



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



# **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

## **EVOLUÇÃO GEOLÓGICA ARQUEANA DO EXTREMO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO NA REGIÃO DA SERRA DA BABILÔNIA, BOM SUCESSO - MG**

**AUTOR:** Daniel Andrade Miranda

**ORIENTAÇÃO:** Alexandre de Oliveira Chaves

Nº156

**BELO HORIZONTE  
DATA (03/02/2016)**

DANIEL ANDRADE MIRANDA

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA ARQUEANA DO EXTREMO  
SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO NA REGIÃO DA  
SERRA DA BABILÔNIA, BOM SUCESSO - MG**

**Instituto de Geociências**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito para obtenção do título de mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Alexandre de Oliveira Chaves

Belo Horizonte – MG  
2016

M672e Miranda, Daniel Andrade.

2016

Evolução geológica arqueana do extremo sul do Cráton São Francisco na região da Serra da Babilônia, Bom Sucesso – MG [manuscrito] / Daniel Andrade Miranda. – 2016.

66 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Alexandre de Oliveira Chaves.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2016.

Área de concentração: Geologia Regional.

Inclui bibliografias.

1. Magmatismo – Bom Sucesso (MG) – Teses. 2. Metamorfismo (Geologia) – Bom Sucesso (MG) – Teses. 3. Evolução (Geologia) – Teses. I. Chaves, Alexandre de Oliveira. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.7(815.1)

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a Universidade Federal de Minas Gerais e ao Departamento de Geologia, pela oportunidade e pelos estudos.

Ao CNPq pela bolsa de estudos que contribuiu para a realização desta dissertação.

A minha família e aos familiares que sempre me incentivaram e me apoiaram nesta etapa de minha vida. As minhas avós, Zina e Rita, que rezam por mim todos os dias.

A meu orientador Alexandre de Oliveira Chaves, pelos ensinamentos, dedicação e paciência dispensados no auxílio e concretização desta dissertação.

A Maritza pelo incondicional apoio e companheirismo por mais de 10 anos.

Aos amigos de república que me acolheram em belo horizonte ao longo dos últimos dois anos.

Aos amigos da Geologia, em especial ao grupo da pós-graduação, que ajudaram a fazer o mestrado mais divertido.

Aos professores do curso, pelos ensinamentos e experiências passadas que contribuíram para a minha formação profissional e pessoal.

Enfim, a todos aqueles que contribuíram de maneira direta ou indiretamente para que este trabalho fosse realizado, meus sinceros agradecimentos.

*“As informações que possuímos sobre a história do universo provêm de duas fontes: as luzes e as rochas. Uma delas atravessa o espaço, a outra o tempo.”*

(Claude J. Allègre)

