Litofácies 1 (Amostra MU-42B) com microestrutura nematoblástica caracterizada pela orientação da hornblenda. Uma idade U-Pb (SHRIMP, zircão) foi obtida pra essa amostra neste trabalho em 2020 ± 7 Ma (Figura 10D), interpretada como a idade do metamorfismo da FBB. Notar presença de vênulas de quartzo; (C) anfibolito de granulação média da Litofácies 1 (Amostra MU-35B) com hornblenda orientada ao longo da xistosidade. Grãos de plagioclásio com geminação albita marcam a trama granoblástica; (D) hornblenda orientada ao longo da xistosidade, caracterizando microestrutura nematoblástica, em anfibolito de granulação fina da Litofácies 5B (Amostra MU-29B); (E) cummingtonita orientada ao longo da xistosidade anastomótica em anfibolito de granulação fina da Litofácies 5B (Amostra MU-30B). Notar

presença de hematita; (F) Porfiroblasto de hornblenda com inclusões de plagioclásio, caracterizando microestrutura poiquiloblástica, e clorita nas clivagens do anfibólio, sugerindo microestrutura de reação em clorita-plagioclásio-hornblenda-quartzo xisto da Litofácies 5B (Amostra MU-40B); (G) metaquartzo-latito da Subunidade 5A com pórfiros maiores reliquiares de ortoclásio, e pórfiros menores de plagioclásio e biotita em meio à matriz muito fina de mesma composição (Amostra MU-23B); (H) metaquartzo-traquito da Litofácies 5A (Amostra MU-24B) com pórfiros de ortoclásio (maiores) e biotita (menores). Notar presença de hematita e magnetita em contato com biotita na matriz. Uma idade U-Pb (SHRIMP) foi obtida neste trabalho em 2066 ± 6 Ma (Figura 10H) e interpretada como de cristalização dessas rochas; (I) meta quartzo-feldspato alcalino-traquito da Litofácies 5A (Amostra MU-3B) com pórfiros de ortoclásio e matriz composta por feldspato alcalino, biotita e quartzo, com calcita hidrotermal; (J) detalhe dos pórfiros de ortoclásio e biotita, euédricos, em meta quartzo-feldspato alcalino-traquito da Litofácies 5A (Amostra MU-3B); (K) anfibolito de granulação gossa com microestrutura inequigranular caracterizada por porfiroblastos de hornblenda e grãos plagioclásio de granulação fina a média. Essa rocha intrude a Subunidade 4B (Amostra MU-9B); (L) sienogranito de granulação grossa, isotrópico, inequigranular, composto por microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita que intrude a Litofácies 1 (Amostra MU-44A). Luz plana polarizada: (A), (D) e (K). Luz plana polarizada cruzada: todas as demais fotos. Abreviação de acordo com Whitney e Evans (2010): Bt-biotita, Cal-calcita, Chl- clorita, Cum-Gru – cummingtonita-grunerita, Hbl – hornblenda, Hem- hematita, Mag – magnetita, Mc – Microclina, Or – ortoclásio, Pl- plagioclásio, Qz- quartzo. As coordenadas das amostras estão nos Apêndices A e B.

5.3. LITOGEOQUÍMICA

5.3.1. Anfibolitos finos a médios

Amostras de anfibolitos de granulação fina a média da Unidade 1 e Subunidade 5B foram analisadas. As rochas da Unidade 1 possuem teores de $\text{SiO}_2 = 50,57 - 51,60\%$, $\text{MgO} = 7,06 - 9,12\%$, $\#mg = 0,33 - 0,43$ e $\text{CaO} = 9,21 - 12,58\%$ (Apêndice C). Os teores de Cr (53 - 216 ppm) e Ni (32,1 - 121,9 ppm) são elevados, enquanto que o teor de Nb é relativamente baixo (1,15 - 3,43 ppm). As amostras foram classificadas como basaltos nos diagramas de Winchester e Floyd (1977) (Figura 8A) e TAS (Middlemost, 1985; Figura 8B), com afinidade toleítica (Figuras 8C e D), com duas amostras classificadas como basalto toleítico de alto ferro (MU-41B e MU-42B) e uma como basalto toleítico de alto magnésio (VB-53; Figura 8E). Além disso, são classificadas como de baixo potássio (Figura 8F). Os diagramas binários (Figura 9A) são de difícil interpretação devido à baixa quantidade de amostras. Entretanto, quando analisadas em conjunto com as amostras de Santos (2010), nota-se: (i) a distinção de um grupo

mais rico em SiO_2 e outro mais pobre nesse constituinte; (ii) um comportamento incompatível para Na_2O e $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ (Ferro total), Y, Zr, enquanto que o CaO tem comportamento compatível para todas as amostras; (iii) Para o TiO_2 , as amostras de alto SiO_2 possuem comportamento compatível e as de baixo SiO_2 têm comportamento incompatível.

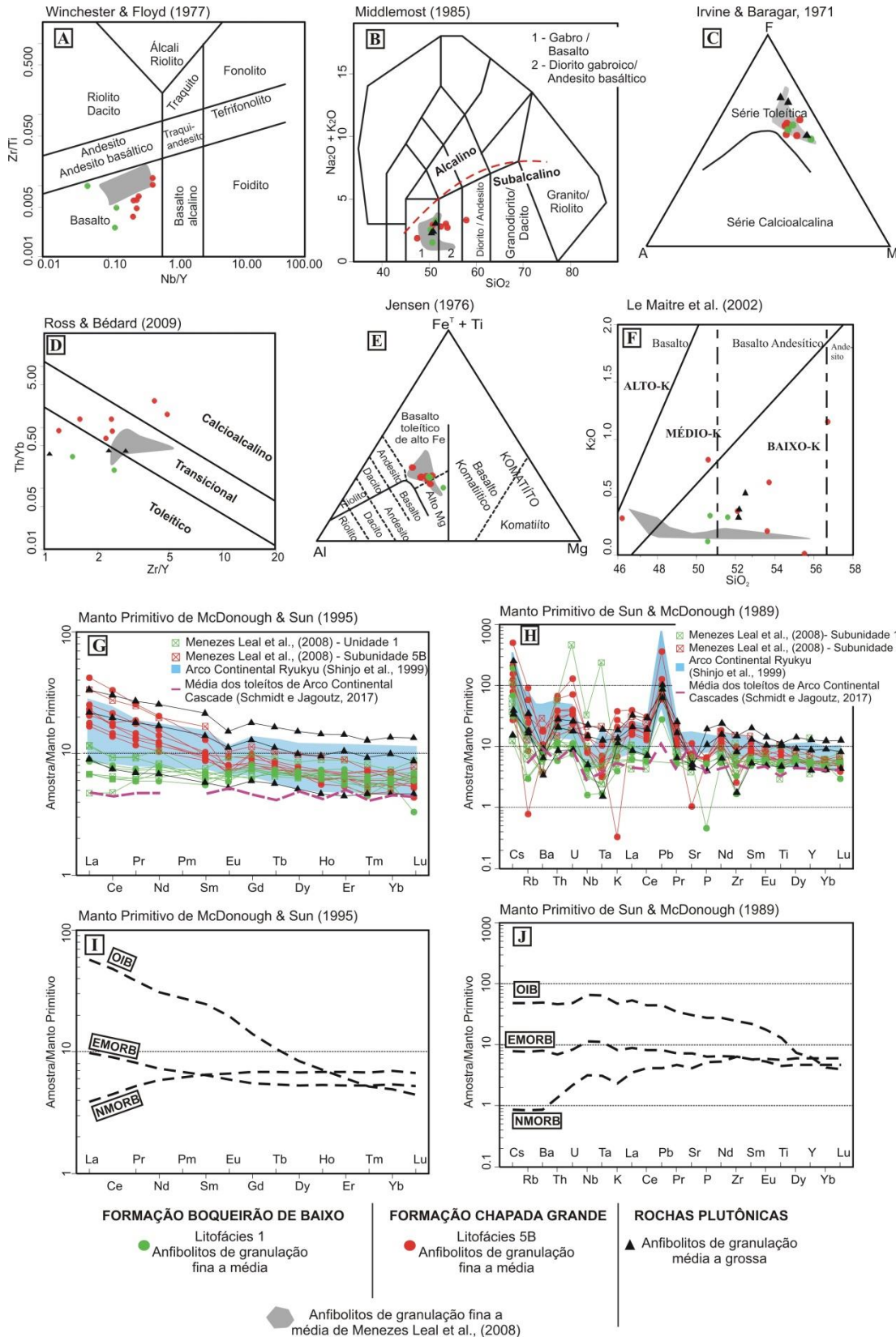


Figura 8 – Diagramas de classificação (A-F) e spidergrams (G-J) para as rochas com protólitos máficos das formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande, bem como para o plutonismo máfico intrusivo nessas formações: (A) diagrama de classificação de Winchester e Floyd (1977); (B) diagrama TAS (Middlemost, 1985); (C) diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971); (D) diagrama de Ross e Bédard (2009); (E) diagrama de Jensen (1976); (F) diagrama SiO₂ vs K₂O de Le Maitre et al. (2002); (G) spidergram normalizado para o manto primitivo de McDonough e Sun (1995); (H) diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo de McDonough e Sun (1989); (I) Padrões NMORB, EMORB e OIB para os elementos terra-raras analisados; (J) Padrões NMORB, EMORB e OIB para os elementos-traço analisados. Siglas: EMORB – basaltos de cadeia meso-oceânica enriquecidos; NMORB – basaltos de cadeia meso-oceânicas normais; OIB – basaltos de ilhas oceânicas.

O conteúdo absoluto de Elementos Terras Raras (ETR) é relativamente baixo (Σ ETR = 41,03 – 52,06 ppm; Apêndice C) e a anomalia de Eu varia entre fracamente negativa a fracamente positiva (Eu/Eu* = 0,84 - 1,16) (Apêndice C). No diagrama spider normalizado para o manto primitivo de McDonough e Sun (1995), o padrão de ETR é relativamente plano (Figura 8G), com as razões (La/Yb)_{PM} = 1,23 – 1,46, (La/Sm)_{PM} = 1,26 – 1,37 e (Gd/Yb)_{PM} = 1,09 – 1,23 (Apêndice C). O Diagrama multielementar para elementos-traço normalizado para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989) mostra anomalias negativas de Nb, Ta e Zr, além de uma anomalia positiva de Pb (Figura 8H).

As rochas básicas a intermediárias da Subunidade 5B possuem SiO₂ = 46,20 – 56,70%, MgO = 5,40 – 8,36%, #mg entre 0,23 – 0,38 e CaO = 1,28 – 9,2%. Nessas rochas há teores de Cu (20,7 – 328,1 ppm) e Nb (5,72 – 16,78 ppm) relativamente elevados. As amostras foram classificadas como basaltos no diagrama de Winchester e Floyd (1977) (Figura 8A) e variam entre basaltos, andesitos basálticos e andesitos no diagrama TAS (Middlemost, 1985; Figura 8B), com afinidade toleítica (Irvine e Baragar, 1971; Figura 8C). Entretanto, no diagrama Zr/Y vs. Th/Yb de Ross e Bédard (2009) (Figura 8D), são classificadas como transicionais, com exceção da amostra MU-29B, que plota no campo das rochas toleíticas, e das amostras MU-40B e MU-R-39B, que plotam no campo das rochas calcioalcalinas. No diagrama de Jensen (1976) são classificadas como basaltos toleíticos de alto ferro, com exceção de uma amostra (MU-30B), que é de alto magnésio (Figura 8E). No diagrama de Le Maitre et al. (2002) plotam no campo das rochas com baixo a médio potássio (Figura 8E). Nos diagramas binários (Figura 9A), SiO₂, Na₂O e Zr têm comportamento incompatível e Al₂O₃, K₂O, Sr e Y têm comportamento compatível. Em alguns casos, o comportamento é híbrido, sendo que o valor de 7% de MgO representa a mudança de comportamento para: (i) TiO₂, Zr e La que passam de comportamento compatível para incompatível; e (ii) ao contrário, CaO muda de comportamento incompatível para compatível.

O \sum ETR varia de 70,52 – 136,86 ppm, sendo relativamente maiores com relação aos valores das amostras da Litofácies 1, com pronunciada a ausente anomalia negativa de európio (Eu/Eu* entre 0,65 – 1) (Apêndice C). No diagrama normalizado para o manto primitivo de McDonough e Sun (1995) (Figura 8G), as amostras possuem um enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) e um padrão relativamente plano para os elementos terras raras pesados (ETRP), com razões $(La/Yb)_{PM}$ entre 2,98 – 9,29, $(La/Sm)_{PM}$ entre 1,96 – 3,38 e $(Gd/Yb)_{PM}$ entre 1,2 – 2,1 (Apêndice C). O diagrama spider para elementos-traço normalizado para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989) (Figura 8H) mostra comportamento similar à Litofácies 1, porém com menores concentrações absolutas dos elementos, apresentando anomalias negativas de Nb, Ta, Sr e Zr, fracamente positiva de Nd e pronunciada de Pb.

5.3.2. Rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas

Rochas metavulcânicas de protólito félsicos da Unidade 5A (Formação Chapada Grande) foram analisadas (Apêndice C) e são caracterizadas como intermediárias a ácidas, com concentrações de $SiO_2 = 56,7 - 65,1\%$, $MgO = 2,4 - 6,26\%$, $\#mg = 0,30 - 0,48$, $CaO = 2,65 - 4,88\%$ e índice agpáítico $[IA = (Na + K)/Al \text{ molar}]$ entre 0,45 – 0,88 (Apêndice C). As amostras plotam no campo dos dacitos subalcalinos e dos traquiandesitos alcalinos no diagrama TAS (Middlemost, 1994) (Figura 10A). No diagrama de Winchester e Floyd (1977), plotam nos campos dos traquiandesitos, com exceção de uma amostra classificada como traquito (Figura 10B). São classificadas como potássicas ($K_2O/Na_2O = 2,1 - 3,5$) (Apêndice C), de afinidade shoshonítica no diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) (Figura 10C), metaluminosas a peraluminosas (Shand, 1947) (Figura 10D) e magnesianas (Frost et al., 2001) (Figura 10E). No diagrama SiO_2 vs MALI (%) (Na_2O+K_2O-CaO) de Frost et al. (2001) (Figura 10F) tem-se uma série expandida, em que as rochas ácidas plotam no campo da rochas cálcio-alcálicas, enquanto que as intermediárias plotam no campo das alcálicas. Nos diagramas Harker (1909) (Figura 9B), TiO_2 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Fe_2O_3 , Rb, Y e Zr possuem comportamento compatível, enquanto que Al_2O_3 , Ba, Sr, La e Ce possuem comportamento incompatível.

As amostras possuem \sum ETR entre 556,15 – 631,43 ppm (Apêndice C). O diagrama normalizado para o condrito de Boynton (1984) (Figura 10G) evidencia forte enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, com razões $(La/Yb)_{PM} = 49,67 - 66,74$, $(La/Sm)_{PM} = 5,00 - 6,26$, $(Gd/Yb)_{PM} = 4,81 - 5,42$ e anomalia negativa pronunciada de európio ($Eu/Eu^* = 0,73 - 0,78$) (Apêndice C). No diagrama de elementos-traço normalizado para o manto primordial de Wood et al. (1979) (Figura 10H), as amostras possuem anomalias negativas pronunciadas de Ta, Nb e Ti, acompanhadas por anomalias negativas menos proeminentes de Rb e Sr.

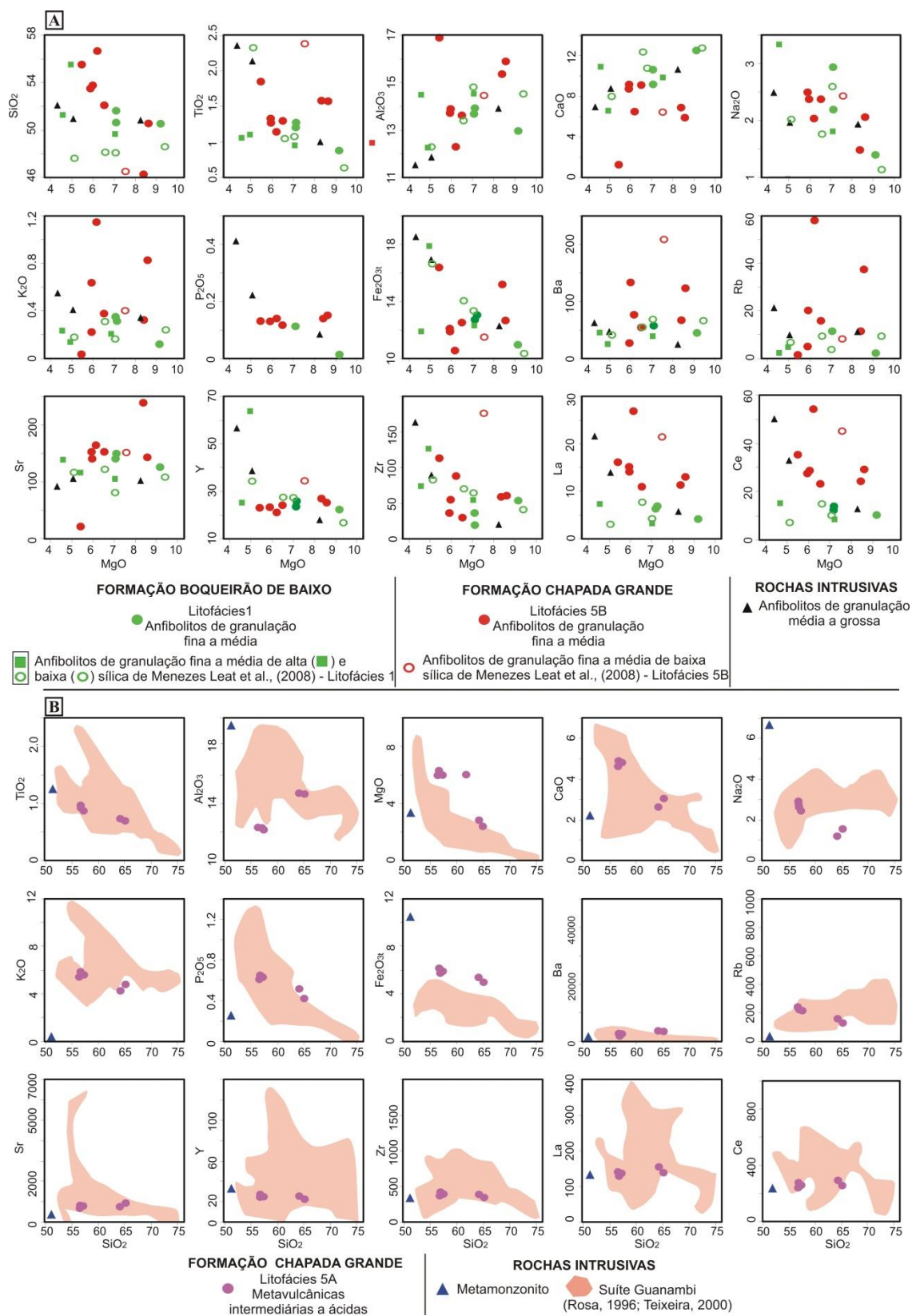


Figura 9 – Diagramas binários de variação para elementos maiores (%) e traço (ppm) para as rochas máficas (A) e intermediárias a félsicas (Harker, 1909) (B) estudadas. Fe_2O_{3t} – Ferro total.

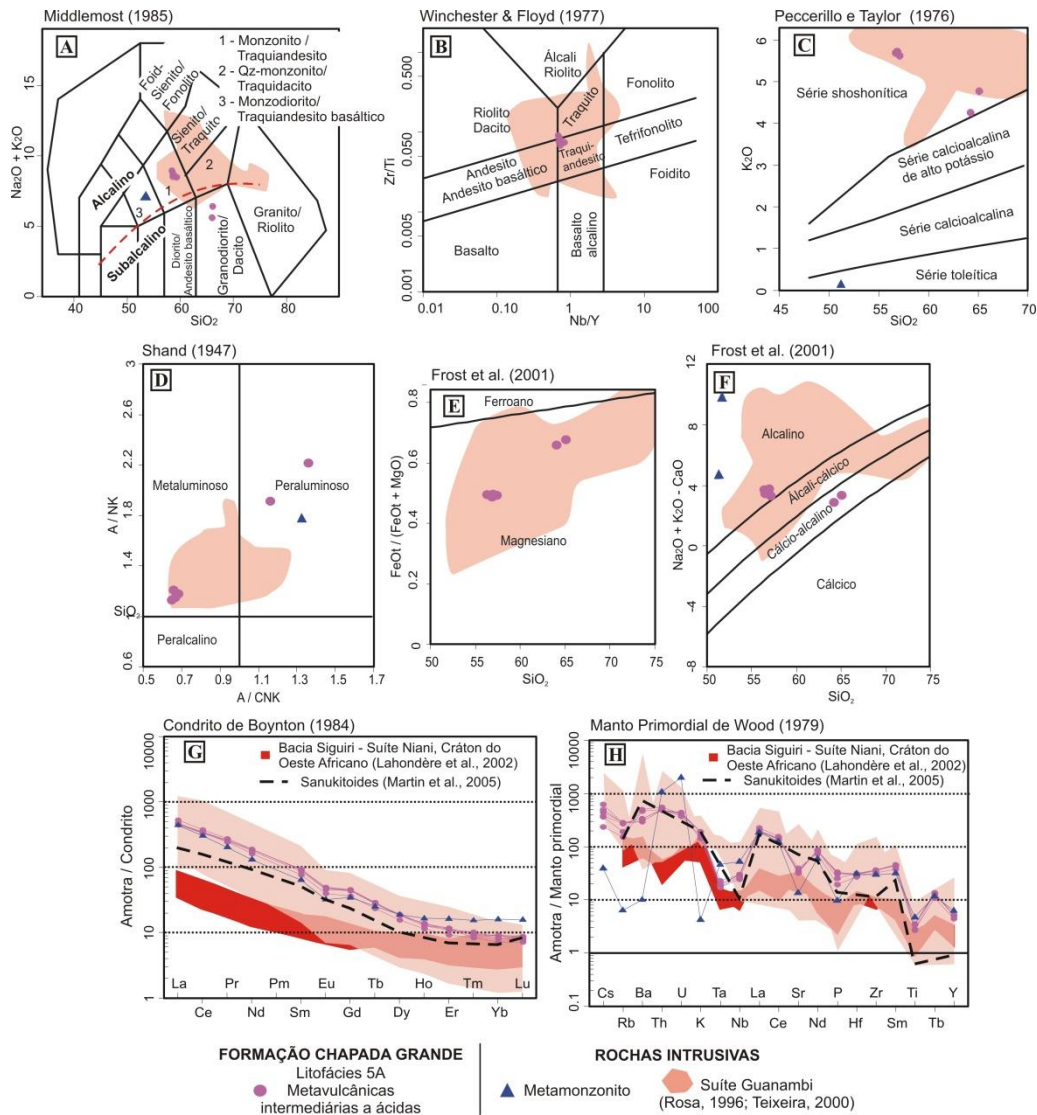


Figura 10 – Diagramas de classificação e spidergrams para as amostras de rochas de protólitos vulcânicos intermediários a ácidos da Formação Chapada Grande e para o plutonismo intermediário intrusivo nessa formação : (A) TAS de Middlemost (1985); (B) Winchester e Floyd (1977); (C) Peccerillo e Taylor (1976); (D) Shand (1943); (E) SiO_2 vs $\text{Fe}_{\text{index}}(\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}))$ de Frost et al. (2001); (F) SiO_2 vs MALI ($=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) de Frost et al. (2001); (G) spidergram normalizado para o condrito de Boynton (1984); (H) spidergram normalizado para o manto primordial de Wood (1979).

5.3.3. Rochas Plutônicas Intrusivas

Foram identificadas rochas plutônicas ácidas intrusivas na FBB e básicas a ácidas na FCG. As rochas básicas possuem $\text{SiO}_2 = 50,8 - 52\%$, $\text{MgO} = 5,01 - 8,21\%$, $\#mg = 0,17 - 0,38$ e $\text{CaO} = 6,94 - 10,6\%$. São classificadas como gabros no diagrama TAS de Middlemost (1985;

Figura 8B), com afinidade toleítica a transicional (Figura 8C, 8D e 8E) e de baixo potássio (Diagrama de Le Maitre et al. 2002; Figura 8F).

Possuem $\sum\text{ETR} = 43,33 - 157,99$ ppm (Apêndice C), sendo relativamente enriquecidas em ETRL, com padrão de ETRP ligeiramente plano (Figura 8F), razão $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{PM}} = 2,05 - 2,62$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{PM}} = 1,60 - 1,62$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{PM}} = 1,32 - 1,35$ e fraca anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,78 - 0,89$) (Apêndice C). Nos diagramas binários (Figura 9A) nota-se um padrão compatível para Al_2O_3 , CaO e Sr, enquanto que há comportamento incompatível para todos os demais elementos. No diagrama de elementos-traço normalizado para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989), essas rochas possuem anomalias negativas de Ba, Sr e Zr. Uma amostra apresenta também anomalia negativa de Ta e não apresenta de Sr, e outra apresenta anomalia negativa de Ti. Possuem anomalia fortemente positiva de Pb, sendo menos pronunciada para Nd e Sm (Figura 7H).

Uma única amostra de rocha plutônica intermediária foi analisada (Apêndice C), tendo sido classificada como monzodiorito alcalino no diagrama TAS (Figura 10A) e plota na interface entre as rochas das séries toleítica e calcioalcalinas no diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) (Figura 10C). A rocha é sódica ($\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 0,2$) (Apêndice C), peraluminosa (Figura 10D), ferroana (Figuras 10E) e alcalica (Figuras 10F). Apresenta $\sum\text{ETR} = 499,10$ ppm (Apêndice C) e o diagrama normalizado para o manto primitivo de McDonough e Sun (1995) mostra padrão inclinado, enriquecido em ETRL em relação aos ETRP, com razões $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{PM}} = 28,1$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{PM}} = 6,9$ e $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{PM}} = 2,2$. Os ETRP são ligeiramente mais enriquecidos que nos litotipos vulcânicos ácidos a intermediários estudados, além de pronunciada anomalia negativa de európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,70$) (Figura 9H; Apêndice C). No diagrama de elementos-traço normalizado para o Manto Primordial de Wood et al. (1979) (Figura 9I), possui anomalias negativas de K, Sr, P e Ti e anomalias positivas de Th e U.

5.4. GEOCROLOGIA

A localização das amostras analisadas está na Figura 3 e a síntese dos dados obtidos está apresentada na Tabela 4.

Tabela 4 - Síntese dos dados geocronológicos e isotópicos para análises de zircões em amostras de rochas metavulcânicas das formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande. Método: 1- LA-ICPMS, 2- SHRIMP. Os dados brutos estão apresentados na Tabela 5.

Amostra	Método	Tipo de Exposição	Coordenada UTM (23L, SIRGAS 2000)	Rocha	Unidade	Subunidade	Idade U-Pb (Ma)	Interpretação	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}(t)}$ (Ga)
FORMAÇÃO BOQUEIRÃO DE BAIXO										

VB-53	1	Corte de estrada	722762E/ 8501126N	Anfibolito	Litofácies 1	-	2218±18	Idade de Cristalização	-	-
MU-43C	2	Furo RS-F-7B (profundidade de 42,3 a 45,9m)	720800E/ 8497800N	Anfibolito		-	2020±7	Aquecimento regional associado com metamorfismo vinculado à fase deformacional D _{n+2} por Cruz et al. (2020)	+3,78 a +5,6	2,38 a 2,28
						-	1861±14		-	-
FORMAÇÃO CHAPADA GRANDE										
RSA-05	1	Corte de estrada	724818E/ 8497398N	Metadacito	Litofácies 3	-	2096±20	Idade de Cristalização	-18,5	3,5
MU-23C	2	Furo RS-F-4B (profundidade 135 a 136,5m)	707450E/ 8515050N	Metaquartzo- latito	Litofácies 5	Subunidade 5A	2192±15	Herança	+6,85	2,34
							2066±6	Idade de cristalização	- 16,25 a - 9,39	3,51 a 3,14

5.4.1. Anfibolito de granulação fina – Amostra VB-53 - Formação Boqueirão de Baixo

Os zircões possuem hábitos prismáticos, bipiramidais curtos, ou são fragmentos. Variam de granulação entre 40 e 120 μm , mas predominam os grãos com menores tamanhos. São castanhos, translúcidos e fraturas são frequentes (Figura 11A). Foram analisados dezesseis pontos em dezesseis cristais de zircão. Entretanto, quatro deles foram descartados devido ao alto conteúdo de Pb comum (3,4 a 9,55%; Tabela 5). Para os demais, as razões Th/U variam entre 0,27 e 1,61 e o teor de Pb comum é baixo a moderado (0,07 a 1,85%). Foram individualizados três grupos com idades aparentes de cristalização distintas, sendo o primeiro composto por três análises com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 3338±17 Ma e 3067±15 Ma, o segundo com três análises com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2876±23 Ma e 2636±15 Ma e o último composto por sete análises com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2224±14 Ma e 1997±16 Ma, que apresentam bom alinhamento na concórdia. A redução de seus dados forneceu um intercepto superior em 2218±18 Ma (MSWD = 2.0; Figura 11B), interpretado como idade de cristalização da rocha.

5.4.2. Anfibolito de granulação fina – Amostra MU-43C - Formação Boqueirão de Baixo

Os zircões possuem granulação entre 24 e 64 μm , são anédricos com alguns grãos arredondados. Em imagem de catodoluminescência observa-se zonação interna muito perturbada, com névoas que sugerem recristalização (Figura 11C). Foram realizados dezesseis pontos de análises em dezesseis cristais de zircão (Tabela 5). O teor de U é baixo a moderado (105 a 514 ppm), com razões Th/U variando de 0,10 a 1,42. O conteúdo de Pb comum é baixo (0,02 a 0,48%). Um ponto (4.1) possui idade aparente mais nova ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1861\pm 14$ Ma) que os demais pontos e se destaca no diagrama da concórdia. A diferença de morfologia deste grão em relação aos demais, juntamente com a discrepância de idade, sugere que este possui

origem distinta, não sendo considerado para o cálculo da idade. Os demais pontos apresentam bom alinhamento na concórdia e a redução de seus dados forneceu um intercepto superior em 2020 ± 7 Ma (MSWD = 1,6; Figura 11D), interpretado como a melhor estimativa da idade de metamorfismo da rocha.