## RESUMO

Este trabalho versa sobre a evolução magmática e metamórfica neoarqueana do extremo sul do cráton São Francisco (CSF) na região da Serra da Babilônia (Bom Sucesso – MG) e é apresentado no formato de 2 artigos científicos. O primeiro artigo apresenta as características petrográficas e litoquímicas das rochas encontrados no entorno da Serra da Babilônia buscando discutir sua evolução geológica em relação à Orogenia Rio das Velhas. Na porção meridional do CSF, a oeste da cidade de Bom Sucesso (MG), ocorrem litotipos neoarqueanos metamorizados que variam desde termos ultramáficos a máficos, enderbíticos a charnockíticos, e até graníticos. Foram identificadas cinco unidades geológicas distintas: (I) um gnaisse bandado a muscovita e biotita, encontrado na porção sudeste da área, é aparentemente relacionado às rochas mais antigas da região, com idade em torno de 3000 Ma; (II) um metagranitoide denominado Capela São Francisco, ainda sem datação na área de estudo, é relacionado aos granitóides de 2750 a 2700 Ma, ricos em K e de origem crustal, amplamente encontrados na porção sul do CSF. É peraluminoso, possui elevado teor de sílica e K, baixo Ca, e apresenta fracionamento de elementos terras-raras (ETR) leves e anomalias negativas de Ce e Eu. Esta unidade deriva da fusão parcial de crosta paraderivada representada pelos gnaisses da unidade I. A presença, ainda que rara, de cordierita neste metagranitoide sugere que a anatexia tenha ocorrido sob condições de início da fácies granulito; (III) metacharnockitos a metacharnoenderbitos denominados Rio do Amparo-Bom Sucesso (2718-2708 Ma), derivados de fonte mantélica e crustal, são metaluminosos, cálcio-alcálicos e mostram fracionamento similar de ETR leves e ETR pesadas, com anomalia negativa de Eu; (IV) metaenderbitos a metacharnoenderbitos denominados Babilônia (2730-2660 Ma) são metaluminosos, ricos em Na, variam de cálcicos a cálcio-alcálicos, com padrão fracionado de ETR, sem anomalias de Eu. Sua origem está vinculada à fusão parcial de fontes mantélicas máfico-ultramáficas pobres em K. A presença de ortopiroxênio em substituição para anfibólio nas unidades Rio do Amparo-Bom Sucesso e Babilônia, sugere que a cristalização/recristalização destas rochas ocorreu sob fácies granulito, com retrometamorfismo em fácies anfibolito; (V) metanoritos/metagabronoritos (2660 Ma) e metaultramáficas peridotíticas, sendo as primeiras o produto da diferenciação magmática das últimas. Possuem entre si semelhanças nos padrões de ETR e na disposição espacial dentro da área de estudo. Apesar de recristalizadas, localmente guardam texturas ígneas preservadas. Três gerações de diques máficos não arqueanos cortam estas unidades. Esta associação de unidades registra a evolução neoarqueana de uma importante porção do sul do CSF na fase tardi-colisional do evento Rio das Velhas e se assemelha às de mesma idade e contexto tectônico descritas em crátons de outros continentes.

O segundo artigo discorre sobre a datação química U-Th-Pb por microsonda eletrônica realizada em cristais de monazita com coroas de reação fosfato-silicáticas encontrados em um

metacharnoenderbito da unidade Babilônia e as relações entre a idade encontrada e a presença das coroas nos cristais. Proveniente das associações neoarqueanas da área de estudo, um metacharnoenderbito Babilônia cristalizado e metamorfozido em fácies granulito por volta de 2700 Ma guarda cristais de monazita com coroas de apatita, allanita e epidoto surgidas pela interação da monazita com fluidos metamórficos tardios contendo Ca, Fe, Si e Al. Através da microsonda eletrônica, as composições dos cristais de monazita foram determinadas e seus teores de U, Th e Pb permitiram a obtenção de uma idade química neoarqueana média de  $2657 \pm 36$  Ma. Sugere-se que ela corresponda à idade do retrometamorfismo de fácies anfíbolito do metacharnoenderbito desenvolvido durante o período tardi-colisional Neoarqueano do evento Rio das Velhas, momento durante o qual as coroas de reação fosfato-silicato teriam se desenvolvido contemporaneamente ao crescimento de anfíbólio e biotita da referida rocha. A apresentação foi assim estabelecida em função da temática de cada artigo e os resultados de ambos são necessários para as considerações finais sobre o assunto ora proposto.