5.4.3. Metadacito – Amostra RSA-05 - Formação Chapada Grande

Os zircões analisados possuem tamanhos entre 70 e 180 μm , são subédricos a euédricos predominantemente com hábito bipiramidal. Em imagem de catodoluminescência apresentam zoneamento oscilatório e alguns grãos possuem textura núcleo-borda marcada por mudança de intensidade de luminescência (Figura 11E). Foram realizados vinte e seis pontos de análise em cristais de zircão (Tabela 5). O teor de U varia entre 92 e 772ppm, com razões Th/U entre 0,09 e 1,43. O conteúdo de Pb comum varia entre 0,03 e 17,72%, de forma que os maiores valores foram descartados no cálculo da idade. Dentre os grãos analisados seis tiveram idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 3276 ± 16 e 2840 ± 15 Ma e foram interpretados como herdados. Outros seis grãos tiveram idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1874 ± 22 e 1492 ± 34 Ma e foram interpretados como produto de aquecimento regional (Tabela 5). Dentre os demais, seis grãos apresentam bom alinhamento na concórdia e a redução de seus dados forneceu intercepto superior, interpretado como idade de cristalização da rocha, em 2096 ± 20 Ma (Figura 11F).

5.4.4. Metaquartzo-Latito - Amostra MU-23C - Formação Chapada Grande

Os zircões possuem tamanhos entre 56 e 168 μm , são anédricos a subédricos, com hábito prismático bipiramidal curto. Em imagem de catodoluminescência é identificado zoneamento oscilatório, geminação e poucas feições de recristalização. A textura núcleo-borda é evidenciada por mudanças no padrão de zoneamento e mudança de intensidade de luminescência. Há cristais quebrados e com fraturas, por vezes preenchidas. Em alguns grãos, o padrão de fraturas é radial e alguns cristais possuem inclusões (Figura 11G). Foram feitos dezoito pontos de análises em dezessete cristais de zircão (Tabela 5). O teor de U é baixo a moderado (69 a 422 ppm), com razões Th/U variando de 0,33 a 1,31. O conteúdo de Pb comum é baixo (0,17 a 0,43%). Um ponto (1.1) possui idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2192 ± 15 Ma mais antiga, se destacando dos demais pontos no diagrama da concórdia. Os outros dezessete pontos possuem idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2090 ± 11 e 2001 ± 7 Ma, e apresentam bom alinhamento no diagrama da concórdia e foram utilizados nos cálculos de idade. A regressão desses dados forneceu um intercepto superior em 2066 ± 6 Ma (MSWD = 1,4; Figura 11H)

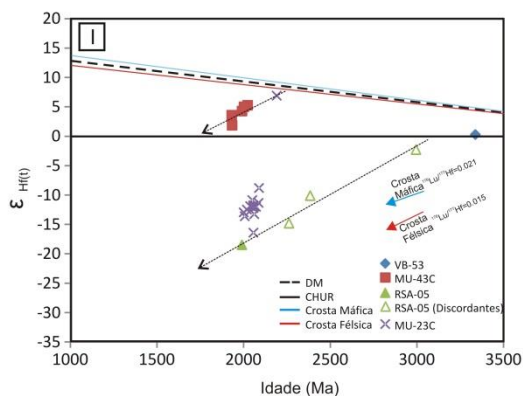
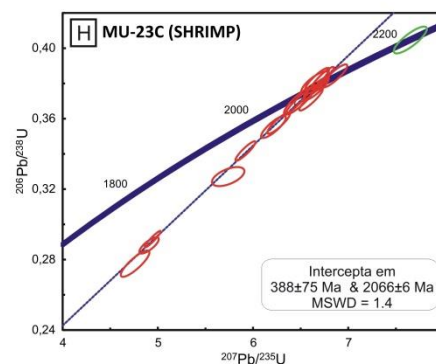
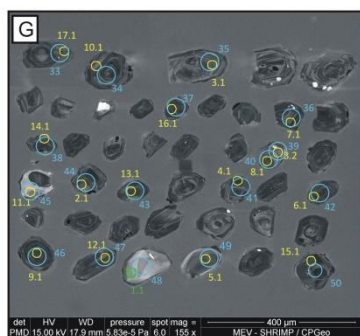
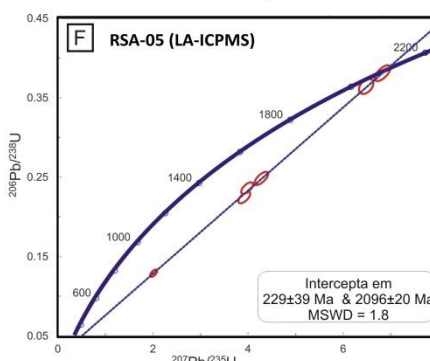
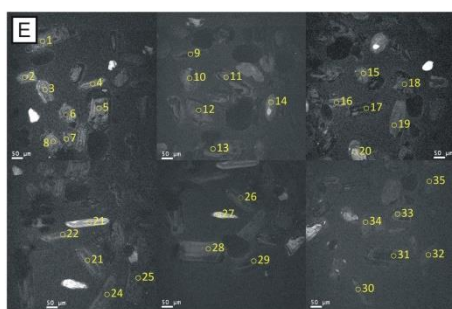
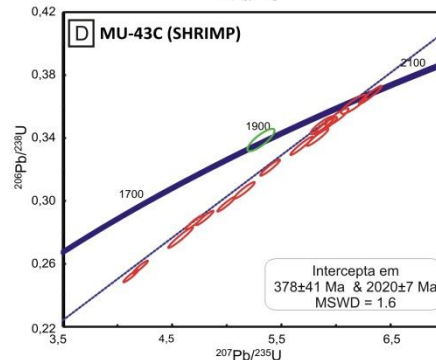
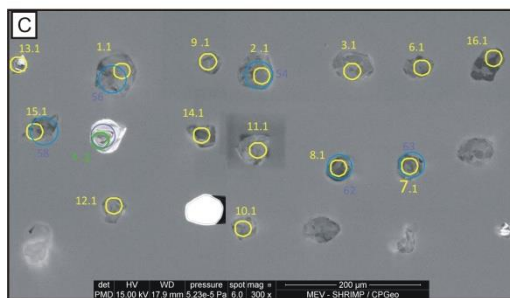
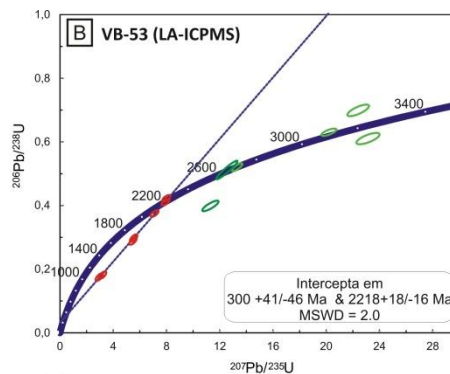
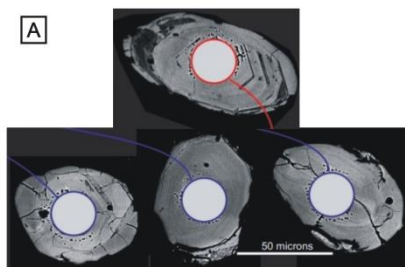


Figura 11 – Imagens e resultados dos estudos geocronológicos (A-H) e de estudos isotópicos (I) para amostras das formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande estudadas neste trabalho. (A) imagem de elétrons retroespalhados dos zircões da amostra VB-53 (Rodrigues et al. 2012). Em azul estão identificados spots utilizados no cálculo da idade e em vermelho um grão herdado; (B) idade de 2218 ± 18 Ma obtida em metabasalto da Litofácies 1 (Amostra VB-53) por Rodrigues et al. (2012); (C) imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MU-43C; (D) Idade de 2020 ± 7 Ma obtida em metabasalto da Litofácies 1 (Amostra MU-43C); (E) imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra RSA-05; (F) idade de 2096 ± 20 Ma obtida em metadacito da Litofácies 3 (Amostra RSA-05); (G) imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MU-23C. Em amarelo estão identificados os spots das análises U-Pb e em azul os de Lu-Hf; (H) Idade de 2066 ± 6 Ma obtida em meta quartzo latito da Litofácies 5A (Amostra MU-23C); (I) diagrama de evolução isotópica do Hf para as amostras VB-53, MU-43C, RSA-05 e MU-23C. Em C e G em amarelo estão identificados os spots das análises U-Pb e em azul Lu-Hf. As elipses verdes em B, D e H representam análises U-Pb que não foram utilizadas no cálculo das idades. Em C e E os círculos amarelos correspondem ao raio do spot do SHRIMP (tamanho ca. 24 μ m) e em D e H as elipses são calculadas como 2σ . Em A e E os círculos correspondem ao raio do spot do LA-ICPMS (tamanho ca. 25 μ m) e em B e F as elipses são calculadas como 2σ .

Tabela 5 – Sumário dos resultados das análises LA-ICPMS e SHRIMP U-Pb em zircão.

VB-53 (Metabasalto coletado em campo –Coordenada 23L 722762E, 8501126S Formação Boqueirão de Baixo / Litofácies 1)														
Método: LA-ICPMS, zircão														
Spot	(ppm)		Th/U	Razão Isotópica						Idade (Ma)				Conc.
	U	Th		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	
z03	-	-	0,41	0,137	1,06	7,094	1,43	0,375	0,96	2051	± 17	2194	± 18	0,93
z07	-	-	0,53	0,140	0,83	7,881	1,18	0,409	0,84	2210	± 16	2224	± 14	0,99
z09	-	-	0,12	0,123	0,91	2,967	1,62	0,175	1,32	1041	± 13	1997	± 16	0,52
z11	-	-	0,59	0,135	0,83	5,527	1,46	0,297	1,20	1675	± 18	2165	± 14	0,77
z13	-	-	0,22	0,137	0,94	7,987	1,36	0,422	0,99	2269	± 19	2194	± 16	1,03
z15	-	-	0,23	0,126	1,52	3,087	2,47	0,178	1,91	1057	± 19	2037	± 27	0,52
z17	-	-	0,27	0,138	0,94	5,492	1,58	0,290	1,26	1640	± 18	2196	± 16	0,75
z04	-	-	0,24	0,206	1,42	11,320	2,29	0,398	1,78	2161	± 33	2876	± 23	0,75
z06	-	-	0,42	0,186	0,87	13,308	1,29	0,520	0,95	2699	± 21	2704	± 14	1,00
z12	-	-	1,61	0,178	0,89	12,549	2,46	0,511	2,29	2660	± 50	2636	± 15	1,01
z01	-	-	0,16	0,276	1,10	23,169	1,57	0,610	1,13	3069	± 27	3338	± 17	0,92
z14b	-	-	0,16	0,232	0,93	22,385	1,29	0,699	0,89	3418	± 24	3067	± 15	1,11
z14n	-	-	0,16	0,233	0,82	20,226	1,15	0,630	0,80	3150	± 20	3071	± 13	1,03
MU-43C (Metabasalto coletado em furo de sonda RS-F-7B - Coordenada 23L 720800, 8497800 – profundidade 42,3 a 45,9m) Formação Boqueirão de Baixo / Litofácies 1														
Método: SHRIMP, zircão														
1,1	440	123	0,28	0,119	0,34	4,123	1,1	0,252	1,0	1450	± 14	1934	± 6	0,95
2,1	473	113	0,24	0,118	0,33	4,210	1,1	0,258	1,0	1479	± 14	1932	± 6	0,95
3,1	431	112	0,26	0,120	0,34	4,799	1,1	0,289	1,0	1637	± 15	1962	± 6	0,95

4,1	105	148	1,42	0,114	0,79	5,307	1,4	0,338	1,2	1878	±19	1861	±14	0,83
5,1	454	138	0,30	0,122	0,31	4,996	1,1	0,298	1,0	1681	±15	1980	±6	0,96
6,1	385	125	0,32	0,123	0,32	5,686	1,2	0,335	1,2	1863	±19	2001	±6	0,96
7,1	299	120	0,40	0,123	0,43	5,906	1,1	0,348	1,1	1924	±18	2002	±8	0,93
8,1	419	107	0,25	0,125	0,30	6,314	1,1	0,367	1,0	2017	±18	2024	±5	0,96
9,1	363	130	0,36	0,122	0,33	5,397	1,1	0,321	1,1	1795	±16	1984	±6	0,95
10	401	105	0,26	0,119	0,38	4,705	1,1	0,286	1,1	1623	±15	1944	±7	0,94
11	393	137	0,35	0,124	0,36	5,831	1,1	0,340	1,1	1889	±17	2018	±6	0,95
12	389	145	0,37	0,122	0,39	5,162	1,2	0,307	1,1	1725	±17	1986	±7	0,95
13	257	25	0,10	0,124	0,60	6,163	1,3	0,361	1,1	1989	±19	2010	±11	0,88
14	514	197	0,38	0,120	0,42	4,578	1,6	0,277	1,6	1575	±22	1956	±7	0,97
15	397	187	0,47	0,122	0,55	5,875	1,2	0,348	1,1	1926	±18	1991	±10	0,89
16	383	150	0,39	0,123	0,49	6,008	1,2	0,353	1,0	1950	±18	2005	±9	0,91
RSA-05 (Metadacito coletado em campo – Coordenada 23L 724818, 8497398)														
Formação Chapada Grande / Litofácies 3														
Método: LA-ICPMS, zircão														
1	505	83	0,16	0,151	2,39	2,435	2,7	0,115	2,9	701	±20	2376	±30	0,56
2	515	48	0,09	0,143	2,30	2,765	3,3	0,135	2,5	813	±19	2255	±28	0,62
3	206	91	0,44	0,261	1,72	22,33	3,7	0,598	3,7	3016	±86	3276	±16	0,92
4	338	446	1,32	0,219	2,19	2,646	2,2	0,085	2,3	528	±12	2987	±25	0,40
5	313	380	1,22	0,101	2,37	2,000	2,5	0,140	2,5	845	±20	1683	±25	0,76
6	357	323	0,90	0,112	1,96	2,022	2,5	0,129	2,6	780	±19	1874	±22	0,69
7	486	581	1,20	0,127	2,29	0,997	2,3	0,057	2,6	356	±9	2064	±26	0,51
8	180	201	1,11	0,121	1,99	3,989	2,3	0,236	2,2	1365	±27	1991	±22	0,69
9	187	127	0,68	0,128	1,64	6,840	1,8	0,381	1,8	2078	±32	2099	±17	0,99
10	389	307	0,79	0,120	2,26	2,044	2,8	0,122	2,8	740	±20	1968	±25	0,66
11	225	145	0,65	0,124	1,86	4,290	2,6	0,249	2,8	1423	±35	2035	±18	0,70
12	424	448	1,06	0,101	2,18	1,219	3,1	0,087	2,9	538	±15	1674	±24	0,67
13	160	34	0,21	0,200	1,50	15,00	1,7	0,534	1,6	2751	±37	2840	±15	0,97
14	512	128	0,25	0,092	2,71	0,944	3,1	0,075	3,0	462	±13	1492	±34	0,69
15	369	261	0,71	0,139	1,87	3,840	2,6	0,197	2,9	1155	±31	2221	±20	0,73
16	308	77	0,25	0,125	2,17	3,924	2,5	0,224	2,6	1299	±30	2055	±21	0,63
17	109	41	0,37	0,255	1,49	23,20	1,6	0,651	1,8	3228	±48	3228	±13	1,00
18	168	16	0,10	0,226	1,55	17,59	2,3	0,556	2,2	2839	±48	3029	±15	0,94
19	92	48	0,52	0,129	3,4	2,289	3	0,130	2,5	787	±18	2129	35	0,65
20	772	360	0,47	0,141	2,2	1,479	2,5	0,074	2,4	460	±11	2239	28	0,50
21	396	378	0,95	0,112	2,8	1,223	2,7	0,077	2,5	481	±12	1859	37	0,60
22	276	49	0,18	0,202	2,5	4,800	3,1	0,172	2,5	1022	±24	2844	29	0,58
23	276	244	0,88	0,099	2,5	1,937	2,6	0,139	2,4	838	±19	1631	27	0,77
24	208	298	1,43	0,127	1,9	6,490	1,8	0,365	1,9	2006	±32	2063	17	0,97
25	340	272	0,8	0,156	2,4	1,671	2,6	0,077	2,7	476	±12	2430	25	0,48
26	766	633	0,83	0,138	2,4	0,998	3,7	0,052	4,3	323	±14	2218	27	0,47
MU-23C (Metaquartzito-latito coletado em furo de sonda RS-F-4B – Coordenada 23L 707450, 8515050 – profundidade 135 a 136,5m)														
Formação Chapada Grande / Litofácies 5A														
Método: SHRIMP, zircão														
1,1	69	23	0,33	0,137	0,84	7,652	1,5	0,405	1,2	2190	±23	2192	±15	0,83
2,1	147	166	1,13	0,129	0,51	6,609	1,2	0,371	1,1	2034	±20	2088	±9	0,91
3,1	127	121	0,95	0,128	0,64	6,663	1,3	0,377	1,1	2062	±20	2073	±11	0,87
4,1	235	290	1,23	0,127	0,45	6,552	1,2	0,374	1,1	2048	±19	2058	±8	0,93
5,1	148	92	0,62	0,129	0,61	6,857	1,3	0,384	1,1	2096	±20	2090	±11	0,88
6,1	373	332	0,89	0,124	0,87	4,908	1,4	0,288	1,1	1632	±15	2008	±15	0,77
7,1	227	217	0,96	0,127	1,62	5,739	2,0	0,327	1,1	1824	±17	2060	±29	0,56
8,1	171	164	0,96	0,127	0,57	6,270	1,3	0,358	1,1	1970	±19	2060	±10	0,89
8,2	115	84	0,73	0,127	0,75	6,215	1,4	0,355	1,2	1960	±20	2055	±13	0,84
9,1	422	553	1,31	0,123	0,37	4,946	1,1	0,292	1,1	1649	±16	2001	±7	0,95
10	129	129	1,00	0,127	0,94	6,655	1,5	0,380	1,1	2078	±20	2056	±17	0,77
11	127	107	0,84	0,127	0,79	6,482	1,6	0,370	1,4	2030	±24	2058	±14	0,87
12	260	309	1,19	0,127	0,38	6,459	1,1	0,369	1,1	2025	±19	2056	±7	0,94
13	168	217	1,29	0,127	0,46	6,728	1,2	0,383	1,1	2090	±20	2063	±8	0,92

14	389	337	0,87	0,124	1,09	4,761	2,1	0,278	1,8	1580	±25	2020	±19	0,85
15	150	166	1,11	0,127	0,56	6,561	1,3	0,374	1,1	2050	±20	2058	±10	0,89
16	243	288	1,18	0,126	0,48	5,921	1,2	0,342	1,1	1894	±18	2039	±8	0,91
17	151	138	0,92	0,127	0,57	6,673	1,3	0,382	1,1	2087	±20	2051	±10	0,89

5.5. Geologia Isotópica: Lu-Hf

Os dados isotópicos Lu-Hf e o diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs. $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ estão na Tabela 6 e Figura 11H, respectivamente. Para a amostra VB-53, metabasalto da Formação Boqueirão de Baixo, obteve-se apenas uma análise em um grão com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3338 ± 17 Ma. O valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ é +0,27 e a idade modelo $T_{\text{DM}(t)}$ de 3,60 Ga.

Devido ao tamanho diminuto dos cristais, que muitas vezes são menores que o tamanho do spot da análise, obteve-se resultados para apenas cinco análises na amostra MU-43C, referente a um metabasalto da Formação Boqueirão de Baixo. Os grãos analisados apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2024 ± 5 e 1932 ± 6 Ma e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ variam entre +3,78 e +5,6, com idade modelo $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,38 e 2,28 Ga.

Foram realizadas sete análises na amostra RSA-05, metadacito da Formação Chapada Grande. Um grão de idade 2987 ± 25 possui $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -2,15 e idade modelo $T_{\text{DM}(t)}$ 3,46 Ga. O único grão concordante com resultados tem idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1991 ± 22 Ma, $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ -18,5 e idade modelo $T_{\text{DM}(t)}$ 3,57 Ga. Os demais possuem idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2376 ± 30 e 1683 ± 25 Ma, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ entre -29,77 e -9,99 e idades modelo $T_{\text{DM}(t)}$ entre 4,24 e 3,41 Ga.

Para a amostra MU-23C, Metaquartzo-latito da Formação Chapada Grande, obteve-se dezoito análises. Um grão de zircão dessa amostra, interpretado como herdado, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2192 ± 15 Ma, gerou valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ +6,85, com idade modelo $T_{\text{DM}(t)}$ de 2,34 Ga. As outras dezessete análises foram realizadas em grãos com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2090 ± 11 e 2001 ± 7 Ma, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ variando entre -16,44 e -8,84, e idades modelo entre 3,51 e 3,13 Ga.

Tabela 6 - Resultados das análises Lu-Hf.

Spot	Conc.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	±2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	±2SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	±2SE	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}(t)}$
VB-53 (Amostra coletada em campo – Coordenada 23L 722762, 8501126) Formação Boqueirão de Baixo / Litofácies 1										
70	1.03	3338	0,280683	0,000045	0,000796	0,000076	0,023380	0,002914	+0,27	3,60
MU-43C (Amostra coletada em furo de sonda RS-F-7B - Coordenada 23L 720800, 8497800 – profundidade 42,3 a 45,9m) Formação Boqueirão de Baixo / Litofácies 1										
54	0.95	1932	0,281669	0,000053	0,000469	0,000029	0,009020	0,007294	+3,57	2,32
56	0.95	1934	0,281620	0,000059	0,000513	0,000033	0,010281	0,008453	+1,82	2,42
58	0.89	1991	0,281650	0,000046	0,000476	0,000031	0,009659	0,008245	+4,24	2,33
62	0.96	2024	0,281655	0,000050	0,000419	0,000028	0,008247	0,007220	+5,26	2,30

63	0.93	2002	0,281666	0,000174	0,000536	0,000054	0,010248	0,001151	+4,98	2,30
RSA-05 (Amostra coletada em c – Coordenada 23L 724818, 8497398)										
Formação Chapada Grande / Litofácies 3										
1	0.56	2376	0,281001	0,000034	0,000475	0,000034	0,014409	0,001385	-9,99	3,41
2	0.62	2255	0,280959	0,000058	0,000735	0,000072	0,017023	0,001771	-14,67	3,57
4	0.40	2987	0,280883	0,000031	0,001480	0,000115	0,039756	0,003531	-2,15	3,46
5	0.76	1683	0,281131	0,000033	0,000485	0,000035	0,014292	0,001338	-21,19	3,48
6	0.69	1874	0,281084	0,000040	0,000754	0,000053	0,021485	0,002026	-18,86	3,50
7	0.51	2064	0,280662	0,000048	0,000888	0,000062	0,022276	0,002025	-29,77	4,24
8	0.69	1991	0,281034	0,000036	0,001116	0,000140	0,033508	0,004328	-18,50	3,57
MU-23C (Amostra coletada em furo de sonda RS-F-4B - Coordenada 23L 707450, 8515050 – profundidade 135 a 136,5m)										
Formação Chapada Grande / Litofácies 5A										
33	0.83	2051	0,281178	0,000028	0,000294	0,000018	0,008113	0,000658	-10,92	3,21
34	0.91	2056	0,281150	0,000017	0,000313	0,000019	0,008853	0,000711	-11,80	3,26
35	0.87	2073	0,281130	0,000020	0,000253	0,000015	0,006936	0,000556	-12,04	3,29
36	0.93	2060	0,281154	0,000021	0,000540	0,000038	0,015081	0,001286	-11,88	3,27
37	0.88	2039	0,281157	0,000018	0,000298	0,000025	0,008259	0,000838	-11,93	3,26
38	0.77	2020	0,281159	0,000027	0,000444	0,000029	0,012105	0,001028	-12,51	3,27
39	0.56	2055	0,281151	0,000030	0,000570	0,000039	0,016001	0,001389	-12,15	3,28
40	0.89	2060	0,281148	0,000028	0,000513	0,000032	0,014343	0,001174	-12,08	3,28
41	0.84	2058	0,281146	0,000027	0,000220	0,000017	0,005815	0,000576	-11,77	3,26
42	0.95	2008	0,281138	0,000037	0,000524	0,000038	0,014468	0,001307	-13,64	3,32
43	0.77	2063	0,281103	0,000033	0,000284	0,000018	0,007640	0,000624	-13,28	3,35
44	0.87	2088	0,281141	0,000022	0,000297	0,000020	0,008356	0,000815	-11,37	3,26
45	0.94	2058	0,281013	0,000026	0,000176	0,000011	0,004803	0,000405	-16,44	3,51
46	0.92	2001	0,281159	0,000023	0,000469	0,000030	0,013390	0,001183	-12,98	3,28
47	0.85	2056	0,281149	0,000039	0,000580	0,000049	0,016132	0,001612	-12,22	3,28
48	0.89	2192	0,281622	0,000025	0,001143	0,000070	0,029084	0,002336	+6,85	2,34
49	0.91	2090	0,281210	0,000023	0,000268	0,000044	0,007616	0,001408	-8,84	3,13
50	0.89	2058	0,281139	0,000030	0,000394	0,000033	0,011351	0,001045	-12,25	3,29

6. DISCUSSÃO

6.1 Estratigrafia proposta para as formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande

Os estudos realizados neste trabalho permitem sugerir que as unidades média e superior da sequência denominada de *Greenstone Belt* Riacho de Santana (GBRS) por Silveira e Garrido (1998) englobam uma associação de rochas metassedimentares clásticas e químicas com intercalações de rochas metavulcânicas ácidas, intermediárias e básicas subordinadas, de idade riaciana, que foram depositadas em bacias desenvolvidas em embasamento continental de idade paleo a nearqueana. A interpretação da coluna estratigráfica está apresentada na Figura 12 e uma síntese do magmatismo da FBB e da FCG está apresentada na Tabela 7.

A interpretação da coluna estratigráfica está apresentada na Figura 12. A litofácies mais antiga é a 1 da Formação Boqueirão de Baixo, constituída exclusivamente por anfibólitos de granulação fina (metabasaltos), com protólitos toleíticos a transicionais. A idade de cristalização dessas rochas é 2218 ± 18 Ma (LA-ICPMS-U-Pb, zircão; Figura 11A, B). Outra idade foi obtida nesta unidade em 2020 ± 7 Ma (SHRIMP, U-Pb, zircão; Figura 11C, D), com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$

entre +1,82 e +5,26 e $T_{DM(t)}$ entre 2,3 e 2,42 Ga (Tabela 6). Essa idade foi interpretada como associada ao aquecimento regional vinculado com o metamorfismo sintectônicos à fase deformacional Dn+2 descrita por Cruz et al. (2023) pelos seguintes motivos: (i) os zircões possuem zonação interna muito perturbada e são multifacetados; (ii) as $T_{DM(t)}$, que são consistentes em torno de 2,3 Ga. Ao considerar essa idade como sendo a de cristalização da rocha estaria indicando uma residência crustal de cerca de 300 Ma, o que não é esperado na origem de uma rocha máfica; e (iii) embora a razão Th/U de 0,2 a 0,4 (Tabela 5) não seja a típica de cristais metamórficos (abaixo de ~0,05), isso não seria um problema, em especial para rochas máficas que não possuem mineralogia adequada para a migração do Th. Por sua vez, a litofácies 2 é constituída por filitos e xistos com níveis de quartzitos subordinados. As rochas da FBB são interpretadas como associadas a arco magmático, formadas em bacia intraarco ou de antearco.

Considerando os dados produzidos por Pontes (2023) para um metariolito da Sequência Metavulcanossedimentar Extrema (SMVE; Andrade et al., 1981), com idade de cristalização U-Pb (LA-ICPMS, zircão) de 2183 ± 9 Ma, associada a $\epsilon_{Hf(t)}$ entre +5,67 e +9,39 e idades modelo $T_{DM(t)}$ entre 2,4 e 2,2 Ga, interpretadas como de ambiente de arco magmático, sugere-se que a FBB é cronocorrelata à SMVE e apresenta uma série de características petrológicas similares a essa sequência.

Considerando as associações de rochas, bem como os dados geoquímicos e geocronológicos obtidos neste trabalho, a FCG foi subdividida em quatro litofácies (Litofácies 3 a 6, Tabela 2), sendo elas representantes de diferentes estágios evolutivos de um sistema acrescionário. O empilhamento proposto está na coluna estratigráfica da Figura 12 e sugere um aumento da profundidade da bacia e um ambiente gradando de continental a marinho plataformal de SE para NW.

A Litofácies 3 é composta essencialmente por rochas metavulcânicas félsicas de composição dacítica, datada em 2096 ± 20 Ma (LA-ICPMS, U-Pb, zircão; Figura 11E, F) e por metagrauvas, estas migmatizadas em graus variáveis. Ocorrem ainda filitos e xistos de protólito pelítico metarritmitos ao longo das serras orientadas NE-SW na parte oeste da área. A Litofácies 4 (Litofácies 4A a 4E) é formada por rochas metassedimentares químicas, principalmente, com contribuições siliclásticas subordinadas, que ocorrem intercaladas e em contatos gradacionais, de ambiente plataformal. Na Litofácies 4A ocorrem, essencialmente, espessos níveis de mármore calcítico e dolomítico, que estão ora intercalados com finos níveis de xistos de protólito pelítico. Na Litofácies 4B predominam rochas carbonatossilicáticas, além de xistos de protólito pelítico e quartzitos subordinados, possivelmente metacherts, com raros níveis de mármore. Por sua vez, na Litofácies 4C predominam xistos e granofels félsicos

grafitosos e grafititos subordinados, que apresentam intercalações de rochas metavulcânicas da Litofácies 5. Os grafititos possivelmente representam rebaixamento relativo do nível do mar, com a formação de áreas restritas e deposição de maior concentração de matéria orgânica e pelitos. Os xistos e granofels félsicos possivelmente são registros de metatufos que foram depositados nesses locais e deformados posteriormente.

A Litofácies 4D abriga formações ferríferas bandadas metamorfizadas que ocorrem tanto em contato gradacional com as Litofácies 4A e 4B nas proximidades da cidade Riacho de Santana (Figura 3), quanto na parte noroeste da área, onde afloram pacotes com espessura que atinge 50m. Considerando a associação litológica lateral, composta pelos correspondentes metamórficos de sedimentos de plataformas continentais, incluindo carbonatos e arenitos quartzosos, essas rochas foram provavelmente depositadas em um ambiente marinho plataformal e são correlatas ao tipo Lago Superior (Gross, 1980; Simonson, 2003; Beukes e Gutzmer 2008). Por fim, a Litofácies 4E ocupa o topo da unidade e compreende quartzitos que ocorrem em contato gradacional com as formações ferríferas bandadas metamorfizadas.

localizadas nas proximidades de zonas de cisalhamentos sinistrais. A Litofácies 6A é composta por quartzitos finos a médios e metaconglomerados clasto-suportados, estes sendo o primeiro registro desse litotipo na área, enquanto que a Litofácies 6B é formada por ritmitos, filitos e xistos que ocorrem associados aos quartzitos metaconglomerados ao longo das serras na parte oeste da área. Considerando os dados de furo de sondagem e de afloramentos, essa unidade foi interpretada como a mais jovem da FCG.

6.2 Petrogênese: ambiente tectônico e fontes das rochas das Formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande

6.2.1 Rochas de protólitos máficos

Na Formação Barreiro de Baixo (Litofácies 1 e 2) e na Formação Chapada Grande (Litofácies 3 a 6) ocorrem anfibólitos de granulação predominantemente fina (Figura 3A). Embora as texturas ígneas não tenham sido preservadas, mas considerando que não foram verificadas feições que sugiram processos de milonitização. associada com a redução de granulação dessas rochas, os anfibólitos de granulação fina, principalmente, a média foram interpretadas como rochas metavulcânicas. Por outro lado, os anfibólitos de granulação grossa foram interpretados como rochas metaplutônicas.

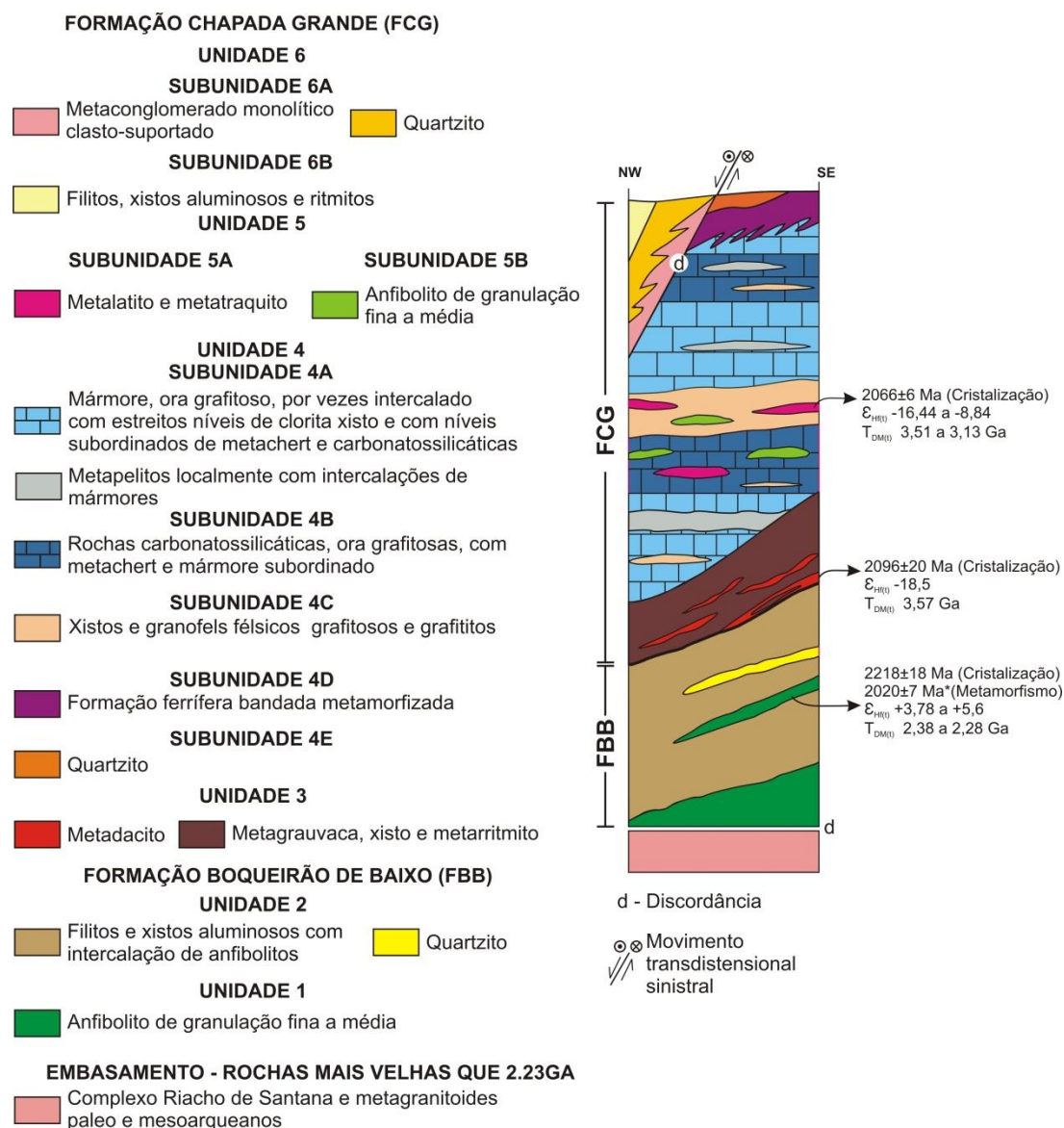


Figura 12 – Coluna estratigráfica proposta para as formações Boqueirão de Baixo, na base, e Chapada Grande, no topo, depositadas em bacia riaciana sobre embasamento paleo neoarqueano da Paleoplaca Bom Jesus da Lapa.

A Litofácies 5 (Litofácies 5A e 5B) é composta por rochas metavulcânicas de composição básica, intermediária e ácida, transicionais a calcioalcalinas, que ocorrem intercaladas com rochas metassedimentares da Unidade 4. A Litofácies 5A é constituída por rochas intermediárias a ácidas, calcioalcalinas a alcalinas, de alto potássio e com proeminente enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. A Litofácies 5B possui registros de um vulcanismo básico, transicional a calcioalcalino, também com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP.

Por fim, a Litofácies 6 (Litofácies 6A e 6B) é formada por rochas metassedimentares siliclásticas e ocorre em serras orientadas na direção NNE-SSW na região noroeste da área

Em conjunto, as rochas metavulcânicas e metaplutônicas de protólitos máfico são essencialmente compostas por hornblenda e plagioclásio, com cummingtonita, titanita e quartzo subordinados, sendo essa uma paragênese indicativa fácies anfíbolito (Burcher e Grapes, 2011). Clorita, tremolita/actinolita, calcita e epidoto são minerais da associação mineralógica regressiva e associados com alteração hidrotermal em zonas de cisalhamento de alto ângulo de mergulho e movimento sinistral. Calcopirita, hematita e magnetita foram encontradas nessas rochas (Apêndice C). A relação espacial dos sulfetos com o Corpo Cara Suja sugere que esse magmatismo contribuiu com os fluidos hidrotermais para a formação desses minerais.

As assinaturas geoquímicas das rochas metavulcânicas básicas permitem realizar algumas interpretações petrogenéticas e distinções importantes para o modelo tectônico. A fim de se identificar qual o ambiente tectônico de formação dos protólitos dessas rochas, foram utilizados os diagramas da figura 13, iniciando com Nb_N vs Th_N (Figura 13A; Saccani, 2015) e La/Yb vs Th/Nb (Figura 13B; Hollocher et al., 2012). As amostras da Litofácies 1 (FBB) apresentam uma grande dispersão em ambos os diagramas, plotando ora nos campos definidos para basaltos formados em arcos oceânicos, ora nos campos referentes a basaltos formados em arco continental, o que pode indicar uma variação na quantidade de contaminação crustal nessas rochas e/ou a presença de uma crosta continental pouco espessa na PBJ no riaciano. A presença de uma crosta continental participando na formação dessas rochas pode também ser interpretada pela grande quantidade de grãos herdados de zircão paleo a neoarqueanos obtidos na análise geocronológica da amostra VB-53 (Figura 11B, Tabela 5).

Por outro lado, as amostras de rochas metavulcânicas da Litofácies 5B e de metaplutônicas tendem a plotar nos campos referentes aos arcos continentais, com exceção de uma amostra (RS-06) de Menezes Leal et al., (2008) aqui classificada como da Subunidade 5B, que plota no campo OIB e da amostra MU-40B (Apêndice 2), que apresenta valores anormalmente altos de La, fazendo com que esta plote no campo definido para arcos alcalinos (Figura 13B). Esse enriquecimento em ETRL possivelmente se deve à assimilação de material previamente enriquecido nesses constituintes.

No diagrama ternário $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (Figura 13C; Cabanis e Lecolle, 1989), as amostras da Litofácies 1 (FBB) plotam dispersas e principalmente entre os campos de toleítos de arcos vulcânicos, com dispersão nos campos de *backarc* e NMORB. Essa variação pode ser interpretada como indício de que as amostras da Unidade 1 foram geradas em um ambiente de arco e em suas bacias marginais, uma vez que durante a evolução de um sistema arco-*backarc* há uma diminuição da contribuição de fontes relacionadas ao arco e uma tendência de possuir uma assinatura mais próxima ao MORB (Cabanis e Lecolle, 1989; Dilek e Furnes, 2011). A caracterização de basaltos desse ambiente é sempre complexa pela grande variabilidade de

composições que estes podem possuir, de forma que sua assinatura química pode ter uma grande influência do arco quando a bacia é mais jovem e proximal (Dilek e Furnes, 2011). Novamente, a existência de uma crosta continental pouco espessa para a PBJ ajuda a explicar essa variação, uma vez que a ascensão de material mantélico com pouca contribuição crustal, que representaria as amostras que plotam no campo referente ao NMORB, é mais fácil de ser explicada nesse contexto.

As rochas metavulcânicas máficas da Litofácies 5B (FCG) distribuem-se nos campos dos basaltos calcialcalinos e continentais, enquanto que as amostras de rochas intrusivas máficas variam no campo das rochas de arcos vulcânicos e de ambiente intraplaca continental (Figura 13A-D), sugerindo que podem ter colocação tardiamente em relação ao magmatismo pré-colisional, associada com ambiente de *back-arc*. O caráter cálcio-alcalino dessas rochas não permite correlacioná-las com o magmatismo bimodal da Suíte Guanambi, cujo componente félsico é predominantemente alcalino.

O diagrama Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008) (Figura 13D) também ajuda a interpretar o processo de enriquecimento dos magmas progenitores dos protólitos das rochas estudadas. Neste diagrama, de acordo com Pearce (2008), basaltos que tiveram uma maior interação com componentes crustais, assim como basaltos relacionados a zonas de subducção, apresentam valores da razão Th/Yb mais elevados devido ao *input* de Th proveniente dos fluidos do *slab*. Nesse diagrama, as rochas pertencentes à FBB e à FCG ocorrem ao longo do arranjo dos arcos magmáticos. As amostras da Litofácies 5B (FCG) mostram uma maior componente crustal na sua gênese em relação às amostras da Litofácies 1 (FBB). A proximidade entre a maioria das amostras dessa subunidade com as médias das crostas continentais inferior (CCI) e média (CCM) sugere que a assimilação crustal pode ter ocorrido em algumas amostras. As amostras de ambas formações alinham-se de forma intermediária entre o processo de cristalização fracionada, e de assimilação crustal. Em ambos os casos com enriquecimento por fluidos provenientes da subducção.

O diagrama de ETR normalizado para o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995) (Figura 8G) evidencia comportamentos de ETR distintos para a Litofácies 1 (FBB) e Litofácies 5B (FCG). A Litofácies 1 apresenta padrões planos, caracterizados por valores de La/Yb_{PM} variando entre 1,2 e 1,5 (Apêndice C), com razões intermediárias entre os reservatórios EMORB e NMORB (Figuras 8I e J). As amostras possuem anomalia de európio ligeiramente negativa a fracamente positiva (entre 0,84-1,16; Apêndice C), o que sugere que o processo de cristalização fracionada teve participação limitada de plagioclásio (Rollinson, 1993). Além disso, possui padrão de ETRP plano, o que é indicativo da ausência de granada na fonte (Rollinson, 1993). Por sua vez, no diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo

de Sun e McDonough (1989) (Figura 8H) ocorrem pronunciadas anomalias negativas de Nb e Ta juntamente com menos evidente de Zr, que são interpretadas como características distintivas de rochas geradas em ambiente de arco (Hawkesworth et al., 1991; Tatsumi e Eggins, 1995; Zheng, 2019).

Ainda com relação à Litofácies 1, há uma pronunciada anomalia positiva de Pb (Figura 8H), que pode ter sido originada devido à sua extração principalmente a partir da crosta oceânica subductada e de processo de desidratação (Miller et al., 1994). Anomalia de Pb similar é mostrada como característica de ofiolitos relacionados com zonas de subducção por Dilek e Furnes (2011). Considerando os dados de ETR e elementos-traço (Figuras 8G, 8H), o comportamento geoquímico da Litofácies 1 é similar ao encontrado nas rochas máficas toleíticas do Arco Continental Cascades (Schmidt and Jagoutz, 2017; Mullen et al, 2017), que ocorre na costa oeste dos Estados Unidos.

Por sua vez, a Litofácies 5B apresenta padrões de ETRs relativamente mais fracionados do que os da Litofácies 1, com $(La/Yb)_{PM}$ variando entre 1,96 e 3,38 (Apêndice C) e com assinatura geoquímica intermediária entre o EMORB e OIB (Sun e McDonough, 1989; Figura 8G). Embora apresente uma grande variação nos dados entre as amostras, principalmente em relação aos ETRL, as amostras dessa subunidade possuem comportamento similar ao descrito no trabalho de compilação de Kelemen et al. (2014) para basaltos calcioalcalinos gerados em arcos continentais de idades diversas. As amostras possuem anomalia negativa de európio pronunciada a ausente (0,65-1; Apêndice C), o que sugere que nesta unidade o plagioclásio teve localmente uma maior participação no processo de cristalização fracionada em relação à Litofácies 1.

De forma similar à Litofácies 1, os anfibolitos da Litofácies 5B também possuem assinaturas planas de ETRP, sugerindo que ambas unidades foram geradas a partir de fontes mais rasas (Figura 8G; Rollinson, 1993). O diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as amostras da Subunidade 5B é similar ao descrito para a Litofácies 1 (Figura 8H). Porém, as amostras da Subunidade 5B possuem maiores concentrações absolutas e uma forte anomalia negativa de Ba e positiva ainda maior de Pb. Com exceção da anomalia negativa de Ba, as assinaturas químicas são bastante similares aos basaltos do Arco Ryukyu, no Japão, de idade quaternária (Shinjo et al., 1999; Figura 8H) e servem como indicativo do ambiente de geração dessas rochas.

As três amostras de anfibolitos de granulção grossa, intrusivos na Subunidade 4B (FCG), possuem características geoquímicas semelhantes aos metabasaltos de ambas formações. Uma amostra (MU-9B; Apêndice B) possui padrão fracamente enriquecido em ETRL, com $(La/Yb)_{PM}$ igual a 2,05, baixo somatório de ETRs ($\Sigma ETR = 43,33$), fraca anomalia negativa de

europio (0,89; Apêndice C) e ETRP plano a ligeiramente enriquecido em ETRL, com característica similar ao EMORB (Sun e McDonough, 1989; Figura 8G). Apresenta ainda pronunciada anomalia negativa de Nb, Zr e Ba e positiva de Pb, com, de forma geral, comportamento similar aos anfibolitos da Unidade 1 (Figura 8H). As outras duas amostras (MU-7B e MU-13B; Apêndice B) possuem comportamentos similares aos ETR das rochas máficas da Litofácies 5B, porém com somatório mais elevado ($\Sigma\text{ETR} = 105,1 - 157,99$ ppm; Apêndice C). A anomalia negativa de europio é ligeiramente mais pronunciada (0,78-0,89; Apêndice C) e a distribuição dos ETRP é plana (Figura 8G). Diferentemente de todas as demais amostras de rochas máficas analisadas no trabalho, essas duas amostras não possuem anomalias negativas de Nb e Ta e possuem anomalias negativas pronunciadas de Zr, Ba e leve de Ti, além de positiva de Pb (Figura 8H). Essas características sugerem ou um processo de geração diferenciado para essas duas amostras ou uma fonte distinta.

Nenhuma das amostras analisadas de rochas de protólitos vulcânicos ou plutônicos foram consideradas de composição similar a de magmas primitivos devido aos baixos valores de #Mg (0,23-0,43). As diferenças geoquímicas entre as rochas metamáficas pode indicar que elas possuem fontes distintas (Shinjo et al., 1999; Polat, 2009; Escuder-Viruete et al., 2008; Davidson et al., 2013; Borges et al., 2017; Jiang et al., 2017; Gao et al., 2018b; Xia e Li, 2019; Xu et al., 2019; Pandey, 2022) ou mesmo terem sido gerados por diferentes graus de fusão de uma mesma fonte (Hastie et al., 2010; Li et al., 2015; Barbuena, 2017). Além disso, em ambiente de arco, diversos autores demonstram a existência de processos envolvendo o metassomatismo da cunha mantélica, que podem alterar significativamente a composição dos magmas gerados (Polat, 2009; Scandolara et al., 2014; Jiang et al., 2017; Barbuena, 2017; Gao et al., 2018b; Xia e Li, 2019). Adicionalmente, não se elimina a possibilidade de contaminação crustal em graus variados ocorrerem nesses ambientes (Farahat et al., 2004; Borges et al., 2017; Barbuena, 2017).

Para discutir a possibilidade da existência de mais de uma fonte para essas rochas em ambientes de arco magmático com baixa contaminação crustal, Chaves (2014) sugeriu que variações nas razões Zr/Nb vs Zr/Y refletem diferentes fontes mantélicas ou diferentes processos e intensidade de fusão parcial (Figura 13E). O diagrama sugere a existência de três e dois conjuntos distintos para as amostras da Litofácies 1 (FBB) e Litofácies 5B (FCG), respectivamente. Em um desses alinhamentos, duas amostras analisadas por Menezes Leal et al., (2008), que pelo padrão geoquímico foram interpretadas neste trabalho como sendo da Litofácies 1, plotaram alinhadas com amostras da Litofácies 5B. As rochas metaplutônicas máficas alinham-se segundo as rochas metavulcânicas Litofácies 5B.

Há diversas propostas de diagramas binários para investigação da profundidade e taxa de fusão das fontes de magmas máficos. Eles se baseiam, principalmente, nos diferentes coeficientes de partição dos elementos-traço no espinélio e na granada, os quais são minerais característicos de fontes mais rasas do manto, com profundidades menores que 70 km (Kelsey et al., 2007), e mais profundas que isso, respectivamente. O diagrama $(La/Sm)_N$ vs $(Tb/Yb)_N$ (Wang et al. 2002; Figura 13F) discrimina as profundidades das fontes e as relaciona com as taxas de fusão relativas esperadas. As amostras plotam no campo do espinélio peridotito, ou seja, com fontes mais rasas que 70 km, sendo que, relativamente, as amostras da Litofácies 5B (FCG) foram geradas a maiores profundidades que as amostras da Litofácies 1.

Considerando as rochas de protólitos plutônicos e vulcânicos, o magmatismo máfico da FBB e da FCG mostra uma forte variação nas taxas de fusão ($La/Sm_N = 0,09-3,37$), embora tenha uma menos significativa variação na profundidade da fusão ($Tb/Yb_N = 1,09-1,90$) (Figura 13F; Apêndice C). Pode-se interpretar essas variações das razões em conjunto com o diagrama La/Sm vs Sm/Yb de Li et al. (2017) (Figura 13G). Neste diagrama as amostras também se concentram no campo de fusão na zona do espinélio, com algumas amostras da Litofácies 5B próximas o campo de intersecção entre a zona do espinélio e granada. A Litofácies 1 mostra razões compatíveis com taxas de fusão entre ca. 3% a ligeiramente maiores que 10%, enquanto que a Subunidade 5B mostra razões compatíveis com taxas de fusão menores que 3%.

Para investigar a importância de processos de assimilação crustal ou da cristalização fracionada na geração de magmas pode-se utilizar diagramas que relacionam LILE com elementos maiores ou com elementos que tendem a se manterem constantes durante os processos de diferenciação, uma vez que processos de assimilação crustal tendem a enriquecer o magma em LILE. No diagrama SiO_2 vs Th/La (He et al., 2009; Figura 13H), as amostras da Litofácies 1 (FBB) apresentam uma grande dispersão e as da Litofácies 5B (FCG) alinham-se preferencialmente de acordo com o *trend* definido para uma evolução principalmente por cristalização fracionada, mas com alguma contribuição crustal. Uma evidência de contaminação crustal nas rochas da Litofácies 1 é a existência de grãos de zircões herdados com idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 3338 ± 17 e 2636 ± 15 Ma (Figura 11B) na amostra VB-53 (Litofácies 1, FBB), datada em 2218 ± 18 Ma. Esses grãos herdados são interpretados como provenientes dos complexos Favelândia (idade paleoarqueana) e Lagoa do Pequeno (idade neoarqueana), respectivamente.

Tabela 7 - Síntese das características químicas e isotópicas das amostras analisadas. Para as rochas magmáticas foi usada a classificação segundo a petrografia (Fettes e Desmons 2007) e a geoquímica (TAS - Middlemost, 1994).

Unidade	Subunidade	Litologias	Idade U-Pb (Ma) (Zircão)	Magma-tismo	Alcalini-dade (Irvine e Baragar, 1971)	Potás-sio (Pecerillo e Taylor, 1976)	AFM (Irvine e Baragar, 1971)	MALI (Frost et al., 2001)	Shand (1943)	Fe index (Frost et al., 2001)	Eu/Eu*	(La/Yb) _n	ϵ_{Hf}	Ida-de mo-delo $T_{\text{DM(Hf)}}(\text{Ga})$	Profun-didade de fusão (Wang et al., 2002)	Taxa de fu-são (Li et al., 2017)	Ambiente Tectônico
FORMAÇÃO BOQUEIRÃO DE BAIXO																	
Litofácies 1		Anfibolito de granulação preferencialmente fina (Metabasalto)	2218±18 (cristalização) e 2020±7 (aquecimento associado com metamorfismo sin- D_{n+2} de Cruz et al. 2023a))	Básico (50-52%)	Subalcalino	Baixo K	Toleítico	-	-	Magnesi-ano	0,84 - 1,16	1,23 - 1,46	+1,8 2 a +5,2 6	2,3 a 2,42	Zona do espinélio	~3-15%	Arco continental com crosta arqueana pouco espessa
Litofácies 2		Metapelito e quartzito	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bacia intra-arco
FORMAÇÃO CHAPADA GRANDE																	
Litofácies 3		Metadacito, metagrauvaca, xistos aluminosos e metarritmito	2096±20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-18,5	3,57	-	-	Bacia intra-arco a ante-arco
Litofácies 4	Litofácies 4A	Mármore grafíticos com níveis de rochas carbonatossilicáticas, metapelito e clorita xisto subordinados	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bacia de margem passiva

	Litofácies 4B	Rochas carbonatossilicáticas com níveis subordinados de mármore, clorita xisto e quartzito	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Litofácies 4C	Xistos e granofels félsicos, grafitosos, com grafitos subordinados	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Litofácies 4D	Formação Ferrífera Bandada metamorfizada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Litofácies 4E	Quartzito e Formação Ferrífera Bandada metamorfizada subordinada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Litofácies 5	Litofácies 5A	Metaquartzito traquito e metaquartzito latito (Metadacito)	2066±6	Ácido (64-65%)	Subalcalino	Série shoshonítica	Série Calcioalcalina	Calcioalcalino	Peraluminoso	Magnésiano	0,77-0,78	65,44-66,71	-16,44 a -8,84	3,51 a 3,13			Arco Continental
		Meta quartzofeldspato alcalino traquito e metaquartzito traquito (Metatraquiandesito)	-	Intermediário (56-57%)	Alcalino	Série shoshonítica	Série Calcioalcalina	Alcalino	Metaluminoso	Magnésiano	0,73-0,76	49,64 - 54,67	-	-			
	Litofácies 5B	Anfibolito de granulação preferencialmente fina e xistos máficos (Metabasalto, metandesito basáltico)	-	Básico (46-54%)	Subalcalino	Baixo a Médio K	Toleítico	-	-	Magnésiano	0,71-1	2,98-4,48	-	-	Zona do espinélio	~1-3%	

		Anfibolito de granulação preferencialmente fina e xistos máficos (Metandesito basáltico e metandesito)	-	Intermediário (55-56%)						Magnesiano a Ferroano	0,65-0,86	3,77-9,29	-	-			
Litofácies 6		Quartzito e metaconglomerado	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			Bacia de pull-apart

Os dados isotópicos Lu-Hf apresentados para uma amostra da Litofácies 1 (Amostra MU-43C), com $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ positivos, entre +1,82 e +5,26, Idade Modelo $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,42 e 2,30 Ga (Tabela 6), aliado com os resultados isotópicos Sm-Nd obtidos por Barbosa et al. (2013) para uma amostra dessa mesma unidade ($\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre +1,1 a +2,8, Idade Modelo $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,3 e 2,6 Ga), aliados aos dados geocronológicos, sugerem houve participação crustal na gênese dessas rochas.

Para avaliar quais minerais exercem maior influência no processo de cristalização fracionada utilizou-se o diagrama Dy/Yb vs Dy/Dy* (Figura 13I; Davidson et al., 2012). A partir das razões consideradas, pode-se interpretar que para a maioria das amostras da Litofácies 1 e para as amostras da Litofácies 5B não houve participação da granada, sendo a cristalização fracionada predominantemente controlada pelo fracionamento de clinopiroxênio e anfibólio (setas pontilhadas). Os padrões planos de ETRP de ambas formações corroboram a ausência de granada na fonte.

6.2.2 Rochas intermediárias a ácidas

As rochas metavulcânicas ocorrem na Litofácies 3, mais antiga, e Litofácies 5A, mais jovem, ambas da FCG (Figura 3). Na Litofácies 3 o magmatismo é de composição dacítica e está associado a metagrauvas, enquanto que na Litofácies 5A este é composto por traquitos e latitos. As rochas desse magmatismo mais jovem estão intercaladas com xistos e granofels félsicos grafitosos, grafititos e rochas carbonatossilicáticas das Litofácies 4B e 4C, nas regiões central e norte da FCG. Em todo o conjunto, estruturas ígneas, tais como bordas de corrosão em plagioclásio e ortoclásio, estão preservadas. Presença de microestrutura granoblástica e porfiroclástica é muito subordinada nessas rochas, que estão menos deformadas que as demais rochas da sequência. A paragênese metamórfica regressiva, hidrotermal, é muito subordinada e composta por clorita, calcita, epidoto, óxidos de ferro (com predomínio de hematita em relação à magnetita) e calcopirita, sendo de fácies xisto verde (Bucher e Grapes, 2011). Na FCG ocorrem rochas plutônicas intrusivas de composição monzonítica em xistos e granofels félsicos grafitosos e grafititos da Subunidade 4C, e na FBB ocorre estreito nível de sienogranito intrusivo em metabasaltos da Unidade 1.

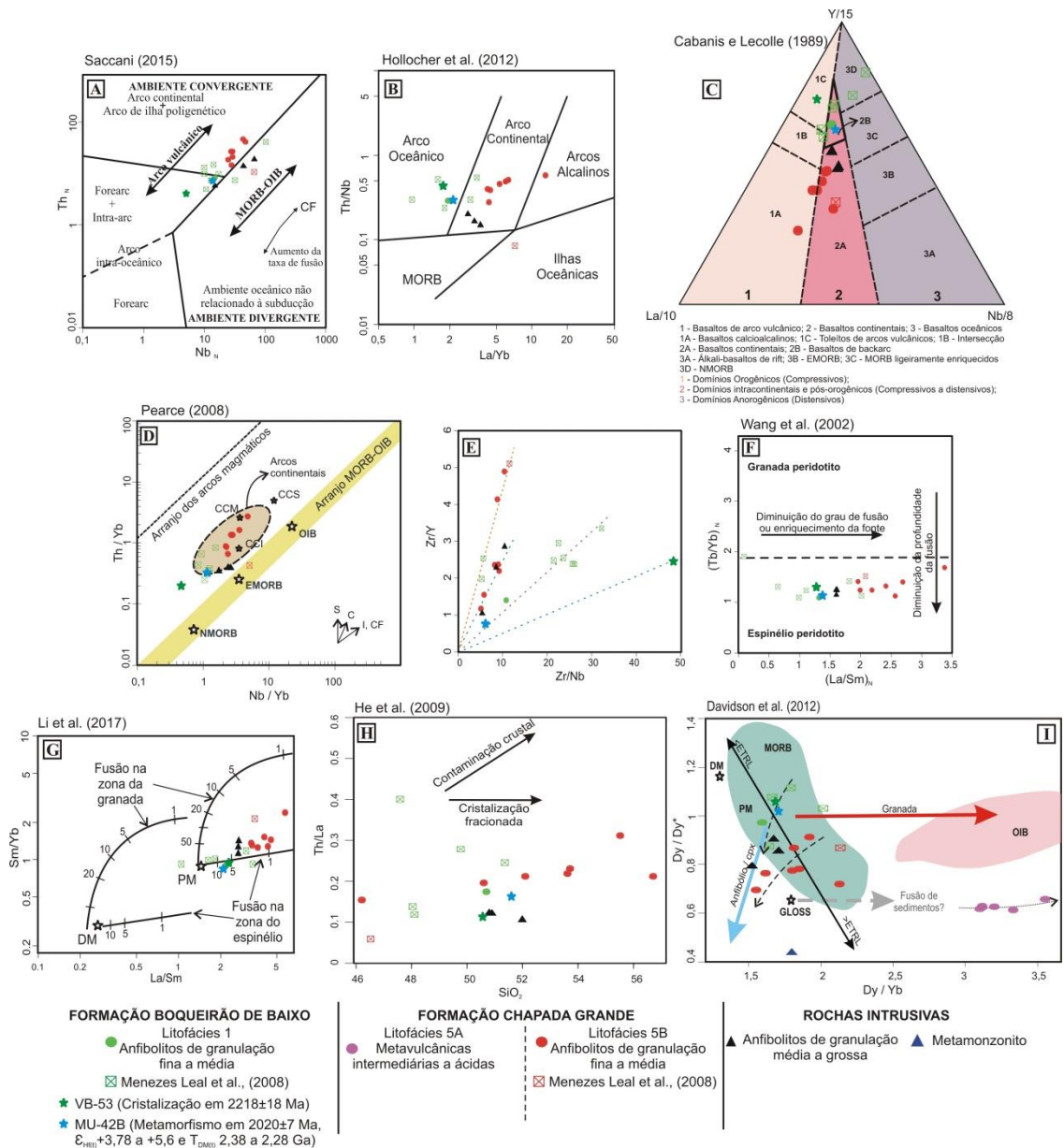


Figura 13 – Diagramas petrogenéticos e geotectônicos para as rochas máficas da FBB (Litofácies 1)(A-I) e FCG (Litofácies 5A e 5B) (I); (A) Diagrama Nb_N vs Th_N (Saccani, 2015). O vetor CF representa enriquecimento através de cristalização fracionada; (B) La/Yb vs Th/Nb (Hollocher et al., 2012); (C) $\text{La}/10 - \text{Y}/15 - \text{Nb}/8$ (Cabanis e Lecolle, 1989). As rochas da Litofácies 1 (FBB) tendem a plotar no campo dos toleítos de Arcos Vulcânicos, com dispersão nos campos de *backarc* e NMORB, enquanto que as amostras da Litofácies 5B possuem dispersão, plotando ora no campo dos basaltos calcioalcalinos ora nos chamados basaltos continentais; (D) Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce, 2008) mostrando que as rochas plotam ao longo do arranjo dos arcos magmáticos. As rochas da Litofácies 5B plotam preferencialmente no campo dos arcos continentais de Pearce e Peate (1995). Abreviações: vetores de enriquecimento por assimilação crustal (C), cristalização fracionada (CF), intracontinentais (I), ou por fluidos provenientes da subducção (S), EMORB – basaltos de cadeia meso-oceânica enriquecidos, NMORB – basaltos de cadeia meso-oceânicas normais e OIB – basaltos de ilhas oceânicas; (E)

Diagrama Zr/Nb vs Zr/Y indicando quatro alinhamentos distintos para as amostras estudadas; (F) Diagrama $(La/Sm)_N$ vs $(Tb/Yb)_N$ (Wang et al. 2002) indicando que as rochas da Litofácies 1 e Litofácies 5B tem fontes na zona do espinélio; (G) La/Sm vs Sm/Yb (Li et al., 2017) mostrando variações nas profundidades e taxas de fusão das amostras analisadas; (H) SiO_2 vs Th/La (He et al., 2009) demonstrando que cristalização fracionada exerce papel principal na evolução das rochas máficas, com contribuição crustal subordinada; (I) Dy/Yb vs Dy/Dy* (Davidson et al., 2012) sugerindo que o processo de cristalização fracionada é controlado predominantemente por anfibólio e clinopiroxênio para as amostras da Litofácies 1 e Litofácies 5B. Os dados químicos estão apresentados no Apêndice C. Ver texto para discussão.

O vulcanismo da Litofácies 3 não possui dados litogeoquímicos e as rochas intrusivas possuem apenas um dado litogeoquímico. Dessa forma a análise dessas características ocorrerá apenas para os litotipos da Litofácies 5A e com cautela para a amostra de rocha intrusiva. Ainda assim, o metamonzonito intrusivo apresenta comportamento movimentado para os LILE, o que sugere que estes foram mobilizados por processos pós-magmáticos, de forma que os dados desse litotipo devem ser tratados com ressalvas.

Embora as rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da Litofácies 5A tenham características macroscópicas e petrográficas semelhantes, as amostras analisadas apresentam comportamento litogeoquímicos distintos, principalmente em relação aos elementos maiores. As amostras coletadas no Furo RS-F-04B (MU-23B e MU-24B), situado na borda leste do Corpo Cara Suja (Figura 3; Apêndice B), são ácidas (SiO_2 64-65%), subalcalinas, da série calcioalcalina e peraluminosas, enquanto que as amostras coletadas nos furos RS-F-06A (MU-03B) e RS-F-06B (MU-59B, MU-60B, MU-61B; Figura 3; Apêndice B) são intermediárias (SiO_2 56-57%), alcalinas e metaluminosas (Figura 10, Tabela 7). Essas diferenças ficam mais claras quando analisados os diagramas Harker (1909) (Figura 9B), onde dois grupos distintos tendem a se formar

A correlação negativa entre SiO_2 e CaO, MgO e FeOt em amostras de rochas metavulcânicas félsicas da Litofácies 5A é correlacionável com fracionamento de fases como clinopiroxênio e plagioclásio durante a evolução dos magmas progenitores. Entretanto, o comportamento de Al_2O_3 nas rochas da Litofácies 5A não é condizente com o fracionamento de plagioclásio, uma vez que a sua concentração é maior nos termos mais evoluídos, o que pode ser um indicativo da atuação de mecanismos ou fontes distintas na geração dessas rochas, ou até níveis distintos de contaminação crustal. Por outro lado, o comportamento de TiO_2 e P_2O_5 durante a evolução dessas rochas é compatível com o fracionamento de fases como biotita e anfibólio, além de apatita. O diagrama Rb vs Sr (Figura 14A) também demonstra que o fracionamento de biotita tem papel importante na cristalização fracionada das amostras da Litofácies 5A.

Para a maioria dos elementos químicos, as amostras dessa subunidade estão plotadas dentro do envelope das amostras de rochas plutônicas da Suíte Guanambi. Porém, as amostras da Litofácies 5A são mais enriquecidas em FeOt que os dados existentes para essa Suíte. Além disso, nos diagramas de Harker (1909) para Al_2O_3 , Ba, La e Ce, enquanto as amostras metavulcânicas possuem comportamento incompatível, nas amostras da Suíte Guanambi o comportamento é compatível. O contrário acontece para Na_2O , Rb, Sr, Y, La e Ce, sugerindo uma evolução magmática distinta entre essas rochas.

As características geoquímicas permitem correlacionar as amostras da Litofácies 5A com rochas da série shoshonítica de Morrison (1980) e de Clemens et al. (2017), pois possuem altos valores de álcalis totais (5,48 – 8,56%), altas razões K_2O/Na_2O (2,08 – 3,09), baixo TiO_2 (0,70 – 0,93%), valores de Al_2O_3 elevados (12,2 – 14,7%), além de enriquecimento em LILE e ETRL. De acordo com esses autores, rochas shoshoníticas estão comumente relacionadas aos estágios finais de evolução de arcos continentais.

A separação entre dois grupos distintos nos diagramas para elementos maiores (Figura 9B) não é vista em relação aos ETR. O diagrama normalizado para o condrito de Boynton (1984) (Figura 10G) mostra comportamento semelhante para todo o conjunto, com forte enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, com $(La/Yb)_{PM} = 49,67 - 66,74$, associado a uma moderada anomalia negativa de európio ($Eu/Eu^* = 0,73 - 0,78$; Apêndice C), que sugere que o plagioclásio estava presente na fonte. Com exceção da amostra de rocha plutônica, que possui maior enriquecimento em ETRP, o padrão das rochas metavulcânicas intermediária a ácidas da FCG plota no envelope das amostras da Suíte Guanambi, tendo razões bastante similares com elas. Com relação ao enriquecimento em ETRP do metamonzonito estudado, esse comportamento pode ser indicativo de que a fonte do magma progenitor do protólito dessa rocha fosse relativamente mais profunda, com alguma participação de granada.

No diagrama multielementar normalizado para o Manto Primordial de Wood (1979) (Figura 10H), tanto para as amostras rochas metavulcânicas da Litofácies 5A, quanto para as amostras da Suíte Guanambi, ocorrem anomalias negativas pronunciadas de Ta, Nb e Ti, características de rochas formadas em arcos magmáticos ou como heranças associada com as fontes crustais (Hawkesworth et al., 1991; Tatsumi e Eggins, 1995; Zheng, 2019).

O comportamento dos ETR e dos elementos-traço das rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da Litofácies 5A é similar ao identificado por Lahondère et al. (2002) para rochas vulcânicas intermediárias a ácidas de idade riaciana (2212 ± 6 Ma, Pb-Pb em zircão) da Suíte Niani, situada na Bacia Siguiri, no Cráton do Oeste Africano (Figura 10G). Embora as amostras da FCG sejam mais enriquecidas nos ETR e em elementos-traço do que as amostras estudadas por aqueles autores, o padrão gerado no spidergrama é semelhante. Lahondère et al.,

(2002) interpretam que as rochas da Suíte Niani foram formadas a partir de subducção de uma placa oceânica quente (Figura 10G).

Diagramas baseados em elementos considerados mais imóveis, preferencialmente HFSE, foram utilizados para investigar o contexto geotectônico de formação das rochas félsicas estudadas. O diagrama ternário proposto por Harris et al. (1986) (Figura 15B) e o diagrama Y vs Nb de Pearce et al. (2008) (Figura 15C) sugerem assinaturas compatíveis com ambiente de arcos magmáticos para as rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas estudadas, enquanto que o metamonzonito intrusivo é relacionado com um plutonismo intra-placa tardi a pós-colisional, tal qual foi interpretado por Rosa (1999) e Teixeira (2005) para as rochas da Suíte Guanambi.

Razões entre elementos compatíveis e incompatíveis, como K/Rb, são comumente usadas para definir o grau de fracionamento de magmas ácidos (Blevin, 2003; Singh e Singh, 2012). No diagrama SiO₂ vs K/Rb (Figura 14D), as rochas vulcânicas intermediárias e ácidas da FCG plotam no campo definido para rochas moderadamente evoluídas. Azer et al. (2019) propuseram a utilização do diagrama K/Rb vs Rb (Figura 14E) para distinguir processos de evolução magmática, uma vez que essa razão deve-se manter constante quando o processo de evolução do magma é controlado apenas por cristalização fracionada em um sistema fechado, enquanto que os valores das razões devem cair de forma abrupta quando o processo de assimilação é o principal controlador. As rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da FCG estão principalmente alinhadas no *trend* relacionado com cristalização fracionada, mas também nota-se alguma queda da razão K/Rb sugerindo participação de assimilação crustal.

O diagrama ternário proposto por Laurent et al. (2014) (Figura 14F) é amplamente utilizado para discriminar possíveis fontes para rochas ígneas. Neste diagrama as rochas subalcalinas da Litofácies 5A plotam no campo das fontes de rochas metassedimentares, enquanto que o conjunto alcalino plota na interface entre essas mesmas fontes e de rochas máficas de alto potássio. Esse é o campo esperado para rochas formadas a partir da fusão de manto metassomatizado. As amostras da Suíte Guanambi possuem uma distribuição semelhante às estudadas neste trabalho, com algumas amostras distribuídas no campo das rochas máficas de alto potássio. O diagrama Dy/Yb vs Dy/Dy* (Davidson et al., 2012; Figura 13I) também sugere que as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas da Subunidade 5A (FCG) tenham rochas metassedimentares contribuindo na sua formação, uma vez que o valor de Dy/Dy* mantém-se constante com o valor do GLOSS (estimativa da média composicional de sedimentos subductados) ao longo da evolução da razão Dy/Yb. Essas rochas apresentam razões Sr/Y altas, entre 29-41 (Apêndice C), o que sugere que não há fracionamento de granada, uma vez que essa tende a acumular Y, implicando em uma fonte mais rasa que o campo de estabilidade de

granada. Por sua vez, o metamonzonito possui razão Sr/Y = 10,1, o que sugere, mais uma vez, uma fonte mais profunda para essa rocha (Defant e Drummond, 1990).

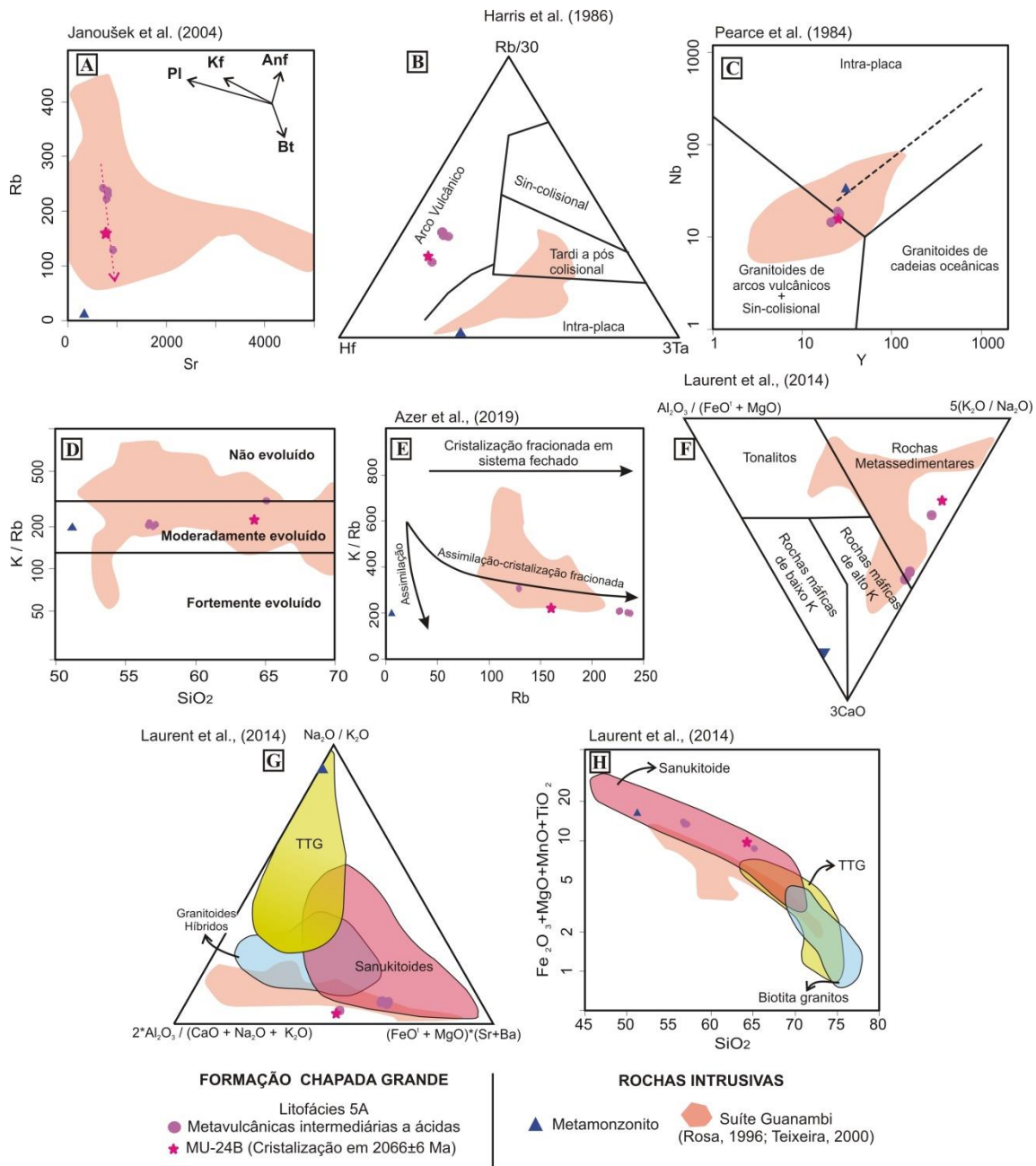


Figura 14 – Diagramas petrogenéticos e geotectônicos para as rochas metavolcânicas intermediárias a ácidas da Litofácies 5A da FCG e para uma amostra de metamonzonito intrusivo em xistos ricos em grafita da Litofácies 4C; (A) Sr vs Rb (Janoušek et al., 2004) mostrando que biotita é o principal mineral controlador do processo de cristalização fracionada; (B) Diagrama Rb/30 – Hf – 3*Ta proposto por Harris et al. (1986), onde todo o conjunto de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas analisadas neste estudo plota no campo referente a arcos vulcânicos, enquanto que a amostra de metamonzonito intrusivo plota no campo de

granitoides de ambiente intra-placa; (C) Y vs Nb de Pearce et al. (1984) onde as rochas vulcânicas plotam na interface entre os campos de rochas de arco vulcânico e intra-placa, enquanto que o metamonzonito intrusivo plotam no campo intra-placa (D) SiO_2 vs K/Rb onde as amostras plotam no campo das rochas moderadamente evoluídas; (E) Rb vs K/Rb (Azer et al., 2019) que mostra que há um predomínio de um controle por cristalização fracionada com menor influência de assimilação; (F) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t+\text{MgO}) - 3*\text{CaO} - 5*(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ proposto por Laurent et al. (2014) para distinção de possíveis fontes onde as amostras do conjunto subalcalino plotam no campo referente a rochas metassedimentares e o conjunto alcalino plotam na interface entre o mesmo campo com o referente a rochas máficas de alto potássio; (G) $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 2*\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO}_t+\text{MgO})*(\text{Sr}+\text{Ba})$ proposto por Laurent et al. (2014) para distinção de rochas de afinidade TTG e sanukitoides. Neste diagrama, apenas as rochas do conjunto alcalino plotam no campo referente a sanukitoides; (H) Diagrama SiO_2 vs $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$ de distinção de distinção de rochas de afinidade TTG e sanukitoides de Laurent et al. (2014). Neste diagrama, todas as amostras de rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da FCG plotam no campo referente a sanukitoides.

O vulcanismo intermediário a ácido do arco magmático Chapada Grande tem idade entre 2096 ± 20 Ma (idade do metadacito, RSA-05, Figura 11F) e 2066 ± 6 Ma (idade de metaquartzolito, MU-23C, Figura 11H). A formação dessas rochas contou com processo de contaminação crustal, que é interpretado pela grande quantidade de zircões herdados das rochas arqueanas encaixantes encontrados na amostra RSA-05 e de um grão de idade Pb/Pb de 2192 ± 15 Ma encontrado na amostra MU-23C (Tabela 5). Adicionalmente, o valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ é de -18,5 na amostra RSA-05 e varia entre -16,25 e -9,39 na amostra MU-23C, com $T_{\text{DM}(t)}$ entre 3,57 e 3,14Ga para ambas, o que sugere influencia de rochas paleo a mesoarqueanas na formação dessas rochas (Tabela 6).

. O Complexo Favelândia apresenta idades de cristalização entre 3306 ± 12 Ma e 3302 ± 9 Ma (U-Pb, zircão), $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -2,88 a -1,73 e $T_{\text{DM}(t)}$ entre 3,6 e 3,9 Ga (Barbosa et al., 2020), enquanto que o Complexo Lagoa do Pequeno apresenta idades de cristalização entre 2683 ± 5 Ma e 2669 ± 22 Ma (U-Pb, zircão), com valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -4,06 e +2,49 e $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,9 e 3,1 Ga (Barbosa et al., 2020). A idade de cristalização do Complexo Favelândia se encontra dentro do intervalo de $T_{\text{DM}(t)}$ obtido para as rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da FCG (Amostras RSA-05 e MU-32C, Tabela 6), sugerindo alguma contribuição dessas rochas paleoarqueanas durante a formação do magma progenitor das rochas da Litofácies 5A, no riaciano. Por sua vez, na sua região norte de ocorrência, a Suíte Guanambi, de característica tardi-colisional (Cruz et al. 2016), possui idades de cristalização entre 2054 ± 8 Ma e 2050 ± 1 Ma (U-Pb em zircão), sendo mais novas que as rochas da FCG, com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -10,61 e -7,42 e $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,89 e 2,61 Ga (Rosa, 1996), sugerindo que as rochas do Complexo Lagoa do Pequeno também tiveram participação na gênese desses plutonitos riacianos. Comparando

ambos os dados, sugere-se que as rochas da Suíte Guanambi e as metavulcânicas félsicas estudadas nesse trabalho possuem idades, significado tectônico e fontes distintas, mas uma contaminação crustal de uma fonte continental paleo a neoarqueana é um processo importante na formação dessas rochas. O conjunto de dados sugere que uma crosta paleoarqueana sofreu diferentes episódios de retrabalhamento entre 3,3 e 2,05 Ga, mostrando que os processos de reciclagem crustal foram cada vez mais importantes na geração da Paleoplaca Bom Jesus da Lapa.

Outro componente típico de terrenos da transição arqueano-paleoproterozoico são os chamados sanukitoides. Esse termo foi inicialmente utilizado por Shirey e Hanson (1984) para se referir a rochas vulcânicas e plutônicas félsicas na Província Superior que contrastavam com a suíte TTG e tinham afinidades com rochas andesíticas de alto Mg de Setouchi, no cinturão vulcânico do Japão, que eram chamadas de “sanukitos”. Atualmente são reconhecidas corpos desse tipo em diversos terrenos, como no Cráton do Norte da China (Sun et al., 2010), no Escudo Báltico (Shirey e Hanson, 1984; Stern e Hanson, 1991; Stevenson et al., 1999; Lobach-Zhuchenko et al., 2005), na Índia (Sarvothaman, 2001; Singh et al., 2016) e no Cráton São Francisco (Bruno et al., 2020; Valeriano et al., 2022). A gênese dessas rochas está relacionada com a fusão de manto peridotítico previamente metassomatizado por melts de composição TTG ou por reação entre melts de composição TTG e o manto peridotítico através de processo de assimilação (Martin et al., 2010).

A geração de sanukitoides também demanda um elevado gradiente geotérmico para que haja a fusão do *slab*. Por isso também a dificuldade de encontrar essas rochas em terrenos mais jovens. Essas rochas são relacionadas aos estágios finais de um orógeno, comumente representando os últimos episódios magmáticos em uma crosta continental já estável. Sanukitoides possuem grande afinidade com os adakitos de baixa sílica, o que sugere processos petrogenéticos similares para essas rochas (Martin et al., 2005; Heilimo et al., 2010; Laurent et al., 2014).

A soma dos conteúdos absolutos de Sr e Ba das rochas félsicas estudadas varia entre 2895 – 4379ppm, de forma que as rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da FCG possuem características análogas aos chamados “Granitoides de alto Ba-Sr”, como os altos teores nesses elementos, além de ETRL, alta razão K/Rb, além de baixos teores de Nb, Ta, Y e ETRP (Tarney e Jones, 1994; Fowler et al., 2001, Fowler et al., 2008). Alguns parâmetros para as apresentadas por Martin et al. (2005) para sanukitoides são semelhantes ao das amostras de rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da FCG (Figuras 10G e 10H), principalmente para o conjunto de rochas alcalinas, as quais apresentam valores elevados de Ba+Sr (2895-3237ppm), baixo TiO₂ (0,89-0,93%), elevado K₂O (5,62-5,72%), elevado MgO (6,01-6,26%), #mg=0,48 e baixas razões Na₂O/K₂O (0,44-0,49). No diagrama proposto por Laurent et al. (2014) da Figura

14G, as rochas alcalinas plotam no campo dos sanukitoides. Por sua vez, no diagrama da Figura 14H (Laurent et al., 2014) todas as rochas da Subunidade 5A plotam no campo definido para sanukitoides, o que permite inferir que, pelo menos em parte, o vulcanismo intermediário a ácido da Subunidade 5A da FCG tenha características desses magmas.

6.3 Evolução tectônica

Levando em consideração os dados de campo, petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos gerados por este trabalho, bem como as correlações a partir dos estudos de Silveira e Garrido (1998), Rosa et al. (1996, 2000), Menezes Leal et al., (2008), Barbosa et al., (2013, 2020, 2021), propõe-se um modelo evolutivo em quatro etapas para a geração da FBB e da FCG, o qual é o resultado da interação entre as paleoplacas Gavião e Bom Jesus da Lapa, no riaciano:

(i) instalação de um arco continental em ca. 2218 Ma em uma crosta continental pouco espessa de idade paleo a neoarqueana da Paleoplaca Bom Jesus da Lapa a partir de subducção para NW de crosta oceânica (Figura 15A). Nesse estágio ocorre a geração da Formação Boqueirão de Baixo, com o vulcanismo básico de arco da Litofácies 1 e sedimentação intra-arco ou antearco da Litofácies 2 (Figura 15A). Durante esse estágio ocorria a oeste a subducção para NW de crosta oceânica sob crosta oceânica da Paleoplaca Correntina, com geração de um arco oceânico juvenil que é o responsável pela formação da Sequência Metavulcanossedimentar Extrema, com vulcanismo basáltico, andesítico, riodacítico e riolítico, bem como pela associação de rochas plutônicas calcioalcalinas de composição granodiorítica a granítica, localmente tonalítica, de idade entre 2324 e 2114 Ma (Andrade et al., 1981; Davila & Kuyumjian, 2005; Pontes, 2023).

(i) Entre 2096 e 2070 Ma, com a continuidade da subducção para NW, desenvolvimento de uma crosta continental mais espessa na PBJ e *rollback* da placa oceânica para SE, são formadas as rochas vulcânicas ácidas de composição dacítica da Unidade 3, de idade 2096 Ma, que representam o vulcanismo ácido do arco e marcam o início da deposição da Formação Chapada Grande (Figura 15B). As metagrauvacas, os xistos e metarritmitos que ocorrem atualmente associadas aos metadacitos são, possivelmente, representantes de uma bacia antearco ou intra-arco gerada nesse estágio (Figura 15B). Nesse momento a margem passiva a noroeste da PBJ está em franco desenvolvimento, com formação da plataforma carbonática, a qual hoje é representada pelas rochas da Unidade 4.

(iii) Entre 2068 e 2058 Ma ocorre a colisão continental entre a PG e a PBJ (Figura 15C) (Cruz et al. 2023a) (Figura 15C). De acordo com esses autores, a idade dessa colisão é marcada pela ocorrência de metamorfismo em fácies granulito e migmatização de rochas do substrato de ambas paleoplacas. Em ca. 2066 Ma ocorre o vulcanismo intermediário a ácido, subalcalino e

alcalino, de composição traquítica e latítica da Litofácies 5A (FCG), e basáltica da Litofácies 5B (FCG), localizado mais distal da zona colisional entre PBJ e PG. Essas litologias estão intercaladas nas rochas sedimentares químicas da margem passiva, da Litofácies 4 (FCG), situada a noroeste da PBJ. Os termos intermediários alcalinos da Litofácies 5A (FCG) apresentam características químicas similares aos sanukitoides. Possivelmente, a placa oceânica, subductando para NW tenha se mantido ativa nessa fase para a formação dos sanukitoides, sugerindo que o orógeno desenvolvido entre a PG e a PBJ possuía um alto gradiente geotérmico que, pelo menos em parte, possibilitou a fusão parcial do *slab* para a geração dessas rochas de alto magnésio.

Neste contexto, a Paleoplaca Correntina (PC) colide com a PBJ. Nesse momento ocorreu a geração de frentes de empurrão com vergência para sudeste e geração de paragêneses de fácies anfíbolito alto nos litotipos vulcânicos e siliciclásticos da FCG, levando à migmatização das metagrauvas da Litofácies 3.

(iv) Com a continuidade da compressão, entre 2054 e 2041 Ma, desenvolve-se um sistema transcorrente sinistral com *trend* NNW-SSE (Cruz et al. 2023a) com geração de zonas de cisalhamento ortogonais às zonas de sutura, as quais reorientam as rochas da FCG nas suas adjacências (Figura 15D), bem como há a geração de uma bacia do tipo *pull-apart*. Aproveitando o espaço gerado por essa bacia, ocorreu a colocação das rochas plutônicas tarditectônicas da Suíte Guanambi, que intrudem todos os litotipos da FBB e FCG, bem como da Suíte Rio Corrente na Paleoplaca Correntina (Barbosa et al., 2021). Essa bacia também é representada pelos metaconglomerados, quartzitos xistos e ritmitos da Unidade 6 (FCG), que ocorrem ao longo do lineamento NNE-SSW na área de trabalho.

6.3 Evolução tectônica

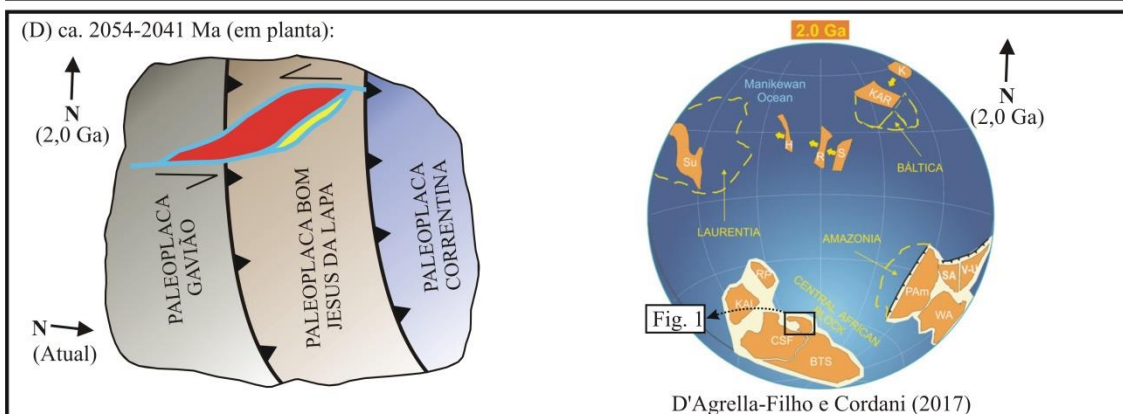
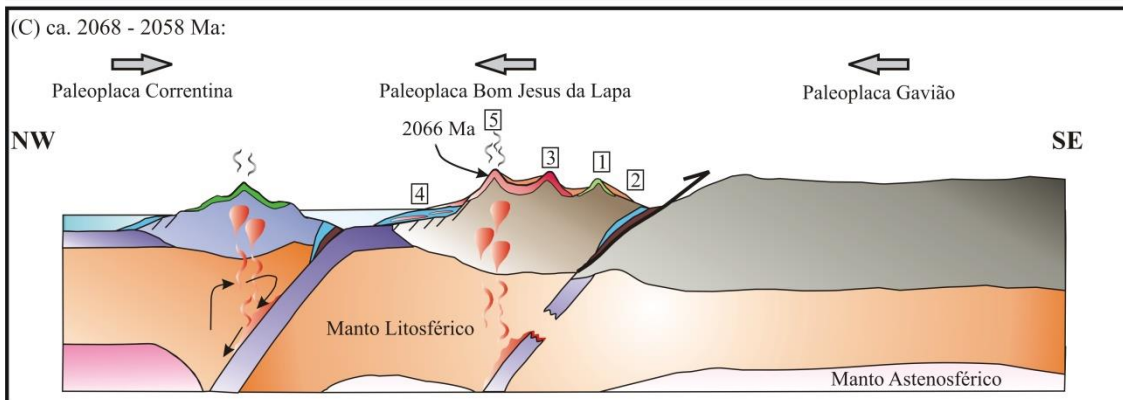
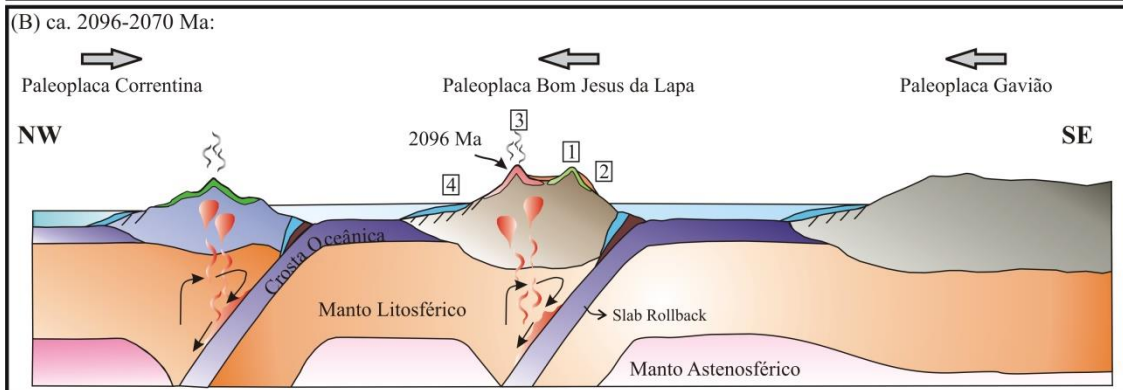
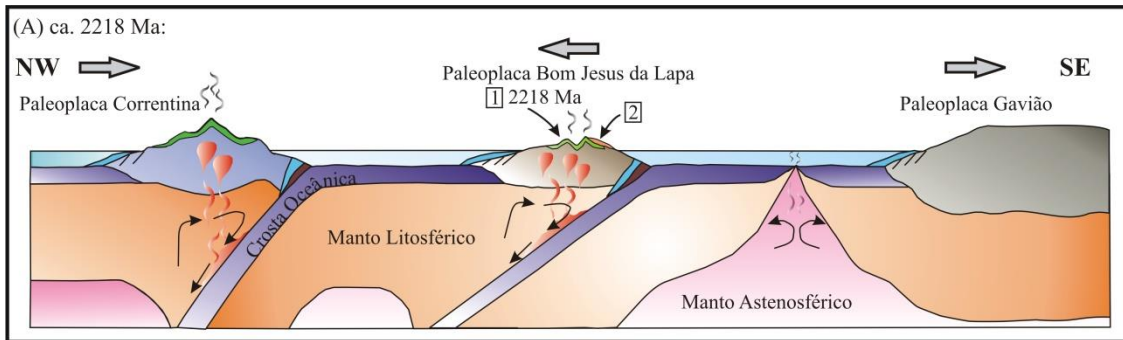
6.4 Correlações regionais

Correlações regionais podem ser feitas entre o magmatismo riaciano máfico da Formação Boqueirão de Baixo (FBB) na PBJ com o magmatismo da Sequência Metavulcanossedimentar Extrema (SME; Andrade et al., 1981; Pontes, 2023) e anfíbolitos (Barbosa et al. 2021) da Paleoplaca Correntina. Dados de Pontes (2023) mostram que o magmatismo riolítico da SME apresenta idade de cristalização de 2183 ± 9 Ma (U-Pb, Laser Ablation, zircão), com $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ entre +5.67 e +9.39 e idade modelo $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,2 e 2,4 Ga. Pode-se também estabelecer correlação entre o magmatismo da Formação Chapada Grande (FCG) com o magmatismo máfico da Sequência Metavulcanossedimentar Riacho dos Machados (SMRM; Guimarães et al., 1993, 1997; Mourão et al., 1997), no Terreno Porteirinha (Figura 1). Na SMRM ocorrem rochas metamáficas cálcio-alcalinas enriquecidas em LILEs e depletadas em HFSE com idade de

cristalização de 2071 ± 9 Ma (U-Pb, Laser Ablation, zircão; Leal et al., 2021), com características químicas e idade similares ao descrito para o magmatismo máfico da FCG.

Evidências de magmatismo riaciano-orosiriano no Terreno Porterinha e no Complexo Guanhões (Figura 1) foram encontrados por Bersan et al., (2020). De acordo com os autores esse magmatismo apresenta idade de cristalização em torno de 2,03 Ga (U-Pb, Laser Ablation, zircão e titanita), com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ predominantemente positivos (-3 a +8) associados a $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,5 a 1,95 Ga. Estes granitoides são peraluminosos a metaluminosos, magnesianos, enriquecidos em LILEs e ETRL e depletados em HFSE, sendo classificados como granitoides shoshoníticos de alto Ba-Sr tardi a pós-colisionais, apresentando características químicas e isotópicas análogas às identificadas em amostras da Suíte Guanambi na área de trabalho.

Após a colisão continental, levando em consideração o modelo proposto por D'Agrella-Filho e Cordani (2017), entende-se que o Cráton São Francisco-Congo passou a compor o chamado Bloco Africano Central juntamente com Kalahari, Rio de la Plata e Borborema-Trans-Sahara, os quais integraram o Supercontinente Columbia em torno de 1,8Ga após sua amalgamação com Laurentia, proto-Amazônia, Oeste-Africa e Báltica. Essa interpretação do Cráton São Francisco-Congo é bastante discutida devido à baixa quantidade de dados paleomagnéticos existentes no Cráton São Francisco. Poucos dados paleomagnéticos obtidos no Bloco Jequié são usados para comparação com dados de granulitos no Cráton Kalahari, que são interpretados como correlatos, na tentativa de interpretar como o CSF se comportou durante a formação do supercontinente no paleoproterozoico. De acordo com D'Agrella-Filho e Cordani (2017) o CSF estaria atualmente rotacionado cerca de 90° em sentido anti-horário em relação a sua posição atual. Dessa forma, as zonas de sutura estariam à época orientadas em torno de N-S a NW-SE durante a formação Bloco Africano Central (Figura 15D), enquanto que as principais suturas entre os blocos que formaram CSF na Bahia estariam orientadas E-W, como ocorre, por exemplo, entre os blocos Gavião, Jequié e Serrinha.



D'Agrella-Filho e Cordani (2017)

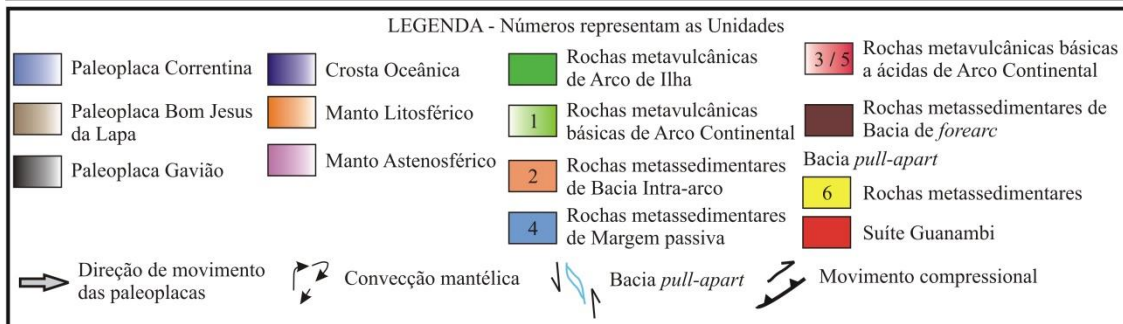


Figura 15 – Modelo esquemático representando o arranjo tectônico associado com as Formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande: (A) instalação de um arco continental em crosta pouco espessa na PBJ com vulcanismo basáltico e sedimentação intra-arco; (B) Evolução do arco com desenvolvimento de crosta mais espessa e vulcanismo dacítico juntamente com sedimentação siliciclástica nas bacias marginais ao arco e química em margem passiva; (C) colisão da PG com a PBJ, quando ocorre o vulcanismo subalcalino e alcalino que é identificado no Arco Continental e intercalado com as rochas metassedimentares químicas da margem passiva; (D) colisão de PC com a PBJ, com posterior geração de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais que geram espaço para instalação de uma bacia do tipo *pull-apart*. Nesse momento o então Cráton São Francisco-Congo compunha o Bloco Africano Central, que em seguida integraria o Supercontinente Columbia.

7. CONCLUSÕES

A partir dos dados gerados ao longo do trabalho pode-se concluir que:

a) O levantamento geológico realizado permitiu reconhecer representantes de duas formações na área de estudo: Boqueirão de Baixo (FBB), composta pelas litofácies 1 e 2, e Chapada Grande (FCG), composta pelas litofácies 3 a 6, aqui definidas, que estão em contato tectônico por zonas de cisalhamento desenvolvidas em regime tangencial sin-colisional. A FBB é composta por: (i) anfibólitos finos da Litofácies 1 que representam o magmatismo gerado em um arco continental desenvolvido em uma crosta fina da PBJ. A idade de cristalização é 2218 ± 18 Ma, com idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 2,38 e 2,28 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ entre +3,78 e +5,6. A idade 2020 ± 7 Ma obtida nessas rochas representa a idade do seu metamorfismo e; (ii) filitos e xistos aluminosos, com níveis de quartzito, que foram interpretados como formados em ambiente intra-arco (Litofácies 2). A FCG é composta por: (i) metagrauvacas, xistos e metarritmitos interpretados como formados em ambiente de bacia *foreac* e associada a um vulcanismo dacítico de arco magmático continental (Litofácies 3) de idade 2096 ± 20 Ma, idade modelo $T_{DM(t)}$ de 3,57 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ de -18,5; (ii) rochas metassedimentares químicas plataformais (Litofácies 4); (iii) vulcanismo básico, intermediário e ácido de arco magmático continental (Litofácies 5), com idade de cristalização em 2066 ± 6 Ma, idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 3,51 e 3,13 Ga e $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -16,44 e -8,84; e (iv) metaconglomerados e quartzitos relacionados com a geração de uma bacia *pull-apart* (Litofácies 6).

b) Os diagramas geotectônicos para amostras de rochas máficas da Litofácies 1 e da Litofácies 5B sugerem um ambiente de Arco Continental, com alguma dispersão para o campo dos Arcos de Oceânicos para as rochas da Litofácies 1. Análise petrogenética das rochas metavulcânicas máficas permite inferir que há diferentes fontes para os magmas ou que a evolução desses magmas se deu por processos distintos. A geração dos magmas se deu na zona do espínélio, com uma taxa de fusão maior para a Litofácies 1. Ambas apresentam evidências de predominância de processo de cristalização fracionada controlada predominantemente por

anfíbólio e clinopiroxênio, com menor contribuição de assimilação crustal. Para as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas da FCG, todo o conjunto apresenta assinatura de Arco Continental e as rochas alcalinas possuem diversas características que permitem correlacioná-las com sanukitoides. A análise petrogenética das rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da Litofácies 5A sugere que o processo de evolução do magma progenitor se deu essencialmente por cristalização fracionada, controlada principalmente por biotita, sendo moderadamente evoluídas, com pouca participação de assimilação crustal. As rochas subalcalinas possuem rochas metassedimentares como fontes, enquanto que as alcalinas possuem rochas máficas de alto potássio, ambas geradas em fontes mais rasas que o campo de estabilidade da granada.

c) As rochas sedimentares foram depositadas em diferentes bacias marginais ao arco (intra-arco e *forearc*), em margem passiva e em uma bacia *pull apart*. Essas bacias foram invertidas durante a orogenia riaciana-orosiriana e atualmente possuem contatos tectônicos entre si.

d) O modelo evolutivo propõe a instalação de um Arco Continental entre as paleoplacas Bom Jesus da Lapa e Gavião, com subducção para noroeste, com magmatismo básico em torno de 2218 Ma, e posteriormente com magmatismo ácido em torno de 2096 Ma. A colisão continental entre a PG e a PBJ gera magmatismo básico a ácido, este último localmente com característica de sanukitoides. Por fim, após a colisão continental, são geradas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais que acomodam o plutonismo da Suíte Guanambi e os quartzitos e metaconglomerados em uma bacia *pull-apart* gerada em domínios transdilatativos.

e) Os dados gerados no trabalho colaboram na discussão da posição e papel do Cráton São Francisco-Congo na formação do Supercontinente Columbia. As zonas de sutura na área estariam à época orientadas próximas de N-S, de forma similar ao que é interpretado para os terrenos que se amalgamaram para formar Laurentia no hemisfério norte. A escassez de dados paleomagnéticos na região faz com que interpretações baseadas em dados isotópicos e estruturais sejam a principal fonte de informação para embasar essa discussão.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer à CAPES e ao CNPq pela bolsa de pesquisa concedida à Simone Cerqueira Pereira Cruz (Bolsa 306502/2018-6 e 309050/2021-9).

Referências

Alkmim F.F., Martins-Neto M. 2001. A Bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A. (ed) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. SBG/MG, Belo Horizonte, pp. 9-30.

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.

Almeida, F.F.M. (1977). O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7(4), 349-364.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., & Fuck, R.A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an Introduction. Earth-Science Reviews, 17, 1–29.

Andrade A.R.F., Siqueira, A.P., Fróes, R.J.B. 1981. Projeto Correntina. Salvador: CBPM. 4v

Aquino, M. R.; Batista, I. H., (2011). Geologia e recursos minerais da Folha Avelino Lopes - SC.23-Z-A-III, Estados do Piauí e da Bahia, Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil – PGB, Teresina: CPRM, 2011, 88 p.

Arcanjo, J.B.A. et al. (Org.) *Projeto Vale do Paramirim: Estado da Bahia*. Salvador: CPRM, 2000. 105 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Convênio CBPM/CPRM. Escala 1:200.000. Relatório interno.

Arcanjo J.B., Marques-Martins A. A., Loureiro H.S.C., Varela P.H.L. 2005. Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM. Série Arquivos Abertos 22, 82 p.

Azer, M.K., Abdelfadil, K.M., Ramadan, A., 2019. Geochemistry and petrogenesis of Late Ediacaran rare-metal albite granite of the Nubian Shield: case study of Nuweibi Intrusion, Eastern Desert, Egypt. J. Geol. 127, 665–690.

Barbosa O., Moutinho da Costa L.A., 1972. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco, 773 2a Etapa de Campo, Fase IV, Rio de Janeiro-RJ, DNPM/CPRM/PROSPEC, 8 vols.

Barbosa, N.S., Teixeira, W., Bastos Leal, L.R., 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. Revista do Instituto de Geociências – USP 4, 63-88.

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.

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

Barbuena, D., 2017. Geoquímica e geocronologia das rochas supracrustais do Greenstone Belt de Mundo Novo, Bahia: Evidências de uma bacia de back-arc na transição entre o Mesoarqueano e o Neoarqueano. Ph.D. thesis, Universidade de Campinas, 174pp

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.

Bersan, S.M., Costa, A.F.O., Danderfer, A., 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*.

Beukes, N.J. and Gutzmer, J., 2008. Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations of the archean-paleoproterozoic boundary. *Reviews in Economic Geology*, 15, 5-47.

Bitencourt, C.N.; Cruz, S.C.P., Dos Anjos Cruz, V.; Pedrosa-Soares, A.C., Paquette, J.L., Alkmim, A.R; Barbosa, J.S.F., 2019. Rifting events in the southern sector of the Paramirim Aulacogen, NE Brazil: new geochronological data and correlations for the São Francisco - Congo paleocontinent. *Precambrian Research* 326, 417-446.

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

Blevin, P. 2003. Metallogeny of granitic rocks, The Ishihara Symposium, *Granites and Associated Metallogenesis* 14, 5-80

Borges J.O., Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Santos E.S., 2015. Structural framework of rocks of the Lagoa D'anta mine area, iron-manganese Urandi-Caetité-Licínio de Almeida District, Bahia, Brasil. *Brazilian Journal of Geology* 45, 173–192.

Borges, C.C.A., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale, F., Jost, H., Lana, C.C., 2017. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita greenstone belts, Central Brazil: evidences for a Mesoarchean intraoceanic arc. *Precamb. Res.* 292, 350–377.

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 Planet. Sci. Lett.* 273, 48–57.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. 63–114.

Bruno, H., Elizeu, V., Heilbron, M., De Morisson, V., C., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Dussin, I., Silva, L.G.E., 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* 12, 1763-1787, doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.015>.

Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin, Springer-Verlag, 441p.

Cabanis, B., Lecolle M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des sciences* 309(Ser. II), 2023–2029.

Chaves, A.O. 2014. Petrografia e litoquímica do enxame de diques máficos eocretáceos Transminas (Minas Gerais, Brasil): implicações geodinâmicas. *Comunicações Geológicas* (2014) 101, Especial I, 163-167.

Carvalho, C.D.; Barros, A. C. P.; Rezende, D. E.; Souza, F. R.; Broder; Barros, R. A.; Pedrosa Jr., N. C., (2019). Integração geológica e avaliação do potencial mineral das faixas marginais da borda NW do cráton do São Francisco – subárea Faixa Rio Preto. Projeto Áreas de Relevante Interesse Mineral, CPRM.

Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Dias, T.G., Arting, T.B., Uhlein, A., 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic oxygenation event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí group, Brazil. *Chem. Geol.* 481, 119–132.

Caxito, F.A., S. Hagemann, T.G. Dias, V. Barrote, E.L. Dantas, A.O. Chaves, M.S. Campello, and F.C. Campos, 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, 105708, doi: 10.1016/j.lithos.2020.105708.

Clemens, J.D., Buick, I.S., Frey, D., Lana, C., Villaros, A., 2017. Post-orogenic shoshonitic magmas of the Yzerfontein pluton, South Africa: the ‘smoking gun’ of mantle melting and crustal growth during Cape granite genesis? *Contrib. Mineral. Petrol.* 172, 72.

Costa, Y.C.F, 2020. Análise estrutural das sequências metavulcanossedimentares da região de Riacho 938 de Santana – Bahia e sua relação com o Complexo Santa Izabel. Trabalho Final de Graduação, 939 Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 105p.

Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Barbosa J.S.F., Dussin I., Gomes L.C.C. 2015. Tectonic inversion of compressional structures in the Southern portion of the Paramirim Corridor, Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 45, 541-567.

Cruz, S.C.P, Barbosa, J.S.F., Santos-Pinto, M., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Souza, J.S, Martins, V.S., Júnior, F.C., Carneiro, M.A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U–Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 69, 43–79.

Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton Region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 78, 151–173.

Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2017a. The Paramirim Aulacogen. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (eds), São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, 97–115. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_6

Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Peucat, J.J., Paquette, J.L. 2017b. Quantas Sequências Metavulcanossedimentares Pré-Estaterianas Existem A Oeste Do Lineamento Contendas Mirante – Jacobina? Novos Dados E Correlações Regionais. In: XVI Simpósio De Estudos Tectônicos And X International Symposium On Tectonics, Salvador, CD-ROM..

Cruz, S.C.P., dos Santos, E.N., dos Anjos Cruz, V., Leite, C.M.M., Oliveira, E.P., Rodrigues, J.B. & da Cruz Filho, B.E. 2023a. Rhyacian to Orosirian short-lived polyphase deformation and migmatization in northernmost Sao Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*

D'Agrella-Filho, M.S., Cordani, U.G., 2017. The Paleomagnetic record of the São Francisco-Congo Craton, in Heilbron, M., U.G. Cordani, and F.F. Alkmim, Eds., *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, Regional Geology Reviews*, Springer, Cham, chapter 16, 305–320, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_16.

D'Agrella-Filho, M.S., W. Teixeira, R.I.F. Trindade, O.A.L. Patroni, and R.F. Prieto, 2020, Paleomagnetism of 1.79 Ga Pará de Minas mafic dykes: testing a São Francisco/Congo-North China-Rio de la Plata connection in Columbia: *Precambrian Research*, 338, 105584, doi: 10.1016/j.precamres.2019.105584.

Danderfer Filho A., De Waele B., Pedreira A.J., Nalini Júnior H.A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton. Brazil. *Precambrian Research* 170, 116-128.

Davidson J, Turner S, Plank T (2013) Dy/Dy*: variations arising from mantle sources and petrogenetic processes. *J. Petrol.* 54:525–537. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs076>

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

Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1990): Derivation of slab arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665.

Dilek Y. & Furnes H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 123(3–4), 387–411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>

Escuder-Viruete, J., Joubert, M., Urien, P., Friedman, R., Weis, D., Ullrich, T., Pérez-Estaún, A., 2008. Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos* 104,378-404.

Farahat, E.S., El Mahalawi, M.M., Hoinkes, G., Abdel Aal, A.Y., 2004. Continental back-arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt. *Mineralogy and Petrology* 82, 81–104.

Fettes D.J., Desmons J., 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, 257 p.

Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. 2001. Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *Journal of the Geological Society*, 158(3):521-534

Fowler, M.B., Kocks, H., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B., 2008. Petrogenesis of high Ba–Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos* 105, 129-148.

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

- Gao, Z., Zhang, H.F., Yang, H., 2018b. Back-arc basin development: Constraints on geochronology and geochemistry of arc-like and OIB-like basalts in the Central Qilian block (Northwest China). *Lithos*, 310-311, 255-268
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: A practical guide* (p. 428). Wiley-Blackwell.
- Gross, G.A. (1980) A Classification of Iron Formations Based on Depositional Environments. *Canadian Mineralogist*, 18, 215-222
- Guimarães, M.L.V., Crocco-Rodrigues, F.A., Abreu, F.R., Belo de Oliveira, O.A., Greco, F. M., 1993. Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroão e Porteirinha (MG). In: *Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos*, 4, Belo Horizonte. Resumos. Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 74–78.
- Guimarães, M.L.V., Grossi-Sad, J.H., Fonseca, E., 1997. Geologia da Folha Francisco Sá. In: Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S. (Eds.), *Projeto Espinhaço (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG, pp. 1251–1371, 1 CD-ROM.
- Guimarães, J.T (org), 2019. Projeto Igarorã-Macaúbas Geologia e Recursos Minerais das Folhas Boquira - SD.23-X-B-V, Macaúbas - SD.23-X-D-II e Riacho de Santana - SD.23-X-D-V. Levantamentos Geológicos Básico, Nota Explicativa, Serviço Geológico do Brasil, MME, 141p.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Reis, A.C. (eds.), *Collision tectonics*. Geological Society Special Publication 19. Geological Society, London. 67–81.
- Hastie, A.R., Ramsook, R., Mitchell, S.F., Kerr, A.C., Millar, I., Mark, D.F., 2010. Geochemistry of compositionally distinct late Cretaceous back-arc basin lavas: implications for the tectonomagmatic evolution of the Caribbean plate. *Journal of Geology* 118, 655–676.
- Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M., McDermott F.. Element fluxes associated with subduction related magmatism, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 1991, vol. 335 (pg. 393-405)
- He, Y.H., Zhao, G.C., Sun, M., Xia, X.P. SHRIMP and LA-ICP-MS zircon geochronology of the Xiong'er volcanic rocks: Implications for the Paleo-Mesoproterozoic evolution of the southern margin of the North China Craton. *Precambrian Res*, 168, 2009. 213–222.
- 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, 27–39.
- Hernández-Urbe, D., Palin, R.M., 2019a. A revised petrological model for subducted oceanic crust: Insights from phase equilibrium modelling. *J. Metamorph. Geol.* 37, 745–768.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., and Roberts, D., 2012, Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, v. 312, p. 357-416.
- Iaccheri, L.M., Bagas, L., 2020. Zircon provenances provide paleogeographic constraints on models reconstructing the Paleoproterozoic Columbia Supercontinent. *Gondwana Res.* <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.01.008>.

- Inda, H.A.V.; Barbosa, J.S.F. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Escala 1:000.000. Salvador: SME/CPM, 1978. 237p. 1 mapa.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., and Dolejš, D., 2004, Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: Whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 95, p.141–159.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrol.* 47, 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines Miscellaneous Paper 66
- Jiang, H., Li, W.Q., Jiang, S.Y., Wang, H., Wei, X.P., 2017. Geochronological, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the petrogenesis of Late Cretaceous A-type granites from the Sibumasu Block, Southern Myanmar, SE Asia. *Lithos* 268–271, 32–47.
- Kelemen, P. B., Hanghoj, K., & Greene, A. R. (2003). One view of the geo-chemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 593–659.
- Kelsey, D.E., Hand, M., Clark, C., Wilson, C.J.L. (2007). On the application of in situ monazite chemical geochronology to constraining P-T-t histories in high-temperature (>850 °C) polymetamorphic granulites from Prydz Bay, East Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 164(3), 667–683
- Lahondère, D., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Diabate, B., 2002. First evidence of early Birimian (2.21 Ga) volcanic activity in Upper Guinea: the volcanics and associated rocks of the Niani suite. *J. Afr. Earth Sci.* 35, 417–431.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235.
- Li, C., Arndt, N. T., Tang, Q., & Ripley, E. M. (2015). Trace element indiscrimination diagrams. *Lithos*, 232, 76–83.
- Leal, V.L.S., Kuchenbecker, M., Barbuena, D., Queiroga, G., Pinheiro, M.A.P., Freimann, M.A., 2021. Geochemistry and U–Pb zircon ages of the metamafic-ultramafic rocks of the Riacho dos Machados metavolcanosedimentary sequence: evidence of a late Rhyacian back-arc basin during the assembly of São Francisco-Congo paleocontinent. *J. S. Am. Earth Sci.* 105, 102972.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., Bateman, P. (eds.), 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge. doi: 10.1017/CBO9780511535581.
- Li, Y., Brouwer, F.M., Xiao, W., Wang, K.L., Lee, Y.H., Luo, B., Su, Y., Zheng, J. 2017. Subduction-related metasomatic mantle source in the eastern Central Asian Orogenic Belt: Evidence from amphibolites in the Xilingol Complex, Inner Mongolia, China. *Gondwana Research* 43, 193–212.

- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Kovalenko, A.V., Ivanikov, V.V., Guseva, N.S., Sergeev, S.A., Matukov, D.I., Jarvis, K.E., 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implication for their origin. *Lithos* 79, 107–128.
- Ludwig, K. 2002. SQUID 1.02: a user's manual. 2^a ed. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 19 p.
- Ludwig, K.R., 2012. Software: Isoplot Version 3.75: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 150 p.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2):1-24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- Martin H., Moyen J.F., Rapp R. 2010. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1-2):15-33. <https://doi.org/10.1017/S175569100901612>
- Martins-Ferreira, M. A. C., Dias, A. N. C., Chemale, F., Campos, J. E. G., Seraine, M. Novais-Rodrigues, E. (2020). Multi-stage crustal accretion by magmatic flare-up and quiescence intervals in the western margin of the São Francisco Craton: U-Pb and geochemical constraints from the Almas Terrane. *Gondwana Research*. 85. 32-54.
- Martins-Neto, M.A. & Alkmim, F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: Pinto, C.P. & Martins-Neto (ed.) *A Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. SBG/MG, Minas Gerais, p. 9-30.
- Maruyama, S., Santosh, M., Azuma, S., 2018. Initiation of plate tectonics in the Hadean: Eclogitization triggered by the ABEL Bombardment. *Geosci. Front.* 9, 1033–1048.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Medeiros, E. L. M. The Santa Izabel Complex, Gavião Block, Brazil: Components, geochronology, regional correlations and tectonic implications. ***Journal of South American Earth Sciences***, v.80, p.66-94, 2017.
- Medeiros, E.L.M. 2023. Significado geotectônico do alto de embasamento de Correntina – Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília, 73 p.
- Menezes Leal, A.B. & Paul, D. 2006. Geochemistry and origin of the tholeiitic mafic metavolcanic rocks from the Riacho de Santana greenstone belt, Bahia, Brazil. In: GSA Annual Meeting, 2006, Pensilvânia, Filadelfa, Geological Society of America Abstracts, 38(7):493.
- Menezes Leal, A.B., Paul, D., Silveira, W.P., Bastos Leal, L.R., Cruz, S.C.P., Prazeres Santos, J., 2008. Geoquímica das rochas meta-vulcânicas máficas do greenstone belt de Riacho de Santana, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 476–487.
- Meert, J.G., Santosh, M., 2017. The Columbia supercontinent revisited: *Gondwana Research*, 50, 67–83, doi: 10.1016/j.gr.2017.04.011.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London.
- Miller D.M., Goldstein S.L., and Hofmann A.W. (1994) Ce/Pb and Pb isotope ratios in arc magmas and the enrichment of Pb in the continents. *Nature* 368, 514-520.

- Moresi, L., Solomatov, V., 1998. Mantle convection with a brittle lithosphere: Thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus. *Geophys. J. Int.* 133, 669–682.
- Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. *Lithos* 13, 97-108.
- Mourão, M.A.A., Grossi-Sad, J.H., Fonseca, E., 1997. Geologia da Folha Janaúba. In: Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S. (Eds.), Projeto Espinhaço (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG, pp. 1251–1371, 1 CD-ROM.
- Moutinho da Costa L.A., Silva W.G., 1980. Projeto Santo Onofre. Relatório Final, 25 volumes, 1164 DNPM/CPRM/TRISERVICE, Rio de Janeiro.
- Navarro, M.S., Tonetto, E.M., Oliveira, E.P., 2015. LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon dating at University of Campinas, Brazil. *Geoanalysis 2015*, Vienna, Austria, p. 9.
- Navarro, M.S., Tonetto, E.M., Oliveira, E.P., 2017. Peixe zircon: new Brazilian reference material for U-Pb geochronology by LA-SF-ICP-MS. *Goldschmidt Abstracts 2017*, 3815 <https://goldschmidtabstracts.info/2017/3815.pdf>.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Bennett, V.C., 2002. Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsaq Gneiss Complex, Greenland: Implication for early Archean tectonics. *Tectonics* 21, 1005.
- Paim, M.M., 1998. Petrologia da intrusão potássica de Cara Suja (sudoeste da Bahia). Dissert. Mestrado. CPG em Gequímica e Meio Ambiente, Universidade Federal da Bahia, 147p.
- Palin, R.M., Santosh, M., Cao, W., Li, S.-S. and Hernández-Uribe, D. 2020. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*, 207, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103172>
- Pandey, A., 2022, Geochemical evidence for a widespread Paleoproterozoic continental arc-back-arc magmatism in the Lesser Himalaya during the Columbia supercontinent assembly. *Precambrian Research* 375. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106658>.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I.F., Pedrosa-Soares, A.C., 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* 28, 702–720.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archaean ocean floor. *Lithos* 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. 1995, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 251-285
- Peccerillo, R., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Pedrosa-Soares, A., Noce, C., Wiedemann, C., Pinto, C., 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Res.* 110, 307–323. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00174-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00174-7)
- Pereira, R.S., (2007). Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes. University of Brasília, Unpublished PhD thesis, 200 p.

Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247–270, doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>.

Polat A. 2009. The geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2700 Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: Implications for petrogenetic and geodynamic processes. *Precambrian Research*, 168: 83–105.

Pontes, G.B., 2023. Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Sequência Metavulcanosedimentar Extrema e da Suite Correntina, Bloco Guanambi-Correntina, Cráton São Francisco. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 119 p.

Portela A.C., Marchetto C., Santos E.L., Meneghesso G., Stein J.H., Costa L.A.M., Batista M.B., Mossman R., Silva W.G., 1976. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. 1238 Relatório Final. Petrópolis, PROSPEC S.A., v.11.

Rapp, R.P., Irifune, T., Shimizu, N., Nishiyama, N., Norman, M.D., Inoue, T., 2008. Subduction recycling of continental sediments and the origin of geochemically enriched reservoirs in the deep mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 14–23.

Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., Kelley, K.A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S.H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B.B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J.I., Peate, D.W., Rowe, M.C., Woods, M., 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu–Bonin–Mariana system. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q03X12, <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002871>.

Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D. (2017). The São Francisco Basin. In: Heilbron M, Cordani UG, Alkmim FF (Eds). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of Miniature Continent. Springer, Cham, 117-143.

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

Rodrigues, J.B. et al. Rhyacian zircon age of metabasaltic rock from Riacho de Santana *Greenstone Belt* – Bahia (Brazil). In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY – SSAGI, 8., 2012, Medellín, Colômbia. **Abstracts**. Medellín: Servicio Geológico Colombiano, 2012.

Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, 352.

Rosa, M.L.S. et al. Magmatismo potássico ultrapotássico pós-a-tardi-orogênico no oeste da Bahia: Batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, n.10, p.27-42, 1996.

Rosa, M.L.S. Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo- Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). 1999. 186f. Tese (Doutorado em Metalogênese) - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador.

Rosa, M.L.S., Conceição, H., Oberli, F., Meier, M., Martin, H., Macambira, M.B., Santos, E.B., Paim, M.M., Leahy, G.A.S., Bastos Leal, L.R., 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic

signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the paleoproterozoic Guanambi Batholith, southWestern Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociência* 30, 062-065.

Ross, P.S. and Bédard, J.H. (2009) Magmatic Affinity of Modern and Ancient Subalkaline Volcanic Rocks Determined from Trace-Element Discriminant Diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46, 823-839. <https://doi.org/10.1139/E09-054>

Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics. *Geoscience Frontiers* 6(4), 481–501.

Santos, C.C., Reis, C. 2021. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Santa Maria da Vitória – SD.23-X-C-II. Levantamentos Geológicos Básico, Nota Explicativa, Serviço Geológico do Brasil, MME, 73p.*

Sarvothaman, H., 2001. Archaean high-Mg granitoids of the mantle origin in the eastern Dharwar Craton of Andhra Pradesh. *Journal of the Geological Society of India* 58, 261–268.

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, 297p.*

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.*

Santos, E.N., 2018. *Migmatitos do Complexo Santa Isabel na região de Riacho de Santana, BA: caracterização e controle estrutural. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 116p.*

Santos, J. P.; *Rochas meta-vulcânicas máficas da unidade intermediária do Greenstone Belt de Riacho de Santana, estado da Bahia: Estudo petrográfico e geoquímico. 2010. Dissertação de mestrado – Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador.*

Sawyer E.W., 2008. *Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Canadá, 371 p.*

Scandolara, J. E., Ribeiro, P. S. E., Frasca, A. A. S., Fuck, R.A., Rodrigues, J. B. (2014). Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespors suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 20-49. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.001>

Scherer, K. R., Schorr, A., & Johnstone, T. (2001). *Appraisal processes in emotion: Theory, methods, research.* (K. R. Scherer, A. Schorr, & T. Johnstone, Eds.). Oxford University Press.

Schmidt, M. W., & Jagoutz, O. (2017). The global systematics of primitive arc melts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 2817–2854.

Shand, S.J., 1947. *The eruptive rocks*, 3rd ed. John Wiley, New York

- Shinjo, R., Chung, S.-L., Kato, Y., Kimura, M., 1999. Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *J. Geophys. Res.* 104, 10591–10608.
- Shirey S.B., Hanson G.N. 1984: Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, 310, 222-224
- Singh, A.K., Singh, R.K.B., 2012. Petrogenetic evolution of the felsic and mafic volcanic suite in the Siang window of Eastern Himalaya, Northeast India. *Geoscience Frontiers* 3 (5), 613-634.
- Singh, V.K., Slabunov, A., 2016. Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution. *J. Geol. Soc. India* 88, 539–548
- Silveira, W.P.; Garrido, I.A.A. *Geologia, Pesquisa Mineral e Potencialidade Econômica do Greenstone Belt Riacho de Santana*. Síntese por Augusto J. Pedreira. Salvador: CBPM, 2000. 39p. (Arquivos Abertos, 14).
- Silveira, W.P.; Garrido, I.A.A. *Projeto Riacho de Santana: texto e mapas*. Salvador: CBPM, 1998. 72 p. Inédito
- Simonson, B.M. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 2003, 370, 231–244.
- Söderlund, U., Patchett, P.J., 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 Planet Sci. Lett.* 219, 311–324.
- Sousa, F. R.; Freitas, M. S.; Virgens Neto, J. (2017). Programa Geologia do Brasil: Geologia e Recursos Minerais das Folhas Parnaíba, Rio Paraim e Mansidão: texto explicativo. CPRM.
- Stevenson, R., Herry, P., Gariépy, C., 1999. Assimilation–fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Res.* 96, 83 – 89.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., 1991. Archaean high-Mg granodiorite; a derivation of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.* 32 (1), 201 – 238.
- Stern, R.J., Leybourne, M.I., Tsujimori, T., 2016. Kimberlites and the start of plate tectonics. *Geology* 44, 799–802.
- Streckeisen A.L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral* 107, 144-240.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society Special Publication 42. Geological Society, London. 313–345.
- Sun, W. D.; Ling, M. X.; Yang, X. Y.; Fan, W. M.; Ding, X.; and Liang, H. Y. 2010. Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: an overview. *Sci. China Earth Sci.* 53:475–484.
- Tackley, P.J., 2000. Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, threedimensional mantle convection simulations. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1. <https://doi.org/10.1029/2000GC000036>.

- Tarney J. & Jones C.E. 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society*, 151(5):855-868.
- Tatsumi Y., Eggins S., *Subduction Zone Magmatism*, 1995. Oxford Blackwell Scientific
- Teixeira L.R., 2005. Projeto Ibitiara-Rio de Contas: 1360 Relatório Temático de Litogeoquímica: Relatório Temático de Litogeoquímica. Salvador, Convênio CPRM/CBPM 33p.
- 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*.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., and Smith, E.I., 2002, A mantle melting profile across the Basin and range, SW USA: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 107, no. B1, p. ECV 5–21. doi:10.1029/2001JB000209
- Weller, M.B., Lenardic, A., 2018. On the evolution of terrestrial planets: Bi-stability, stochastic effects, and the non-uniqueness of tectonic states. *Geosci. Front.* 9, 91–102.
- Weller, O.M., St-Onge, M.R., 2017. Record of modern-style plate tectonics in the Palaeoproterozoic Trans-Hudson orogen. *Nat. Geosci.* 10, 305–311.
- Whitney D.L and Evans B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19 1–23, doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 459–469.
- Windley, B.F., Kusky, T.M., and Polat, A., Onset of plate tectonics by the early Archean. *Precambrian Research*. Article No. 105980. Oct. 29, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105980>.
- Wood, D.A., 1979. Dynamic partial melting: Its application to petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faeroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 1031–1046.
- Xia, L., Li, X. (2019). Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting. *Gondwana Research* 65, 43–67. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.08.006>.
- Xu, H., Z. Yang, P. Peng, J.G. Meert, R. Zhu, 2014, Paleo-position of the North China craton within the Supercontinent Columbia: Constraints from new paleomagnetic results: *Precambrian Research*, 255, 276–293, doi: 10.1016/j.precamres.2014.10.004.
- Xu, J., Xia, X. P., Lai, C. K., Zhou, M., Ma, P., and Ma, P. F. (2019). First Identification of Late Permian Nb-Enriched Basalts in Ailaoshan Region (SW Yunnan, China): Contribution From Emeishan Plume to Subduction of Eastern Paleotethys. *Geophys. Res. Lett.* 46 (5), 2511–2523. doi:10.1029/2018GL081687
- Zheng, W.-F. (2019). Subduction zone chemistry. *Geosci. Front.* 10, 1223–1254. doi: 10.1016/j.gsf.2019.02.003

CAPÍTULO 3

CONCLUSÕES

A partir dos dados gerados ao longo do trabalho pode-se concluir que:

a) Duas sequências metavulcanossedimentares foram identificadas na região com base na descrição de furos de sondagem e no mapeamento geológico sistemático. A mais antiga é denominada Sequência Metavulcanossedimentar Extrema (SME), enquanto a mais recente é conhecida como Sequência Metavulcanossedimentar Chapada Grande (SMCG) e foi definida neste trabalho. Essas sequências ocorrem de forma sobreposta tectonicamente e foram subdivididas em seis unidades litoestratigráficas para facilitar a sua compreensão.

b) A SME é considerada uma lasca tectônica na área e é composta principalmente por anfibolitos de granulação fina a média (Unidade 1), encontrados na região de Riacho de Santana, interpretados como metabasaltos. A SMCG abrange as outras cinco unidades, de forma que a Unidade 2 é composta por xistos aluminosos (Subunidade 2A), que foram interpretados como metapelitos, com estreitos níveis de quartzitos intercalados (Subunidade 2B). A Unidade 3 é constituída por metagrauvas, às vezes migmatizadas, associadas a níveis de metadacito. Na Unidade 4 predominam mármore (Subunidade 4A) e rochas calcissilicáticas (Subunidade 4B), ocorrendo também xistos e granofels félsicos ricos em grafita a grafitos (Subunidade 4C) e formações ferríferas bandadas metamorfizadas (Subunidade 4D), com níveis subordinados de quartzito (Subunidade 4E). A Unidade 5 mostra novamente litotipos vulcânicos, com composição intermediária a ácida (Subunidade 5A) e básica (Subunidade 5B). Finalmente, na Unidade 6, ocorrem quartzitos e metaconglomerados, sendo os quartzitos responsáveis pela sustentação do relevo em grande parte das serras da parte noroeste da área de estudo. Além disso, foram observadas rochas plutônicas intrusivas em ambas as sequências, com composições básicas a ácidas.

c) As rochas metavulcânicas básicas, em geral, não apresentam microestruturas ígneas reliquiares. A paragênese metamórfica é indicativa de fácies anfibolito, predominando a microestrutura nematoblástica, ocorrendo de forma subordinada microestrutura granoblástica, porfiroblástica, poiquiloblástica, lepidoblástica e de reação. As rochas metavulcânicas félsicas, por sua vez, apresentam microestruturas ígneas reliquiares como porfírica e poiquilítica, além de feições de corrosão em pórfiros de ortoclásio e plagioclásio. A microestrutura metamórfica principal é lepidoblástica, com microestrutura de reação subordinada.

d) Os dados litogeoquímicos gerados permitem classificar as rochas vulcânicas metamáficas da Unidade 1 como basaltos toleíticos de alto ferro, ou alto magnésio, de baixo

potássio, enquanto que as metavulcânicas máficas da Subunidade 5B são basaltos, andesitos basálticos e andesitos, transicionais a calcioalcalinos, de baixo a médio potássio. Ambas apresentam anomalias negativas de Nb e Ta e positiva de Pb em diagramas normalizados para o Manto Primitivo. As rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas da Subunidade 5A, por sua vez, foram classificadas como dacitos subalcalinos e traquiandesitos alcalinos. São rochas calcioalcalinas de alto potássio, de afinidade shoshonítica, metaluminosas a peraluminosas e magnesianas, apresentando anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. As rochas plutônicas básicas foram classificadas como gabros, toleíticos a transicionais e de baixo potássio, com forte anomalia positiva de Pb. A amostra plutônica félsica analisada foi classificada como monzodiorito e plota na interface entre a série toleítica e calcioalcalinas. É sódica, peraluminosa, ferroana e alcalina.

e) Os dados geocronológicos U-Pb (Zircão, LA-ICP-MS e SHRIMP) indicam que as rochas metamáficas da Unidade 1 possuem idade de cristalização em 2218 ± 18 Ma e metamorfismo em 2020 ± 7 Ma. O metadacito da Unidade 3 possui idade de cristalização em 2096 ± 20 Ma e o metaquartzo-latito da Subunidade 5A possui idade de cristalização em 2066 ± 6 Ma.

f) Os dados isotópicos Lu-Hf estabelecem que a Unidade 1 apresenta idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 2,38 e 2,28 Ga associado a valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ variam entre +3,78 e +5,6, pertencendo a um terreno essencialmente juvenil. A Unidade 3 apresenta idade modelo $T_{DM(t)}$ de 3,57 Ga associado a valor de $\epsilon_{Hf(t)}$ de -18,5, enquanto que Subunidade 5A apresenta idade modelo $T_{DM(t)}$ entre 3,51 e 3,13 Ga associado a valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ variam entre -16,44 e -8,84, sugerindo que ambas compõem terrenos essencialmente continentais.

g) Todos esses dados permitem o desmembramento das unidades média e superior do *Greenstone Belt* Riacho de Santana, de forma que as rochas metavulcânicas máficas da Unidade 1 são correlatas às rochas metavulcânicas da SME, que afloram na região de Correntina, e estão intercaladas tectonicamente com litotipos das demais unidades, os quais são pertencentes à SMCG.

h) Análise petrogenética das rochas metavulcânicas máficas da Unidade 1 e Subunidade 5B permite inferir que há diferentes fontes para os magmas ou que a evolução desses magmas se deu por processos distintos. Ambas unidades possuem fontes na zona do espinélio, com uma taxa de fusão da fonte maior para a Unidade 1. Ambas apresentam evidências de predominância de processo de cristalização fracionada controlada predominantemente por anfibólio e clinopiroxênio, com menor contribuição de assimilação crustal. Os diagramas geotectônicos sugerem um ambiente de Arco Oceânico, com possível participação de magmatismo no *backarc*, para as rochas da Unidade 1, e de Arco Continental para as rochas da Subunidade 5B.

i) A análise petrogenética das rochas metavulcânicas ácidas da Subunidade 5A indica que o processo de evolução do magma se deu essencialmente por cristalização fracionada

controlada principalmente por biotita, sendo moderadamente evoluídas, com pouca participação de assimilação crustal. As rochas subalcalinas possuem rochas metassedimentares como fontes enquanto que as alcalinas possuem rochas máficas de alto potássio, ambas geradas em fontes mais rasas que o campo de estabilidade da granada. Todo o conjunto apresenta assinatura de Arco Continental e as rochas alcalinas possuem diversas características que permitem correlacioná-las com sanukitoides.

j) O modelo evolutivo proposto para a área de estudo pode ser simplificado em quatro eventos principais: (i) instalação de um Arco Oceânico a partir da subducção para NW da Paleoplaca Bom Jesus da Lapa (PBJ) sob a Paleoplaca Correntina (PC) em torno de 2218 Ma, quando ocorre o vulcanismo da Unidade 1. Nesse momento o limite entre a Paleoplaca Gavião (PG) e a PBJ ainda era divergente; (ii) Início da subducção para NW da PG sob a PBJ, em torno entre 2096 Ma, com instalação de um Arco Continental. A sedimentação da Unidade 2 é interpretada como intra-arco. Ocorre o vulcanismo da Unidade 3, associado à sedimentação no *forearc*, também ocorre nesse momento. Na margem noroeste da PBJ há o desenvolvimento de uma extensa margem passiva onde são depositados os protólitos das rochas metassedimentares químicas e clásticas da Unidade 4; (iii) Colisão continental da PG com a PBJ em torno de 2066 Ma, quando ocorre o vulcanismo da Unidade 5, o qual é identificado intercalado com as rochas metassedimentares de margem passiva da Unidade 4; (iv) colisão continental em torno de 2054 Ma, quando são desenvolvidas grandes frentes de empurrão que colocam litotipos da Unidade 1, gerados na PC, em contato tectônico com os litotipos gerados na PBJ. Nesse estágio ocorre o pico do metamorfismo em fácies anfíbolito e migmatização das metagrauvacas da Unidade 3. A continuidade da compressão gera zonas de cisalhamento sinistrais NNW-SSE ortogonais à zona de sutura. Nessas zonas desenvolve-se uma bacia do tipo *pull-apart* que engloba os litotipos da Unidade 6 e acomoda o plutonismo do Corpo Cara Suja em seus domínios transdintensivos.

k) O trabalho traz uma série de dados que ajudam a contar a história da porção noroeste do Cráton São Francisco. Essa região possui elevada complexidade, principalmente devido à baixa exposição das rochas, que são recobertas pelas rochas metassedimentares dos grupos Bambuí e Urucuaia, aflorando apenas em escassas janelas erosivas e/ou altos do embasamento na região. A existência de processos de acreção crustal durante o Riaciano-Orosiriano na região vem sendo objeto de estudo de diversos trabalhos, os quais, com o auxílio de dados aerogeofísicos, geocronológicos e isotópicos, permitem inferir que a área apresenta uma diversidade de terrenos maior do que aparentam os mapas geológicos de superfície. O aprofundamento do estudo destes terrenos contribuirá com o avanço do entendimento do papel do CSF na formação do Supercontinente Columbia.

l) Outra discussão advinda do trabalho é em relação à nomenclatura de *Greenstone Belt* para a sequência metavulcanossedimentar estudada. O avanço do entendimento de sequências metavulcanossedimentares em todo o estado da Bahia vem mostrando que, em sua grande parte, essas não possuem afinidades com os terrenos definidos como *greenstones*

originalmente, representando um processo de sobreposição de bacias que coloca em contato tectônico sequências mais antigas que, por vezes, possuem características de *greenstone belts*, com sequências paleoproterozoicas que foram deformadas conjuntamente, resultando em sua paralelização. Dessa forma, sugere-se estudos de maior detalhe nas rochas consideradas como embasamento das sequências metavulcanossedimentares estudadas, de provável idade arqueana, com estudos isotópicos e geoquímicos mais refinados, aliados a cartografia de maior detalhe, que auxiliem na caracterização desta unidade como um *greenstone belt*.

APÊNDICE A

Localização e amostragem dos afloramentos descritos em campo. Datum: SIRGAS 2000. Abreviações: P – petrografia, L – litogeoquímica, G – geocronologia. * Amostras da Formação Boqueirão de Baixo. As demais são da Formação Chapada Grande.

Ponto	Coordenada		Amostra	P	L	G	Ponto	Coordenada		Amostra	P	L	G
	X	Y						X	Y				
MU-03	688716	8543777	MU-03A	X			MU-48	715780	8527881	MU-48	X		
			MU-03B		X		MU-49	714707	8527785	MU-49	X		
MU-04	692304	8546940	MU-04A	X			MU-50	714313	8528063	MU-50A	X		
			MU-04B		X					MU-50B	X		
MU-05	695471	8549187	MU-05A	X			MU-51	709260	8517883	MU-51A	X		
			MU-05B		X					MU-51B		X	
MU-06	698682	8551951	MU-06	X			MU-53	704075	8523501	MU-53A	X		
MU-07	712737	8554302	MU-07A	X						MU-53B	X		
MU-08	714339	8552437	MU-08A		X		MU-54	701428	8524314	MU-54	X		
			MU-08B	X						MU-55A	X		
MU-09	685424	8555893	MU-09	X			MU-55	704583	8526179	MU-55B	X		
MU-11	686920	8553014	MU-11	X						MU-55C	X		
MU-12	688528	8553771	MU-98-A	X			MU-56	701038	8527198	MU-55D	X		
			MU-98-C	X						MU-55E	X		
MU-13	695845	8557327	MU-98-D		X		MU-57	703217	8526733	MU-56A	X		
			MU-13A	X						MU-56B	X		
MU-14	693908	8554463	MU-13B		X		MU-58	702551	8519692	MU-56C	X		
			MU-14A	X						MU-57	X		
MU-15	713346	8561387	MU-14B		X		MU-59	703250	8519661	MU-58A	X		
			MU-15A	X						MU-58B	X		
MU-16	713927	8558719	MU-15B	X			MU-60	704021	8519420	MU-58C	X		
			MU-16A	X						MU-59	X		
MU-17	712843	8555468	MU-16B	X			MU-61	703307	8517272	MU-60	X		
			MU-17A	X						MU-61	X		
MU-18	715069	8554832	MU-17B		X		MU-62	704490	8516399	MU-62A	X		
			MU-18	X						MU-62B	X		
MU-19	715150	8554369	MU-18	X			MU-64	707469	8515507	MU-64A	X		
			MU-19A		X					MU-64B	X		
MU-20	716352	8549523	MU-19B	X			MU-65	701326	8528981	MU-64D			X
			MU-19C	X						MU-64E	X		
MU-21	715398	8550399	MU-20	X			MU-66	704474	8529985	MU-65A	X		
			MU-21A	X						MU-65B	X		
MU-25	691623	8539662	MU-21B		X		MU-67	706238	8535077	MU-65C	X		
			MU-25A	X						MU-66A	X		
MU-27	707150	8549591	MU-25B		X		MU-67	706238	8535077	MU-66B	X		
MU-28	708243	8550434	MU-27	X						MU-67A	X		
			MU-28A	X						MU-67B	X		
										MU-67C	X		

			MU-28B	X			MU-68	705496	8534004	MU-68A	X			
			MU-28C	X						MU-68B	X			
MU-29	710432	8548922	MU-29A	X			MU-69	693263	8546739	MU-69A	X			
			MU-29B		X					MU-69B		X		
MU-30	709184	8547596	MU-30A	X			MU-70	696320	8544853	MU-70A	X			
			MU-30B		X					MU-70B		X		
MU-31	709651	8544382	MU-31A	X			MU-74	693557	8541158	MU-74A	X			
			MU-31B		X					MU-74B		X		
			MU-31C	X			MU-75	701544	8544202	MU-75A	X			
			MU-31D	X						MU-75B		X		
			MU-31E	X			MU-76	710981	8546052	MU-76A	X			
MU-33	709477	8542048	MU-33	X					MU-76B	X				
MU-34	709141	8541014	MU-34A	X			MU-77	698965	8513279	MU-77A		X		
			MU-34B	X						MU-77B		X		
MU-35	708062	8541289	MU-35A	X						MU-77C	X			
			MU-35B	X						MU-77D		X		
			MU-35C	X							MU-77E	X		
			MU-35D	X			MU-78	707922	8512231	MU-78A	X			
			MU-35E	X						MU-78B		X		
			MU-35F	X			MU-79	708667	8512486	MU-79	X			
			MU-35G	X			MU-80	709383	8511831	MU-80	X			
			MU-35H	X			MU-81	715592	8516762	MU-81A	X			
			MU-35I	X						MU-81B			X	
			MU-35J	X			MU-82	715408	8526333	MU-82A	X			
			MU-35L		X					MU-82B	X			
			MU-35M	X			MU-83	714844	8526201	MU-83	X			
			MU-36	706997	8507655	MU-36A	X			MU-84	715749	8533097	MU-84	X
MU-36B		X					MU-86	696683	8512097	MU-86A	X			
MU-39	709589	8510123	MU-39A	X								MU-86B		X
			MU-39B			X	MU-87	699058	8512449	MU-87A	X			
			MU-39C		X					MU-87B	X			
			MU-39D	X			MU-89	697771	8506956	MU-89A	X			
MU-41	715824	8514570	MU-41A	X					MU-89B		X			
			MU-41B		X		MU-91	696517	8508334	MU-91A	X			
			MU-41C	X						MU-91B		X		
			MU-41D		X		MU-92	699973	8508887	MU-92A	X			
			MU-41E	X						MU-92B		X		
MU-42	708498	8506586	MU-42A	X			MU-93	706222	8509359	MU-93A	X			
			MU-42B	X						MU-93B		X		
MU-43	702365	8519160	MU-43	X			MU-95	701306	8510895	MU-95A	X			
MU-44	701121	8523629	MU-44	X						MU-95B		X		
			MU-45A	X						MU-95C	X			
MU-45	705225	8532688	MU-45B		X			MU-95D		X				
			MU-45C	X			MU-97	713718	8557010	MU-97A	X			
			MU-45D		X					MU-97B	X			
			MU-45E			X		MU-97C	X					
			MU-45F			X	MU-98	688470	8553672	MU-98-A	X			

			MU-45G	X						MU-98B		X	
MU-47	703808	8524555	MU-47	X						MU-98-C	X		
*VB-53	722762	8501126	VB-53	X						MU-98-D		X	
RSA-05	724818	8497398	RSA-05	X		X							

APÊNDICE B

Localização e amostragem dos furos de sondagem descritos. Datum: WGS84 Abreviações: Prof. – profundidade, Petro – Petrografia, Geoq – Geoquímica, Geocron – Geocronologia; X – Longitude, Y- Latitude. * Amostras da Formação Boqueirão de Baixo. As demais são da Formação Chapada Grande.

RS-F-06-A					RS-F-06-B					RS-F-01-B					RS-F-02-A				
X		Y			X		Y			X		Y			X		Y		
708500		8541980			708505		8541980			705500		8531420			705400		8531420		
Amostra	Prof. (m)	Petro	Geoq	Geocron	Amostra	Prof. (m)	Petro	Geoq	Geocron	Amostra	Prof. (m)	Petro	Geoq	Geocron	Amostra	Prof. (m)	Petro	Geo	Geocron
MU-01-B	3,15	X	X	-	MU-54-B	85,1	X	X	-	MU-67-B	7,7	X	X	-	MU-78-A	85,35	X	-	-
MU-01-C	3,15-5,85	X	X	-	MU-55-B	88	X	X	-	MU-68-A	14,15	X	-	-	MU-79-A	95,15	X	-	-
MU-02-B	23	X	X	-	MU-56-B	99,6	X	X	-	MU-69-B	24,4	X	X	-	MU-80-A	130	X	-	-
MU-02-C	22,9-23,3	-	-	X	MU-57-C	85-96	-	-	X	MU-70-A	41,1	X	-	-	MU-81-A	132,6	X	-	-
MU-03-A	42,3	X	-	-	MU-58-B	102,5	X	X	-	MU-71-B	42,6	X	X	-	MU-82-A	175,9	X	-	-
MU-03-B	41,75	X	X	-	MU-59-B	113,2	X	X	-	MU-72-B	50,3	X	X	-	MU-83-A	179,45	X	-	-
MU-03-C	38,0-42,3	-	-	X	MU-60-B	115,65	X	X	-	MU-73-B	57,1	X	X	-					
MU-12-B	44,7	X	X	-	MU-61-B	118,6	X	X	-	MU-74-B	66,3	X	X	-					
MU-04-A	56,7	X	X	-	MU-62-B	127,4	X	X	-	MU-75-B	74,8	X	X	-					
MU-05-B	78,9	X	X	-	MU-63-B	138,4	X	X	-	MU-76-C	75,05-82	-	-	X					
MU-06-B	92,25	X	X	-	MU-64-B	143,45	X	X	-	MU-77-C	14-20	-	-	X					
MU-07-B	125,95	X	X	-	MU-65-B	146,05	X	X	-										
MU-07-C	123,5-129	X	X	-	MU-66-B	147,45	X	X	-										
MU-08-B	128,06	X	X	-															
MU-09-B	144,9	X	X	-															
MU-09-C	144,55-163,85	-	-	X															
MU-10-B	154,8	X	X	-															
MU-11-B	163,45	X	X	-															
MU-13-B	122,1	X	X	-															
RS-F-04-A					RS-F-04-B					RS-F-07-A					RS-F-07-B				
Amostra	Prof. (m)	Petro	Geoq	Geocron	Amostra	Prof. (m)	Petro	Geoq	Geocron	Amostra	Prof. (m)	Petro	Geoq	Geocron	Amostra	Prof. (m)	Petro	Geoq	Geocron
X		Y			X		Y			X		Y			X		Y		
707450		8515495			707450		8515050			720932		8497800			720800		8497800		
*MU-28-B	62,45	X	X	-	MU-14-B	64,9	X	X	-	*MU-35-B	23,9	X	X	-	*MU-41-B	48,4	X	X	-
*MU-28-C	61,4 -71	-	-	X	MU-14-C	64,65 - 65,35	-	-	X	MU-36-B	25,5	X	X	-	*MU-42-B	43,2	X	X	-

*MU-29-B	71,7	X	X	-	MU-15-B	74,3	X	X	-	MU-37-B	28,15	X	X	-	*MU-43-C	42,3-45,9	-	-	X	
*MU-30-B	76,1	X	X	-	MU-16-B	80,3	X	X	-	MU-38-B	132,35	X	X	-	MU-44-A	63,1	X	-	-	
MU-31-B	94,46	X	X	-	MU-17-B	99,3	X	X	-	MU-39-A	136,15	X	-	-	MU-45-C	76,4-80	-	-	X	
MU-32-B	113,7	X	X	-	MU-18-A	108,25	X	X	-	MU-40-B	155,45	X	X	-	MU-46-B	76,45	X	X	-	
MU-33-B	119,8	X	X	-	MU-19-B	111,2	X	X	-							MU-47-B	85,75	X	X	-
MU-33-C	118,8-130	-	-	X	MU-20-B	112,7	X	X	-							MU-48-B	88,5	X	X	-
MU-34-B	130,3	X	X	-	MU-21-B	115,6	X	X	-							MU-49-A	113,4	X	-	-
					MU-22-B	129,75	X	X	-							MU-50-A	116,55	X	-	-
					MU-23-B	135,15	X	X	-							MU-51-A	120,35	X	-	-
					MU-23-C	135-136,5	X	X	-							MU-52-B	122	X	X	-
					MU-24-B	138,2	X	X	-							MU-53-B	124,6	X	X	-
					MU-25-B	156,85	X	X	-											
MU-26-B	165,2	X	X	-																
MU-27-B	166	X	X	-																

APÊNDICE C

Resultado das análises químicas em rocha total de amostras de rochas ígneas das sequências metavulcanossedimentares Extrema e Chapada Grande e rochas plutônicas intrusivas. Os óxidos estão em % e elementos menores em ppm. Os limites de detecção estão no Apêndice F. Abreviações: B – basalto, Fe_2O_{3t} – ferro total. G- gabro, IA – índice albitico ($[Na+K]/Al$), M - monzonito, NA – não analisado, PF - perda ao fogo, PM- normalização segundo o Manto Primitivo de McDonough e Sun (1995), QFT – Quartzo-feldspato alcalino-traquito, QL- Quartzo-latito, QT- Quartzo-traquito; #mg - número de magnésio ($MgO/(MgO+Fe_2O_{3t})$), e $\sum ETR$ – somatório de elementos terras raras.

AMOSTRA	FORMAÇÃO BOQUEIRÃO DE BAIXO			FORMAÇÃO CHAPADA GRANDE													ROCHAS INTRUSIVAS			
	ROCHA DE PROTÓLITO VULCÂNICO DA LITOFÁCIES 1			ROCHA DE PROTÓLITO VULCÂNICO DA LITOFÁCIES 5A						ROCHA DE PROTÓLITO VULCÂNICO DA LITOFÁCIES 5B										
	VB-53	MU-41B	MU-42B	MU-3B	MU-23B	MU-24B	MU-59B	MU-60B	MU-61B	MU-10B	MU-11B	MU-29B	MU-28B	MU-30B	MU-R-39B	MU-40B	MU-7B	MU-9B	MU-13B	MU-32B
Protólito	B	B	B	QFT	QL	QT	QT	QT	QT	B	B	B	B	B	B	B	G	G	G	M
SiO ₂	50,6	50,7	51,6	57,1	65,1	64,2	56,9	56,8	56,7	53,6	53,7	52,1	46,2	50,6	55,5	56,7	50,9	50,8	52,0	51,2
TiO ₂	0,9	1,3	1,2	0,9	0,7	0,7	0,9	0,9	0,9	1,3	1,3	1,3	1,6	1,6	1,9	1,1	2,1	1,0	2,4	1,2
Al ₂ O ₃	13,0	13,9	13,7	12,2	14,7	14,7	12,3	12,3	12,3	13,7	13,9	13,6	15,4	15,9	17,0	12,3	11,8	13,9	11,5	19,4
Fe ₂ O _{3t}	12,2	14,5	14,2	6,5	5,6	5,9	6,5	6,4	6,7	13,3	13,2	13,9	16,9	14,1	18,2	11,8	18,7	13,6	20,6	11,6
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2
MgO	9,1	7,1	7,1	6,0	2,4	2,8	6,0	6,0	6,3	5,9	5,9	6,5	8,4	8,6	5,4	6,1	5,0	8,2	4,3	3,3
CaO	12,6	10,5	9,2	4,8	3,0	2,7	4,9	4,8	4,6	8,9	9,2	9,1	6,8	5,9	1,3	6,5	8,8	10,6	6,9	2,2
Na ₂ O	1,4	2,2	3,0	2,5	1,5	1,2	2,8	2,8	2,6	2,5	2,4	2,4	1,5	2,1	<0,1	2,1	2,0	1,9	2,5	6,6
K ₂ O	0,1	0,3	0,3	5,6	4,8	4,3	5,7	5,7	5,7	0,2	0,6	0,4	0,3	0,8	0,0	1,2	0,4	0,3	0,5	0,1
P ₂ O ₅	0,0	0,1	0,1	0,6	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,4	0,2
BaO	NA	0,0	0,0	0,3	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	<0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	<0,01	0,0	<0,01	0,0	0,0	<0,01
Cr ₂ O ₃	NA	0,0	0,0	0,0	0,0	<0,01	0,0	0,0	0,0	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	<0,01	0,0

SrO	NA	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	<0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PF	0,7	0,7	0,7	3,7	1,4	1,9	3,6	2,8	3,5	0,4	0,6	0,5	3,4	1,5	1,5	2,7	0,3	0,8	0,1	4,3
Total	100,7	101,5	101,4	100,6	100,4	99,7	100,8	99,8	100,6	100,1	101,2	100,1	101,0	101,4	101,5	101,0	100,5	101,6	101,5	100,4
Ba	44,0	58,0	58,0	2449,0	3392,0	3624,0	2444,0	2166,0	2157,0	27,0	134,0	55,0	68,0	124,0	<10	77,0	44,0	23,0	62,0	76,0
Rb	1,9	11,4	11,3	225,7	129,1	160,2	234,3	227,2	237,3	5,4	20,0	15,9	11,8	37,6	0,5	58,6	10,0	11,1	21,2	5,5
Sr	126,3	143,0	148,0	773,0	909,0	755,0	793,0	789,0	738,0	153,0	140,0	153,0	239,0	144,0	22,0	164,0	106,0	102,0	91,0	312,0
Y	22,6	25,9	24,7	25,1	21,9	25,3	25,6	25,8	25,4	23,5	23,2	24,2	26,7	25,1	23,3	21,3	38,2	17,8	56,6	30,9
Zr	55,3	37,0	19,0	394,0	351,0	395,0	395,0	396,0	380,0	37,0	55,0	29,0	59,0	60,0	114,0	88,0	88,0	19,0	162,0	325,0
Nb	1,2	3,4	3,1	18,4	15,3	16,8	18,5	18,3	18,2	6,4	6,7	5,7	6,4	6,7	11,0	10,0	10,3	3,5	15,5	32,0
Th	0,5	1,0	0,9	44,9	45,8	50,9	46,1	45,1	45,5	3,3	3,3	2,3	1,8	2,6	5,1	5,8	1,7	0,7	2,3	97,8
Hf	1,8	2,2	2,1	10,3	9,5	11,0	10,7	10,6	10,6	2,8	3,0	2,8	3,1	3,4	4,9	3,9	4,1	1,6	6,0	10,8
Cs	0,3	1,6	0,6	7,0	4,4	6,8	9,1	11,5	8,2	0,2	1,2	0,8	1,0	1,7	0,6	4,0	0,3	0,3	1,9	0,7
Ta	0,1	<0,05	<0,05	1,0	0,7	0,8	0,8	0,9	0,8	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,1	0,8	2,0
As	NA	<1	<1	13,0	5,0	20,0	6,0	9,0	5,0	<1	<1	2,0	17,0	25,0	<1	2,0	<1	1,0	2,0	<1
Bi	NA	0,0	<0,02	0,2	0,1	0,1	0,4	1,0	0,3	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Ge	NA	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1
Hg	NA	0,0	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,0	0,0	<0,01	<0,01	0,0	0,0	0,0	<0,01
In	NA	0,0	<0,02	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	<0,02	0,0	<0,02	<0,02	0,0	0,1	0,0	0,0	<0,02	0,1	0,1
Sb	NA	0,1	0,2	1,8	1,5	2,7	1,5	2,5	1,4	0,9	0,9	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,0	0,7	0,7	<0,05
Te	NA	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,1	<0,05	0,1	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,1	0,3	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tl	NA	<0,02	0,0	2,0	1,1	1,3	2,1	2,2	2,1	0,0	0,1	<0,02	0,0	0,1	<0,02	0,2	0,0	0,0	0,2	<0,02
Ag	NA	<0,02	<0,02	0,9	0,6	0,8	0,8	1,1	0,9	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,0	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,5
Cd	NA	0,2	0,2	0,1	<0,02	<0,02	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
Co	7,4	51,5	51,3	22,5	14,2	15,8	26,4	28,8	26,5	46,3	44,3	50,9	50,2	56,3	60,6	41,7	55,8	59,4	49,0	32,3
Cr	216,0	54,0	53,0	99,0	28,0	32,0	100,0	97,0	95,0	10,0	12,0	19,0	23,0	19,0	79,0	59,0	29,0	28,0	19,0	64,0

Cu	41,9	159,0	205,8	21,7	17,3	37,1	29,6	94,8	28,8	163,8	116,9	171,0	20,7	136,4	30,9	328,1	154,2	136,7	96,0	126,5
Li	NA	8,0	12,0	49,0	61,0	76,0	35,0	29,0	33,0	6,0	6,0	8,0	53,0	30,0	75,0	83,0	5,0	8,0	8,0	35,0
Mo	NA	0,4	0,3	1,1	1,0	2,6	4,3	6,1	3,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,2	0,9	4,1	0,6	0,5	0,8	1,0
Ni	32,1	121,9	121,0	154,3	39,2	43,9	146,9	149,7	149,2	46,6	45,0	46,1	42,3	53,6	110,6	116,9	48,8	74,6	24,7	73,7
P	NA	493,0	505,0	2987,0	1779,0	2312,0	2814,0	2915,0	2752,0	596,0	568,0	570,0	639,0	636,0	544,0	602,0	982,0	368,0	1775,0	884,0
Pb	NA	6,7	2,0	37,3	45,1	39,9	49,8	68,4	44,0	9,2	6,4	7,1	7,4	26,3	4,3	5,0	4,3	7,0	6,0	6,8
Sc	NA	33,9	38,2	13,3	6,3	8,3	11,8	11,5	12,5	39,0	38,6	42,7	48,3	43,4	54,4	22,4	40,8	45,8	38,4	19,4
Zn	16,0	115,0	104,0	70,0	71,0	86,0	68,0	68,0	75,0	100,0	91,0	99,0	133,0	106,0	111,0	71,0	137,0	84,0	124,0	108,0
V	NA	357,0	335,0	131,0	144,0	146,0	94,0	147,0	100,0	296,0	278,0	289,0	377,0	401,0	363,0	184,0	428,0	300,0	292,0	128,0
Ga	NA	19,0	17,3	17,3	18,7	20,1	17,4	17,2	17,9	18,1	18,9	19,4	19,9	23,8	24,7	18,9	20,2	15,9	22,1	21,2
U	0,2	0,2	0,2	11,0	9,8	10,8	10,6	10,6	11,4	0,9	0,8	0,7	0,5	0,7	1,5	2,8	0,4	0,2	0,5	50,6
W	NA	2,4	0,5	5,7	3,2	6,3	3,3	11,3	3,1	1,1	0,2	2,2	1,3	2,0	0,7	5,8	0,2	<0,1	1,6	2,2
La	4,3	5,7	5,5	136,1	139,5	155,1	135,4	131,5	137,2	15,0	14,2	10,8	11,5	13,2	16,3	27,2	13,9	5,7	21,5	129,0
Ce	10,2	13,1	12,5	258,7	257,8	290,1	264,0	255,9	268,4	28,0	28,2	22,9	24,4	29,7	35,5	55,2	32,6	12,2	50,2	231,7
Pr	1,5	1,9	1,8	29,9	28,1	32,0	30,5	29,3	30,2	3,4	3,7	2,9	3,3	4,7	4,4	6,4	4,5	1,7	6,8	23,7
Nd	7,3	9,5	9,0	106,8	93,5	109,4	107,1	103,1	109,2	15,4	15,2	12,8	14,4	19,6	17,4	25,3	20,8	8,3	31,3	75,7
Sm	2,2	2,8	2,6	17,6	14,4	17,2	17,3	16,5	17,5	3,6	3,8	3,5	3,8	3,9	4,1	5,2	5,6	2,3	8,6	12,1
Eu	1,0	1,0	0,9	3,5	2,9	3,5	3,4	3,3	3,5	1,2	1,1	1,1	1,0	1,4	1,2	1,1	1,7	0,8	2,3	2,3
Gd	3,3	4,4	4,0	11,2	9,1	11,1	11,3	11,0	11,6	4,3	4,4	4,1	5,3	4,9	4,5	5,3	6,9	3,2	9,6	8,7
Tb	0,7	0,7	0,7	1,3	1,1	1,3	1,3	1,3	1,4	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	1,1	0,6	1,6	1,2
Dy	4,2	4,8	4,6	5,9	5,0	6,0	5,9	5,9	5,8	4,4	4,3	4,7	5,2	4,9	4,8	4,5	6,6	3,4	10,1	6,0
Ho	0,9	1,1	1,0	0,9	0,8	1,0	1,0	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	1,1	1,1	1,0	0,8	1,4	0,7	2,1	1,2
Er	2,4	3,2	2,8	2,3	1,9	2,3	2,5	2,4	2,3	2,7	2,7	2,7	3,0	2,8	2,9	2,3	4,5	1,9	6,2	3,4
Tm	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,6	0,3	0,9	0,5
Yb	2,5	3,0	2,7	1,9	1,5	1,7	1,9	1,9	1,8	2,4	2,4	2,6	2,7	3,0	3,1	2,1	4,3	2,0	5,9	3,3

APÊNDICE D

Limites de detecção das análises geoquímicas realizada no laboratório GEOSOL.

Elementos Maiores (%)		Elementos menores (ppm)			Elementos terras-raras (ppm)		
	Detecção		Detecção		Detecção		Detecção
SiO₂	0,1	As	1	P	50	La	0,1
Al₂O₃	0,1	Bi	0,02	Pb	0,5	Ce	0,1
Fe₂O₃	0,01	Ge	0,1	Sc	0,5	Pr	0,05
CaO	0,01	Hg	0,01	Zn	1	Nd	0,1
MgO	0,1	In	0,02	Ba	10	Sm	0,1
TiO₂	0,01	Re	0,1	Sr	10	Eu	0,05
P₂O₅	0,01	Sb	0,05	V	5	Gd	0,05
Na₂O	0,1	Se	1	Zr	10	Tb	0,05
K₂O	0,01	Te	0,05	Cs	0,05	Dy	0,05
MnO	0,01	Tl	0,02	Ga	0,1	Ho	0,05
BaO	0,01	Ag	0,02	Nb	0,05	Er	0,05
Cr₂O₃	0,01	Cd	0,02	Rb	0,2	Tm	0,05
SrO	0,01	Co	0,1	Sn	0,3	Yb	0,1
		Cr	1	Ta	0,05	Lu	0,05
		Cu	0,5	Th	0,1		
		Li	1	U	0,05		
		Mo	0,05	W	0,1		
		Ni	0,5	Y	0,05		
		Hf	0,05				

APÊNDICE E

Características microscópicas dos minerais presentes nos litotipos metaígneos estudados. Abreviações dos nomes dos minerais segundo Whitney e Evans (2010).

ROCHAS DE PROTÓLITOS VULCÂNICOS							
<i>Rochas metamáficas - Formações Boqueirão de Baixo e Chapada Grande</i>							
Mineral	Forma de Ocorrência	Pleocroísmo	Hábito	Cristalinidade	Granulação (mm)	Contatos	Observações.
Horblenda	(i) Compõe a xistosidade, (ii) trunca a xistosidade, (iii) porfiroblastos	Verde claro a escuro; amarelo pálido a verde escuro; castanho a verde escuro	Tabular	Subdioblástico a idioblástico	0,01-1	No geral serrilhados, variando de reto com Qz e lobado com Pl e Qz	Ocorrem inclusões de Pl, Qz, Ttn e Chl, principalmente nos porfiroblastos
Plagioclásio	(i) Compõe a xistosidade, (ii) incluso na Hbl	Incolor	Granular, tabular	Subdioblástico a xenoblástico	0,01-0,8	No geral serrilhados, variando de reto ou serrilhado com Qz e Pl	Frequentemente sericitizado e epidotizado; Raramente apresenta a geminação característica de grãos ígneos
Quartzo	(i) Compõe a xistosidade, (ii) incluso na Hbl, (iii) em veios	Incolor	Granular	Xenoblástico	0,01-0,7	Retos, variando como lobados com Qz, Pl	Extinção ondulante fraca a muito forte; Ocorre frequentemente em veios, que podem trincar ou serem paralelos à xistosidade
Epidoto (ss.)	(i) Intergranular, (ii) Nas clivagens de Pl, Hbl ou Di, (ii) preenchendo fraturas nesses minerais	Incolor a amarelo pálido	Granular	Xenoblástico a idioblástico	0,01-2	Retos com Pl e Hbl	Representa mineralogia de alteração hidrotermal das rochas
Hematita	(i) Trunca a xistosidade, (ii) paralelamente à xistosidade, (iii) como porfiroblastos	Opaco	Granular, lamelar	Xenoblástico a idioblástico	0,01-1,8	Serrilhados, principalmente, sendo retos quando ocorrem como porfiroblastos	Comumente associado à paragênese metamórfica regressiva, substituindo principalmente a Hbl e a Chl

Magnetita	(i) Trunca a xistosidade, (ii) lobular nas bordas e clivagens de biotita	cinza rosada	Tabular, granular	Xenoblástico a idioblástico	0,05-0,4	Retos com demais minerais da rocha	Raros grãos crescem tardiamente em relação à xistosidade. Ocorre nas clivagens, fraturas e bordas de Hbl e Cum.
Calcopirita	(i) Trunca a xistosidade, (ii) lobular nas bordas e clivagens de hornblenda	Opaco	Granular	Xenoblástico	0,01-0,1	Retos; Ora lobados com Hbl	Raros grãos tardios à xistosidade ocorrem nas clivagens, fraturas e bordas de Hbl
Apatita	(i) Inclusões no Pl, (ii) compõe a xistosidade	Incolor	Acicular, prismático	Subdioblástico a idioblástico	0,01-0,03	Retos	Predominantemente inclusa no Pl
Tremolita-Actinolita	Compõe a xistosidade	Incolor a amarelo pálido	Tabular	Xenoblástico a idioblástico	0,01-2	Serrilhados com Pl e Qz; Localmente reto com Qz	Os grãos de granulação mais grossa ocorrem confinados a estreitos níveis. Mineral de alteração hidrotermal.
Clorita	(i) Compõe a xistosidade, (ii) Porfiroblastos	Incolor; amarelo pálido a verde pálido	Lamelar	Xenoblástico a idioblástico	0,05-0,9	Lobado, reto ou serrilhado com Pl, Tr-Act	Mineral de alteração hidrotermal
Serpentina	Compõe a xistosidade	Incolor	Tabular, fibroso	Xenoblástico a subdioblástico	0,1-0,4	Serrilhado com Tr-Act, Chl e Pl	Ocorre apenas em um nível, sendo provável produto de alteração de piroxênios. Mineral de alteração hidrotermal
Cummingtonita	Compõe a xistosidade	Incolor a amarelo/verde pálido	Tabular, acicular	Subdioblástico a idioblástico	0,05-0,3	Serrilhado com Pl e Hem; Localmente reto com Qz e Pl	Ocorrem maclas polissintéticas características
Titanita	(i) Compõe a xistosidade, (ii) incluso na Hbl	Incolor; castanho	Granular, prismático	Idioblástico a xenoblástico	0,05-0,5	Retos	Poucos grãos com o típico hábito losangular
Calcita	(i) Intergranular; (ii) preenchendo fraturas	Incolor	Granular	Xenoblástico a subdioblástico	0,05-0,2	Interlobados com demais minerais, quando intergranular; retos nos veios	Produto de alteração hidrotermal
Zircão	Incluso na Hbl	Castanho claro	Granular	Subdioblástico a idioblástico	0,01-0,03		
<i>Rochas Metafélsicas – Formação Chapada Grande</i>							

Quartzo	Compõe a xistosidade	Incolor	Granular	Xenoblástico	0,01-0,3	Reto com Qz e Pl	Apresentam extinção ondulante que varia de fraca a moderada
Plagioclásio	(i) Compõe a xistosidade, (ii) pórfiros reliquiais	Incolor	Granular, tabular	Xenoblástico a idioblástico	0,01-12	Reto nos pórfiros ; Na matriz varia entre reto e serrilhado com Qz e Pl	Alguns grãos apresentam geminação segundo Lei da Albita; os pórfiros estão orientados de acordo com a xistosidade; Em geral apresentam bordas corroídas.
Ortoclásio	(i) Compõe a xistosidade, (ii) pórfiros reliquiais	Incolor	Granular, tabular	Xenoblástico a idioblástico	0,01-8	Reto nos porfiroblastos; Na matriz ora reto ora serrilhado com Qz e Pl	Pórfiros orientados de acordo com a xistosidade. Podem ocorrer zonados. Podem apresentar bordas corroídas. A xistosidade contorna os grãos.
Microclínio	Porfiroclastos	Incolor	Tabular	Subidioblástico a idioblástico	0,2-0,7	Reto	
Biotita	Compõe a xistosidade	Marrom claro a escuro	Lamelar	Xenoblástico a subidioblástico	0,1-0,6	Serrilhado ou reto com Qz	Grãos com extinção picotada típica; Localmente formam agregados
Mica Branca	(i) Compõe a xistosidade, (ii) Nas clivagens e fraturas do Pl	Incolor	Lamelar	Subidioblástico a idioblástico	0,01-0,3	Reto	Mineral de alteração hidrotermal
Hematita	(i) Trunca a xistosidade, (ii) incluso na biotita, (iii) porfiroblastos	cinza esbranquiçado	Granular, lamelar	Xenoblástico a idioblástico	0,01-0,3	Reto com Qz e Pl	Ocorre dispersa na matriz sem orientação preferencial. Mineral de alteração hidrotermal
Magnetita	(i) Trunca a xistosidade, (ii) nas clivagens na biotita	cinza rosado	Granular,	Xenoblástico a idioblástico	0,01-0,2	Reto com Qz e Pl	Ocorre predominantemente associada à biotita. Mineral de alteração hidrotermal
Calcopirita	Trunca a xistosidade	amarelo pálido	Granular	Xenoblástico	0,01-0,1	Serrilhado	Ocorre disseminada juntamente com hematita e magnetita. Mineral de alteração hidrotermal
Apatita	Compõe a xistosidade	Incolor	Acicular	Subidioblástico a idioblástico	0,1-0,2	Reto	Raros grãos entre grãos de Pl na matriz

Epidoto (ss.)	(i) Compõe a xistosidade, (ii) Nas clivagens e bordas de Or	Incolor	Granular	Subdioblástico a xenoblástico	0,05-0,6	Reto	Mineral de alteração hidrotermal
ROCHAS DE PROTÓLITOS PLUTÔNICOS							
<i>Metamáficas</i>							
Horblenda	(i) Compõe a xistosidade, (ii) trunca a xistosidade	Amarelo pálido a verde escuro; verde a verde azulado	Tabular	Xenoblástico a subdioblástico	0,1-2,4	No geral serrilhado com demais minerais da rocha; podendo ser reto com Pl e Qz	Diferentes pleocroísmos podem indicar composições químicas distintas em xistosidades distintas
Plagioclásio	Compõe a xistosidade	Incolor	Granular, tabular	Xenoblástico a idioblástico	0,1-1,8	Reto com Qz	Frequentemente sericitizado; localmente, engloba grãos de Hbl; raros grãos com as maclas características.
Quartzo	Compõe a xistosidade	Incolor	Granular	Xenoblástico	0,1-0,5	Reto, podendo variar entre lobado com Qz, Pl	Extinção ondulante forte
Hematita	(i) Bordas e clivagens da Hbl, (ii) trunca a xistosidade	Opaco	Granular, lamelar	Xenoblástico a subdioblástico	0,1-0,8	Retos ou serrilhado com Hbl; Reto com Pl	Associado à paragênese regressiva
Calcopirita	(i) Bordas e clivagens da Hbl, (ii) trunca a xistosidade	Opaco	Granular	Xenoblástico	0,02-0,5	Retos ou lobados com Hbl	Raros grãos pós-tectônicos que ocorrem substituindo Hbl
Magnetita	(i) Bordas e clivagens da Hbl, (ii) trunca a xistosidade	Opaco	Tabular, granular	Xenoblástico a idioblástico	0,05-0,8	Retos	Grãos tardios que se formam em clivagens e fraturas de Hbl
Biotita	Bordas de Hbl	Castanho claro a escuro	Lamelar	Subdioblástico	0,05-0,2	Serrilhada com Hbl	Produto de retrometamorfismo da Hbl
Apatita	Incluso no Pl e no Qz	Incolor	Acicular	Subdioblástico a idioblástico	0,01-0,2	Retos	
Calcita	(i) Tardio em relação à xistosidade, (ii) formando veios	Incolor	Granular	Xenoblástico a subdioblástico	0,1-0,5	Serrilhado com a matriz fina e reto quando preenchendo fraturas	Apresenta maclas características. Representa mineralogia de alteração hidrotermal da rocha

Epidoto (ss.)	Nas clivagens de Pl	Incolor	Granular	Subdioblástico a idioblástico	0,01-2	Reto	Representa mineralogia de alteração hidrotermal da rocha
<i>Metafélsicas</i>							
Ortoclásio	(i) Compõe a xistosidade, (ii) Porfiro	Incolor	Granular, tabular	Xenoblástico a idioblástico	0,03-4,4	Serrilhado com ortoclásio e biotita na matriz; Reto nos porfiroblastos	Grãos na matriz intensamente alterados para mica branca; Porfiroblastos ora zonados e com fraturas preenchidas por carbonato; Predomina em relação ao Pl
Microclínio	Na matriz	Incolor	Granular, tabular	Euédrico a subédrico	0,2-3	Serrilhado; Por vezes retos nos grãos com hábito tabular	Engloba grãos de quartzo e biotita, caracterizando microestrutura poiquilítica reliquiar
Plagioclásio	(i) Compõe a xistosidade,	Incolor	Granular, tabular	Xenoblástico a idioblástico	0,1-3,5	Serrilhado com Or, Mc e Qz	Engloba grãos de quartzo e biotita, caracterizando microestrutura poiquilítica reliquiar
Biotita	(i) Compõe a xistosidade,	Marrom claro a escuro	Lamelar	Xenoblástico a idioblástico	0,2-1	Serrilhado	Por vezes tem hábito esqueletiforme, sugerindo que está sendo consumido
Mica branca	(i) Compõe a xistosidade, (ii) Nas clivagens e fraturas do Pl e Or	Incolor	Lamelar	Subdioblástico a idioblástico	0,05-0,2	Reto	Ocorre em menor quantidade que a Bt em todas as lâminas
Tremolita	Agregados	Incolor	Tabular, fibroso	Xenoblástico a subdioblástico	0,05-0,2	Serrilhado com Pl e Or; Reto a interlobado com Tr-Act	Formam agregados que aparentam ser porfiroblastos em amostra de mão
Quartzo	(i) Compõe a xistosidade, (ii) sombra de pressão	Incolor	Granular	Xenoblástico	0,1-0,8	Serrilhado com Pl e Mc; Reto ou Interlobado com Qz	Ocorre associado à carbonato em sombras de pressão dos porfiroblastos
Hematita	(i) Nas clivagens de Tr	Cinza claro	Tabular	Xenoblástico a idioblástico	0,05-0,2	Reto	Ocorre apenas nos agregados de tremolita

Zircão	(i) Incluso no Pl e Mc, (ii) intergranular	Castanho claro	Granular	Euédrico a subédrico	0,01-0,1	Retos	Raros grãos intergranulares. Os maiores grãos estão inclusos em Pl
Apatita	Incluso no Pl e no Qz	Incolor	Acicular	Euédrico a subédrico	0,01-0,1	Retos	

APÊNDICE F

Microestruturas presentes nos litotipos ígneos descritos. Abreviações: MP- Microestrutura principal; MS- Microestrutura secundária.

Microestruturas													
Rochas Vulcânicas - Anfíbolitos de granulação fina, principalmente, e média, subordinadamente da Litofácies 1 (Formação Boqueirão de Baixo) e Litofácies 5B (Formação Chapada Grande)													
Microestrutura	Ígnea reliquiar	Inequigranular	Nematoblástica	Granoblástica	Lepidoblástica	Porfiroclástica, milonítica e núcleo-manto	Estruturas S/C/C' e caudas de grãos assimétricas	Porfiroblástica	Poiquiloblástica	Substituição / Corrosão / Reação	Bordas de corrosão	Decussada	Veios
Descrição		Hornblenda, tremolita e plagioclásio com diferentes granulações	Hornblenda, tremolita, cummingtonita/grunerita, quartzo e plagioclásio orientados compondo a xistosidade (MP)	Domínios ricos em quartzo e/ou plagioclásio compondo um mosaico de grãos poligonais, ora interlobados, equidimensionais (MS)	Clorita orientada compondo a xistosidade (MS)	Hornblenda e plagioclásio com grãos maiores sendo contornados por grãos menores dos mesmos minerais	Hornblenda, tremolita e quartzo	Hornblenda e raramente clorita e hematita (MS)	Hornblenda com inclusões de quartzo e plagioclásio	Hematita e magnetita nas bordas e clivagem de hornblenda, clorita e tremolita; Clorita nas bordas e clivagem da hornblenda; Epidoto nas bordas e clivagens do plagioclásio e hornblenda	Contatos entre grãos de hornblenda e hematita	Raros grãos de hornblenda sem nenhuma orientação preferencial	Quartzo, epidoto e calcita
Figura		6B	6B, C, D, E							6E		6A	6B
Rochas Intrusivas: Plutônicas - Anfíbolito de granulação grossa, principalmente, e média, subordinadamente													

Descrição	-	Hornblenda, plagioclásio e quartzo com diferentes granulações	Hornblenda com ponto a xistosidade (MP)	Domínios ricos em quartzo e/ou plagioclásio compondo um mosaico de grãos poligonais equidimensionais (MS)	-	Porfiroclastos de plagioclásio e raramente de quartzo com geração de grãos de quartzo menores na sombra de pressão	Grãos assimétricos de plagioclásio e quartzo	Hornblenda	Plagioclásio com inclusões de hornblenda	Hematita e magnetita nas bordas e clivagem de hornblenda; Epidoto nas clivagens do plagioclásio; Biotita nas bordas da hornblenda	Contatos entre grãos de hornblenda e hematita	Domínios onde hornblenda e plagioclásio não apresentam nenhuma orientação preferencial	Calcita e quartzo
Figura		6K	6K					6K					
Rochas vulcânicas metafélicas da Litofácies 3 e Litofácies 5A (Formação Chapada Grande)													
Descrição	Grãos tabulares de plagioclásio com geminação albita; Pórfiros de ortoclásio e plagioclásio, Ortoclásio com inclusões de plagioclásio e biotita (poiquilítica)	Plagioclásio e ortoclásio com diferentes granulações	Raros domínios onde o ortoclásio e plagioclásio estão orientados (MS)	Raros domínios ricos em quartzo compondo mosaico de grãos poligonais equidimensionais, ora inequidimensionais (MS)	Biotita orientada compondo a xistosidade (MP)	Porfiroclastos de ortoclásio e plagioclásio; Agregados de plagioclásio formando microestrutura augen.	Grãos assimétricos de ortoclásio e plagioclásio	Ortoclásio, plagioclásio e biotita; Raramente de hematita (MS)	Ortoclásio com inclusões de hematita	Hematita e magnetita nas bordas e clivagem de biotita	-	-	Quartzo e calcita
Figura	6G, H, I, J	6G, H								6H			
Rochas intrusivas: plutônicas metafélicas													

ANEXO A - JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DE COAUTORES

Elson Paiva Oliveira - Confecção e interpretação de análises U-Pb e Lu-Hf.

Angela Beatriz de Menezes Leal – Interpretação dos dados litogeoquímicos.

Joseneusa Brilhante Rodrigues – Confecção e interpretação de análises U-Pb e interpretação de análises Lu-Hf.

ANEXO B – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA

LITHOS

Introduction

Lithos is an international English language journal publishing high-quality, original research papers on mineralogy, petrology and geochemistry, emphasizing the application of mineralogy and geochemistry to petrogenetic problems. The types of contribution published are scholastic papers, reviews, comments/replies and book reviews.

Types of paper

The types of contribution published are scholastic papers, reviews, Letters and Synthesis, comments/replies and book reviews. Comments related to a published manuscript should be submitted in a timely manner and in no case longer than 1 year after publication of the commented-on manuscript. The author(s) of the original paper shall be given the opportunity to reply to the comment and, except where an extension is approved by the Editor and Publisher, shall have up to two months to submit such reply. Once the comment and reply have been accepted, the exchange is then considered to be closed. Wherever available the comment and reply shall be published together.

Submission checklist

You can use this list to carry out a final check of your submission before you send it to the journal for review. Please check the relevant section in this Guide for Authors for more details.

Ensure that the following items are present:

One author has been designated as the corresponding author with contact details:

- E-mail address
- Full postal address

All necessary files have been uploaded:

Manuscript:

- Include keywords
- All figures (include relevant captions)
- All tables (including titles, description, footnotes)
- Ensure all figure and table citations in the text match the files provided

- Indicate clearly if color should be used for any figures in print

Graphical Abstracts / Highlights files (where applicable)

Supplemental files (where applicable)

Further considerations

- Manuscript has been 'spell checked' and 'grammar checked'
- All references mentioned in the Reference List are cited in the text, and vice versa
- Permission has been obtained for use of copyrighted material from other sources (including the Internet)
- A competing interests statement is provided, even if the authors have no competing interests to declare
- Journal policies detailed in this guide have been reviewed
- Referee suggestions and contact details provided, based on journal requirements

For further information, visit our Support Center.

Before you begin

Ethics in publishing

Please see our information on Ethics in publishing.

Declaration of competing interest

Corresponding authors, on behalf of all the authors of a submission, must disclose any financial and personal relationships with other people or organizations that could inappropriately influence (bias) their work. Examples of potential conflicts of interest include employment, consultancies, stock ownership, honoraria, paid expert testimony, patent applications/registrations, and grants or other funding. All authors, including those without competing interests to declare, should provide the relevant information to the corresponding author (which, where relevant, may specify they have nothing to declare). Corresponding authors should then use this tool to create a shared statement and upload to the submission system at the Attach Files step. Please do not convert the .docx template to another file type. Author signatures are not required.

Declaration of generative AI in scientific writing

The below guidance only refers to the writing process, and not to the use of AI tools to analyse and draw insights from data as part of the research process.

Where authors use generative artificial intelligence (AI) and AI-assisted technologies in the writing process, authors should only use these technologies to improve readability and

language. Applying the technology should be done with human oversight and control, and authors should carefully review and edit the result, as AI can generate authoritative-sounding output that can be incorrect, incomplete or biased. AI and AI-assisted technologies should not be listed as an author or co-author, or be cited as an author. Authorship implies responsibilities and tasks that can only be attributed to and performed by humans, as outlined in Elsevier's AI policy for authors.

Authors should disclose in their manuscript the use of AI and AI-assisted technologies in the writing process by following the instructions below. A statement will appear in the published work. Please note that authors are ultimately responsible and accountable for the contents of the work.

Disclosure instructions

Authors must disclose the use of generative AI and AI-assisted technologies in the writing process by adding a statement at the end of their manuscript in the core manuscript file, before the References list. The statement should be placed in a new section entitled 'Declaration of Generative AI and AI-assisted technologies in the writing process'.

Statement: During the preparation of this work the author(s) used [NAME TOOL / SERVICE] in order to [REASON]. After using this tool/service, the author(s) reviewed and edited the content as needed and take(s) full responsibility for the content of the publication.

This declaration does not apply to the use of basic tools for checking grammar, spelling, references etc. If there is nothing to disclose, there is no need to add a statement.

Submission declaration and verification

Submission of an article implies that the work described has not been published previously (except in the form of an abstract, a published lecture or academic thesis, see 'Multiple, redundant or concurrent publication' for more information), that it is not under consideration for publication elsewhere, that its publication is approved by all authors and tacitly or explicitly by the responsible authorities where the work was carried out, and that, if accepted, it will not be published elsewhere in the same form, in English or in any other language, including electronically without the written consent of the copyright-holder. To verify compliance, your article may be checked by Crossref Similarity Check and other originality or duplicate checking software.

Preprints

Please note that preprints can be shared anywhere at any time, in line with Elsevier's sharing policy. Sharing your preprints e.g. on a preprint server will not count as prior publication (see 'Multiple, redundant or concurrent publication' for more information).

Preprint posting on SSRN

In support of Open Science, this journal offers its authors a free preprint posting service. Preprints provide early registration and dissemination of your research, which facilitates early citations and collaboration.

During submission to Editorial Manager, you can choose to release your manuscript publicly as a preprint on the preprint server SSRN once it enters peer-review with the journal. Your choice will have no effect on the editorial process or outcome with the journal. Please note that the corresponding author is expected to seek approval from all co-authors before agreeing to release the manuscript publicly on SSRN.

You will be notified via email when your preprint is posted online and a Digital Object Identifier (DOI) is assigned. Your preprint will remain globally available free to read whether the journal accepts or rejects your manuscript.

For more information about posting to SSRN, please consult the SSRN Terms of Use and FAQs.

Use of inclusive language

Inclusive language acknowledges diversity, conveys respect to all people, is sensitive to differences, and promotes equal opportunities. Content should make no assumptions about the beliefs or commitments of any reader; contain nothing which might imply that one individual is superior to another on the grounds of age, gender, race, ethnicity, culture, sexual orientation, disability or health condition; and use inclusive language throughout. Authors should ensure that writing is free from bias, stereotypes, slang, reference to dominant culture and/or cultural assumptions. We advise to seek gender neutrality by using plural nouns ("clinicians, patients/clients") as default/wherever possible to avoid using "he, she," or "he/she." We recommend avoiding the use of descriptors that refer to personal attributes such as age, gender, race, ethnicity, culture, sexual orientation, disability or health condition unless they are relevant and valid. When coding terminology is used, we recommend to avoid offensive or exclusionary terms such as "master", "slave", "blacklist" and "whitelist". We suggest using alternatives that are more appropriate and (self-) explanatory such as "primary", "secondary", "blocklist" and "allowlist". These guidelines are meant as a point of reference to help identify appropriate language but are by no means exhaustive or definitive.

Reporting sex- and gender-based analyses

Reporting guidance

For research involving or pertaining to humans, animals or eukaryotic cells, investigators should integrate sex and gender-based analyses (SGBA) into their research design according to funder/sponsor requirements and best practices within a field. Authors should address the sex and/or gender dimensions of their research in their article. In cases where they cannot, they should discuss this as a limitation to their research's generalizability. Importantly, authors should explicitly state what definitions of sex and/or gender they are applying to enhance the precision, rigor and reproducibility of their research and to avoid ambiguity or conflation of terms and the constructs to which they refer (see Definitions section below). Authors can refer

to the Sex and Gender Equity in Research (SAGER) guidelines and the SAGER guidelines checklist. These offer systematic approaches to the use and editorial review of sex and gender information in study design, data analysis, outcome reporting and research interpretation - however, please note there is no single, universally agreed-upon set of guidelines for defining sex and gender.

Definitions

Sex generally refers to a set of biological attributes that are associated with physical and physiological features (e.g., chromosomal genotype, hormonal levels, internal and external anatomy). A binary sex categorization (male/female) is usually designated at birth ("sex assigned at birth"), most often based solely on the visible external anatomy of a newborn. Gender generally refers to socially constructed roles, behaviors, and identities of women, men and gender-diverse people that occur in a historical and cultural context and may vary across societies and over time. Gender influences how people view themselves and each other, how they behave and interact and how power is distributed in society. Sex and gender are often incorrectly portrayed as binary (female/male or woman/man) and unchanging whereas these constructs actually exist along a spectrum and include additional sex categorizations and gender identities such as people who are intersex/have differences of sex development (DSD) or identify as non-binary. Moreover, the terms "sex" and "gender" can be ambiguous—thus it is important for authors to define the manner in which they are used. In addition to this definition guidance and the SAGER guidelines, the resources on this page offer further insight around sex and gender in research studies.

Changes to authorship

Authors are expected to consider carefully the list and order of authors before submitting their manuscript and provide the definitive list of authors at the time of the original submission. Any addition, deletion or rearrangement of author names in the authorship list should be made only before the manuscript has been accepted and only if approved by the journal Editor. To request such a change, the Editor must receive the following from the corresponding author: (a) the reason for the change in author list and (b) written confirmation (e-mail, letter) from all authors that they agree with the addition, removal or rearrangement. In the case of addition or removal of authors, this includes confirmation from the author being added or removed.

Only in exceptional circumstances will the Editor consider the addition, deletion or rearrangement of authors after the manuscript has been accepted. While the Editor considers the request, publication of the manuscript will be suspended. If the manuscript has already been published in an online issue, any requests approved by the Editor will result in a corrigendum.

Article transfer service

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service to find the best home for your manuscript. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. If you agree, your manuscript will be transferred, though you will have the opportunity to make changes to the manuscript before the submission is complete. Please note that your manuscript will be independently reviewed by the new journal. More information.

Copyright

Upon acceptance of an article, authors will be asked to complete a 'Journal Publishing Agreement' (see more information on this). An e-mail will be sent to the corresponding author confirming receipt of the manuscript together with a 'Journal Publishing Agreement' form or a link to the online version of this agreement.

Subscribers may reproduce tables of contents or prepare lists of articles including abstracts for internal circulation within their institutions. Permission of the Publisher is required for resale or distribution outside the institution and for all other derivative works, including compilations and translations. If excerpts from other copyrighted works are included, the author(s) must obtain written permission from the copyright owners and credit the source(s) in the article. Elsevier has preprinted forms for use by authors in these cases.

For gold open access articles: Upon acceptance of an article, authors will be asked to complete a 'License Agreement' (more information). Permitted third party reuse of gold open access articles is determined by the author's choice of user license.

Author rights

As an author you (or your employer or institution) have certain rights to reuse your work. More information.

Elsevier supports responsible sharing

Find out how you can share your research published in Elsevier journals.

Role of the funding source

You are requested to identify who provided financial support for the conduct of the research and/or preparation of the article and to briefly describe the role of the sponsor(s), if any, in study design; in the collection, analysis and interpretation of data; in the writing of the report; and in the decision to submit the article for publication. If the funding source(s) had no such involvement, it is recommended to state this.

Open access

Please visit our Open Access page for more information about open access publishing in this journal.

Elsevier Researcher Academy

Researcher Academy is a free e-learning platform designed to support early and mid-career researchers throughout their research journey. The "Learn" environment at Researcher Academy offers several interactive modules, webinars, downloadable guides and resources to guide you through the process of writing for research and going through peer review. Feel free to use these free resources to improve your submission and navigate the publication process with ease.

Language (usage and editing services)

Please write your text in good English (American or British usage is accepted, but not a mixture of these). Authors who feel their English language manuscript may require editing to eliminate possible grammatical or spelling errors and to conform to correct scientific English may wish to use the Language Editing service available from Elsevier's Language Services.

Submission

Our online submission system guides you stepwise through the process of entering your article details and uploading your files. The system converts your article files to a single PDF file used in the peer-review process. Editable files (e.g., Word, LaTeX) are required to typeset your article for final publication. All correspondence, including notification of the Editor's decision and requests for revision, is sent by e-mail.

Submit your article

Please submit your article via <https://www.editorialmanager.com/lithos/Default.aspx>

Referees

Please submit, with the manuscript, the names and e-mail addresses of 4 potential referees. Note that the editor retains the sole right to decide whether or not the suggested reviewers are used.

Preparation

Queries

For questions about the editorial process (including the status of manuscripts under review) or for technical support on submissions, please visit our Support Center.

Peer review

This journal operates a single anonymized review process. All contributions will be initially assessed by the editor for suitability for the journal. Papers deemed suitable are then typically sent to a minimum of two independent expert reviewers to assess the scientific quality of the paper. The Editor is responsible for the final decision regarding acceptance or rejection of articles. The Editor's decision is final. Editors are not involved in decisions about papers which they have written themselves or have been written by family members or colleagues or which relate to products or services in which the editor has an interest. Any such submission is subject to all of the journal's usual procedures, with peer review handled independently of the relevant editor and their research groups. More information on types of peer review.

Use of word processing software

It is important that the file be saved in the native format of the word processor used. The text should be in single-column format. Keep the layout of the text as simple as possible. Most formatting codes will be removed and replaced on processing the article. In particular, do not use the word processor's options to justify text or to hyphenate words. However, do use bold face, italics, subscripts, superscripts etc. When preparing tables, if you are using a table grid, use only one grid for each individual table and not a grid for each row. If no grid is used, use tabs, not spaces, to align columns. The electronic text should be prepared in a way very similar to that

of conventional manuscripts (see also the Guide to Publishing with Elsevier). Note that source files of figures, tables and text graphics will be required whether or not you embed your figures in the text. See also the section on Electronic artwork.

To avoid unnecessary errors you are strongly advised to use the 'spell-check' and 'grammar-check' functions of your word processor.

LaTeX

You are recommended to use the Elsevier article class `elsarticle.cls` to prepare your manuscript and BibTeX to generate your bibliography.

Our LaTeX site has detailed submission instructions, templates and other information.

Article structure

As a general guideline articles should not exceed 10,000 words (text + figure captions), have more than 15 figures, nor more than 80 references.

Regular and Special Issue articles should not exceed 10,000 words (text + figure captions), have more than 15 figures/diagrams/photos, nor more than 80 references.

Letters papers should not exceed 3,500 words (text + figure captions), have more than 4 figures/diagrams/photos, nor more than 50 references.

Synthesis papers should not exceed 15,000 words (text + figure captions), have more than 18 figures/diagrams/photos, nor more than 120 references.

Pages and lines should be consecutively numbered throughout the manuscript to ease the review process (except in headers, footers, figures and tables).

Introduction

State the objectives of the work and provide an adequate background, avoiding a detailed literature survey or a summary of the results.

Material and methods

Provide sufficient details to allow the work to be reproduced by an independent researcher. Methods that are already published should be summarized, and indicated by a reference. If quoting directly from a previously published method, use quotation marks and also cite the source. Any modifications to existing methods should also be described.

Theory/calculation

A Theory section should extend, not repeat, the background to the article already dealt with in the Introduction and lay the foundation for further work. In contrast, a Calculation section represents a practical development from a theoretical basis.

Results

Results should be clear and concise.

Discussion

This should explore the significance of the results of the work, not repeat them. A combined Results and Discussion section is often appropriate. Avoid extensive citations and discussion of published literature.

Conclusions

The main conclusions of the study may be presented in a short Conclusions section, which may stand alone or form a subsection of a Discussion or Results and Discussion section.

Data Availability

Authors are encouraged to include a 'Data Availability' section in their manuscript which is visible in ALL reading formats and may refer to data hosted in ANY repository. It should be placed before the references to provide readers with information about where they can obtain the research data required to reproduce the work reported in the manuscript, and typically consists of a simple sentence giving the URL(s) of and citation(s) to the dataset(s). Full information can be found here.

Appendices

If there is more than one appendix, they should be identified as A, B, etc. Formulae and equations in appendices should be given separate numbering: Eq. (A.1), Eq. (A.2), etc.; in a subsequent appendix, Eq. (B.1) and so on. Similarly for tables and figures: Table A.1; Fig. A.1, etc.

Essential title page information

- Title. Concise and informative. Titles are often used in information-retrieval systems. Avoid abbreviations and formulae where possible.
- Author names and affiliations. Please clearly indicate the given name(s) and family name(s) of each author and check that all names are accurately spelled. You can add your name between parentheses in your own script behind the English transliteration. Present the authors' affiliation addresses (where the actual work was done) below the names. Indicate all affiliations with a lower-case superscript letter immediately after the author's name and in front of the appropriate address. Provide the full postal address of each affiliation, including the country name and, if available, the e-mail address of each author.
- Corresponding author. Clearly indicate who will handle correspondence at all stages of refereeing and publication, also post-publication. This responsibility includes answering any future queries about Methodology and Materials. Ensure that the e-mail address is given and that contact details are kept up to date by the corresponding author.
- Present/permanent address. If an author has moved since the work described in the article was done, or was visiting at the time, a 'Present address' (or 'Permanent address') may be indicated as a footnote to that author's name. The address at which the author actually did the work must be retained as the main, affiliation address. Superscript Arabic numerals are used for such footnotes.

Highlights

Highlights are mandatory for this journal as they help increase the discoverability of your article via search engines. They consist of a short collection of bullet points that capture the novel

results of your research as well as new methods that were used during the study (if any). Please have a look at the example Highlights.

Highlights should be submitted in a separate editable file in the online submission system. Please use 'Highlights' in the file name and include 3 to 5 bullet points (maximum 85 characters, including spaces, per bullet point).

Abstract

A concise and factual abstract is required. The abstract should state briefly the purpose of the research, the principal results and major conclusions. An abstract is often presented separately from the article, so it must be able to stand alone. For this reason, References should be avoided, but if essential, then cite the author(s) and year(s). Also, non-standard or uncommon abbreviations should be avoided, but if essential they must be defined at their first mention in the abstract itself.

Graphical abstract

Although a graphical abstract is optional, its use is encouraged as it draws more attention to the online article. The graphical abstract should summarize the contents of the article in a concise, pictorial form designed to capture the attention of a wide readership. Graphical abstracts should be submitted as a separate file in the online submission system. Image size: Please provide an image with a minimum of 531×1328 pixels (h \times w) or proportionally more. The image should be readable at a size of 5×13 cm using a regular screen resolution of 96 dpi. Preferred file types: TIFF, EPS, PDF or MS Office files. You can view Example Graphical Abstracts on our information site.

Keywords

Immediately after the abstract, provide a maximum of 6 keywords, using American spelling and avoiding general and plural terms and multiple concepts (avoid, for example, 'and', 'of'). Be sparing with abbreviations: only abbreviations firmly established in the field may be eligible. These keywords will be used for indexing purposes.

Abbreviations

Define abbreviations that are not standard in this field in a footnote to be placed on the first page of the article. Such abbreviations that are unavoidable in the abstract must be defined at their first mention there, as well as in the footnote. Ensure consistency of abbreviations throughout the article.

Acknowledgements

Collate acknowledgements in a separate section at the end of the article before the references and do not, therefore, include them on the title page, as a footnote to the title or otherwise. List here those individuals who provided help during the research (e.g., providing language help, writing assistance or proof reading the article, etc.).

Formatting of funding sources

List funding sources in this standard way to facilitate compliance to funder's requirements:

Funding: This work was supported by the National Institutes of Health [grant numbers xxxx, yyyy]; the Bill & Melinda Gates Foundation, Seattle, WA [grant number zzzz]; and the United States Institutes of Peace [grant number aaaa].

It is not necessary to include detailed descriptions on the program or type of grants and awards. When funding is from a block grant or other resources available to a university, college, or other research institution, submit the name of the institute or organization that provided the funding.

If no funding has been provided for the research, it is recommended to include the following sentence:

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors.

Nomenclature and units

Follow internationally accepted rules and conventions: use the international system of units (SI). If other quantities are mentioned, give their equivalent in SI. You are urged to consult IUGS: Nomenclature for geological time scales/rock names for further information.

Math formulae

Please submit math equations as editable text and not as images. Present simple formulae in line with normal text where possible and use the solidus (/) instead of a horizontal line for small fractional terms, e.g., X/Y. In principle, variables are to be presented in italics. Powers of e are often more conveniently denoted by exp. Number consecutively any equations that have to be displayed separately from the text (if referred to explicitly in the text).

Footnotes

Footnotes should be used sparingly. Number them consecutively throughout the article. Many word processors can build footnotes into the text, and this feature may be used. Otherwise, please indicate the position of footnotes in the text and list the footnotes themselves separately at the end of the article. Do not include footnotes in the Reference list.

Artwork

Electronic artwork

General points

- Make sure you use uniform lettering and sizing of your original artwork.
- Save text in illustrations as "graphics" or enclose the font.
- Only use the following fonts in your illustrations: Arial, Courier, Times, Symbol.
- Number the illustrations according to their sequence in the text.
- Use a logical naming convention for your artwork files.
- Provide captions to illustrations separately.
- Produce images near to the desired size of the printed version.

- Submit each figure as a separate file.

A detailed guide on electronic artwork is available on our website:

<https://www.elsevier.com/artworkinstructions>

You are urged to visit this site; some excerpts from the detailed information are given here.

Formats

Regardless of the application used, when your electronic artwork is finalised, please "save as" or convert the images to one of the following formats (note the resolution requirements for line drawings, halftones, and line/halftone combinations given below):

EPS: Vector drawings. Embed the font or save the text as "graphics".

TIFF: color or grayscale photographs (halftones): always use a minimum of 300 dpi.

TIFF: Bitmapped line drawings: use a minimum of 1000 dpi.

TIFF: Combinations bitmapped line/half-tone (color or grayscale): a minimum of 500 dpi is required.

DOC, XLS or PPT: If your electronic artwork is created in any of these Microsoft Office applications please supply "as is".

Please do not:

- Supply embedded graphics in your wordprocessor (spreadsheet, presentation) document;
- Supply files that are optimised for screen use (like GIF, BMP, PICT, WPG); the resolution is too low;
- Supply files that are too low in resolution;
- Submit graphics that are disproportionately large for the content.

To indicate object size in figures, use a scale bar in the figure rather than mentioning a magnification factor: The latter will be wrong after reduction of the figure.

Color artwork

Please make sure that artwork files are in an acceptable format (TIFF (or JPEG), EPS (or PDF), or MS Office files) and with the correct resolution. If, together with your accepted article, you submit usable color figures then Elsevier will ensure, at no additional charge, that these figures will appear in color online (e.g., ScienceDirect and other sites) regardless of whether or not these illustrations are reproduced in color in the printed version. For color reproduction in print, you will receive information regarding the costs from Elsevier after receipt of your accepted article. Please indicate your preference for color: in print or online only. Further information on the preparation of electronic artwork.

Figure captions

Ensure that each illustration has a caption. Supply captions separately, not attached to the figure. A caption should comprise a brief title (not on the figure itself) and a description of the illustration. Keep text in the illustrations themselves to a minimum but explain all symbols and abbreviations used.

Tables

Please submit tables as editable text and not as images. Tables can be placed either next to the relevant text in the article, or on separate page(s) at the end. Number tables consecutively in accordance with their appearance in the text and place any table notes below the table body. Be sparing in the use of tables and ensure that the data presented in them do not duplicate results described elsewhere in the article. Please avoid using vertical rules and shading in table cells.

References

Citation in text

Please ensure that every reference cited in the text is also present in the reference list (and vice versa). Any references cited in the abstract must be given in full. Unpublished results and personal communications are not recommended in the reference list, but may be mentioned in the text. If these references are included in the reference list they should follow the standard reference style of the journal and should include a substitution of the publication date with either 'Unpublished results' or 'Personal communication'. Citation of a reference as 'in press' implies that the item has been accepted for publication.

Web references

As a minimum, the full URL should be given and the date when the reference was last accessed. Any further information, if known (DOI, author names, dates, reference to a source publication, etc.), should also be given. Web references can be listed separately (e.g., after the reference list) under a different heading if desired, or can be included in the reference list.

Data references

This journal encourages you to cite underlying or relevant datasets in your manuscript by citing them in your text and including a data reference in your Reference List. Data references should include the following elements: author name(s), dataset title, data repository, version (where available), year, and global persistent identifier. Add [dataset] immediately before the reference so we can properly identify it as a data reference. The [dataset] identifier will not appear in your published article.

Preprint references

Where a preprint has subsequently become available as a peer-reviewed publication, the formal publication should be used as the reference. If there are preprints that are central to your work or that cover crucial developments in the topic, but are not yet formally published, these may be referenced. Preprints should be clearly marked as such, for example by including the word preprint, or the name of the preprint server, as part of the reference. The preprint DOI should also be provided.

References in a special issue

Please ensure that the words 'this issue' are added to any references in the list (and any citations in the text) to other articles in the same Special Issue. Do not mention a year of publication in these cases: This might not yet be certain.

Reference management software

Most Elsevier journals have their reference template available in many of the most popular reference management software products. These include all products that support Citation Style Language styles, such as Mendeley. Using citation plug-ins from these products, authors only need to select the appropriate journal template when preparing their article, after which citations and bibliographies will be automatically formatted in the journal's style. If no template is yet

available for this journal, please follow the format of the sample references and citations as shown in this Guide. If you use reference management software, please ensure that you remove all field codes before submitting the electronic manuscript. More information on how to remove field codes from different reference management software.

Reference style

Text: All citations in the text should refer to:

1. Single author: the author's name (without initials, unless there is ambiguity) and the year of publication;
2. Two authors: both authors' names and the year of publication;
3. Three or more authors: first author's name followed by "et al." and the year of publication.

Citations may be made directly (or parenthetically). Groups of references should be listed first alphabetically, then chronologically.

Examples: "as demonstrated (Allan, 1996a, 1996b, 1999; Allan and Jones, 1995). Kramer et al. (2000) have recently shown"

List: References should be arranged first alphabetically and then further sorted chronologically if necessary. More than one reference from the same author(s) in the same year must be identified by the letters "a", "b", "c", etc., placed after the year of publication. Note that in the Reference list all journal titles should be given in full, e.g. "Earth and Planetary Science Letters", not "Earth Planet. Sci. Letts."

Examples:

Reference to a journal publication:

Van der Geer, J., Hanraads, J.A.J., Lupton, R.A., 2000. The art of writing a scientific article. *Journal of Scientific Communication* 163, 51-59.

Reference to a book:

Strunk Jr., W., White, E.B., 1979. *The Elements of Style*, third ed. Macmillan, New York.

Reference to a chapter in an edited book:

Mettam, G.R., Adams, L.B., 1999. How to prepare an electronic version of your article, in: Jones, B.S., Smith, R.Z. (Eds.), *Introduction to the Electronic Age*. E-Publishing Inc., New York, pp. 281-304.

Data visualization

Include interactive data visualizations in your publication and let your readers interact and engage more closely with your research. Follow the instructions here to find out about available data visualization options and how to include them with your article.

Supplementary material

Supplementary material such as applications, images and sound clips, can be published with your article to enhance it. Submitted supplementary items are published exactly as they are received (Excel or PowerPoint files will appear as such online). Please submit your material together with the article and supply a concise, descriptive caption for each supplementary file. If

you wish to make changes to supplementary material during any stage of the process, please make sure to provide an updated file. Do not annotate any corrections on a previous version. Please switch off the 'Track Changes' option in Microsoft Office files as these will appear in the published version.

Research data

This journal requires and enables you to share data that supports your research publication where appropriate, and enables you to interlink the data with your published articles. Research data refers to the results of observations or experimentation that validate research findings, which may also include software, code, models, algorithms, protocols, methods and other useful materials related to the project.

Below are a number of ways in which you can associate data with your article or make a statement about the availability of your data when submitting your manuscript. When sharing data in one of these ways, you are expected to cite the data in your manuscript and reference list. Please refer to the "References" section for more information about data citation. For more information on depositing, sharing and using research data and other relevant research materials, visit the research data page.

Data linking

If you have made your research data available in a data repository, you can link your article directly to the dataset. Elsevier collaborates with a number of repositories to link articles on ScienceDirect with relevant repositories, giving readers access to underlying data that gives them a better understanding of the research described.

There are different ways to link your datasets to your article. When available, you can directly link your dataset to your article by providing the relevant information in the submission system. For more information, visit the database linking page.

For supported data repositories a repository banner will automatically appear next to your published article on ScienceDirect.

In addition, you can link to relevant data or entities through identifiers within the text of your manuscript, using the following format: Database: xxxx (e.g., TAIR: AT1G01020; CCDC: 734053; PDB: 1XFN).

To maximise the visibility of your data, authors are invited to add a citation to their datasets by including a data reference in their Reference List as per the 'Data References' instructions elsewhere on this page.

Research Elements

This journal enables you to publish research objects related to your original research – such as data, methods, protocols, software and hardware – as an additional paper in a Research Elements journal.

Research Elements is a suite of peer-reviewed, open access journals which make your research objects findable, accessible and reusable. Articles place research objects into context by providing detailed descriptions of objects and their application, and linking to the associated original research articles. Research Elements articles can be prepared by you, or by one of your collaborators.

During submission, you will be alerted to the opportunity to prepare and submit a manuscript to one of the Research Elements journals.

More information can be found on the Research Elements page.

Data statement

To foster transparency, we require you to state the availability of your data in your submission if your data is unavailable to access or unsuitable to post. This may also be a requirement of your funding body or institution. You will have the opportunity to provide a data statement during the submission process. The statement will appear with your published article on ScienceDirect. For more information, visit the Data Statement page..

International Geo Sample Number (IGSN)

If you have registered your sample with the SESAR database and have received an IGSN for this sample, please tag your IGSNs in your manuscript. This will enable Elsevier to link the IGSN number to the sample in SESAR if your paper is published online. To tag an IGSN, please use the syntax "IGSN: IGSN number" (e.g., IGSN: HRV0035F0). For more information on SESAR and how to register your samples please visit <http://www.geosamples.org/>

After acceptance

Availability of accepted article

This journal makes articles available online as soon as possible after acceptance. This concerns the Journal Pre-proofs (both in HTML and PDF format), which have undergone enhancements after acceptance, such as the addition of a cover page and metadata, and formatting for readability, but are not yet the definitive versions of record. A Digital Object Identifier (DOI) is allocated, thereby making it fully citable and searchable by title, author name(s) and the full text. The article's PDF also carries a disclaimer stating that it is an unedited article. Subsequent production stages will simply replace this version.

Online proof correction

To ensure a fast publication process of the article, we kindly ask authors to provide us with their proof corrections within two days. Corresponding authors will receive an e-mail with a link to our online proofing system, allowing annotation and correction of proofs online. The environment is similar to MS Word: in addition to editing text, you can also comment on figures/tables and answer questions from the Copy Editor. Web-based proofing provides a faster

and less error-prone process by allowing you to directly type your corrections, eliminating the potential introduction of errors.

If preferred, you can still choose to annotate and upload your edits on the PDF version. All instructions for proofing will be given in the e-mail we send to authors, including alternative methods to the online version and PDF.

We will do everything possible to get your article published quickly and accurately. Please use this proof only for checking the typesetting, editing, completeness and correctness of the text, tables and figures. Significant changes to the article as accepted for publication will only be considered at this stage with permission from the Editor. It is important to ensure that all corrections are sent back to us in one communication. Please check carefully before replying, as inclusion of any subsequent corrections cannot be guaranteed. Proofreading is solely your responsibility.

Offprints

The corresponding author will, at no cost, receive a customized Share Link providing 50 days free access to the final published version of the article on ScienceDirect. The Share Link can be used for sharing the article via any communication channel, including email and social media. For an extra charge, paper offprints can be ordered via the offprint order form which is sent once the article is accepted for publication. Corresponding authors who have published their article gold open access do not receive a Share Link as their final published version of the article is available open access on ScienceDirect and can be shared through the article DOI link.

Author inquiries

Visit the Elsevier Support Center to find the answers you need. Here you will find everything from Frequently Asked Questions to ways to get in touch.

You can also check the status of your submitted article or find out when your accepted article will be published.

ANEXO C – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO



Michel Meira <michel.meira@sgb.gov.br>

Acknowledgement of receipt of your submitted article

1 mensagem

em@editorialmanager.com <em@editorialmanager.com>

9 de novembro de 2023 às 18:49

Responder a: support@elsevier.com

Para: Michel Macedo Meira <michel.meira@sgb.gov.br>

Re:Evidence of Rhyacian crustal accretion in metavolcanosedimentary sequences in the northwestern sector of the western Bahia orogen, Brazil: contributions to the study of the Columbia Supercontinent
by Michel Macedo Meira; Simone Cerqueira Pereira Cruz; Elson Paiva de Oliveira; Angela Beatriz de Menezes Leal; Joseneusa Brilhante Rodrigues
Regular Article

Dear Mr Meira,

Your submission entitled "Evidence of Rhyacian crustal accretion in metavolcanosedimentary sequences in the northwestern sector of the western Bahia orogen, Brazil: contributions to the study of the Columbia Supercontinent" (Regular Article) has been received by Lithos.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://www.editorialmanager.com/lithos/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal management
LITHOS

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

#AU_LITHOS#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/lithos/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.