**Palavras chave:** Neoarqueano, Sul do Cráton São Francisco, magmatismo, metamorfismo, evolução geológica.

#### **ABSTRACT**

*This work deals with the Archean magmatic and metamorphic evolution of the southernmost São Francisco craton (SFC) in the region of Serra da Babilônia (MG-Brazil) and is presented as two papers. The first one can be summarized as follows: to the west of the Bom Sucesso city, occur metamorphosed neoproterozoic lithotypes ranging from ultramafic to mafic terms, enderbitic to charnockites, and even granites. The petrographic and geochemical data treatment of these lithotypes identified five distinct geological units: (I) banded biotite-muscovite gneiss, found in the southeast portion of the studied area, being the oldest rock in the region (~ 3000 Ma); (II) Capela São Francisco metagranitoid, related to 2700 Ma granitoids found in the adjacent southern portion of the SFC. It is peraluminous, high K, low Ca. This unit is derived from partial melting of pelitic crust represented by gneisses of the unit I; (III) 2718-2708 Ma Rio do Amparo-Bom Sucesso metacharnockites to metacharnoenderbites derived from mantle and crustal sources, metaluminous and calc-alkaline; (IV) 2730-2660 Ma Babilônia metaenderbites to metacharnoenderbites, Na-rich metaluminous, ranging from calcic to calc-alkaline. Its origin is linked to the partial melting of mantle sources. The presence of orthopyroxene replacing to amphibole in the units III and IV suggests that the crystallization/recrystallization of these rocks occurred under granulite facies, with retrometamorphism in amphibolite facies; (V) 2660 Ma metanorites/metagabronorites and peridotitic metaultramafics, the first ones being the product of magmatic differentiation of the*

*latter. They have similar REE patterns and the same spatial arrangement within the study area. Although recrystallized, they locally keep preserved igneous textures. Three generations of not Archean mafic dykes cut these units. This association records the neoarchean magmatic and metamorphic evolution of a significant portion from southern SFC during late-collisional stage of the Rio das Velhas event and has similar age and tectonic context described in several cratons around the world. The second article discusses the U-Th-Pb chemical dating by electron microprobe held in monazite crystals with phosphate-silicate reaction coronas found in the Babilônia metacharnofeldspathic gneiss and the relations between age and the coronas. This second article can be summarized as follows: one Babilônia metacharnofeldspathic gneiss crystallized and metamorphosed under granulite facies around 2700 Ma keeps monazite crystals with apatite, allanite and epidote coronas arising due to the interaction of monazite with metamorphic fluids containing Ca, Fe, Si and Al. By electron microprobe, an average chemical age of  $2657 \pm 36$  Ma was obtained. It is suggested that it corresponds to the age of amphibolite facies retrometamorphism developed during the Neoproterozoic late-collisional period of the Rio das Velhas event, time during which the phosphate-silicate reaction coronas would have developed contemporarily to the growth of amphibole and biotite in such rock. This presentation was established in function of the subject of each article and both have results that are required to the concluding remarks of the matter proposed to this dissertation.*

**Keywords:** *Neoproterozoic, Southern São Francisco Craton, magmatism, metamorphism, geological evolution.*



## SUMÁRIO

<b>ARTIGO 1 - PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS LITOTIPOS NEOARQUEANOS DA REGIÃO DA SERRA DA BABILÔNIA (BOM SUCESSO – MG): IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS</b> .....	10
INTRODUÇÃO .....	10
ARCABOUÇO GEOLÓGICO .....	12
MATERIAIS E MÉTODOS .....	17
RESULTADOS.....	18
PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA .....	18
BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE.....	18
METAGRANITOIDE CAPELA SÃO FRANCISCO.....	19
METACHARNOCKITO/METACHARNOENDERBITO RIO DO AMPARO-BOM SUCESSO .....	23
METAENDERBITO/METACHARNOENDERBITO BABILÔNIA.....	27
METAULTRAMÁFICA .....	31
METANORITO/METAGABRONORITO.....	31
ENXAMES DE DIQUES .....	35
DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	36
AGRADECIMENTOS.....	39
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	40
<b>ARTIGO 2 - IDADE U-Th-Pb DA MONAZITA E COROAS DE REAÇÃO FOSFATO-SILICATO DE UM METACHARNOENDERBITO NEOARQUEANO DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO (MG)</b> .....	46
INTRODUÇÃO .....	46
ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL.....	47
MATERIAIS E MÉTODOS .....	50
RESULTADOS.....	52
DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	52
QUÍMICA MINERAL.....	53
GEOCRONOLOGIA.....	53
DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	57
AGRADECIMENTOS.....	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	60
<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	65
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	66

# ARTIGO 1 - PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS LITOTIPOS NEOARQUEANOS DA REGIÃO DA SERRA DA BABILÔNIA (BOM SUCESSO – MG): IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS

Daniel Andrade MIRANDA<sup>1</sup>, Alexandre de Oliveira CHAVES<sup>1</sup>

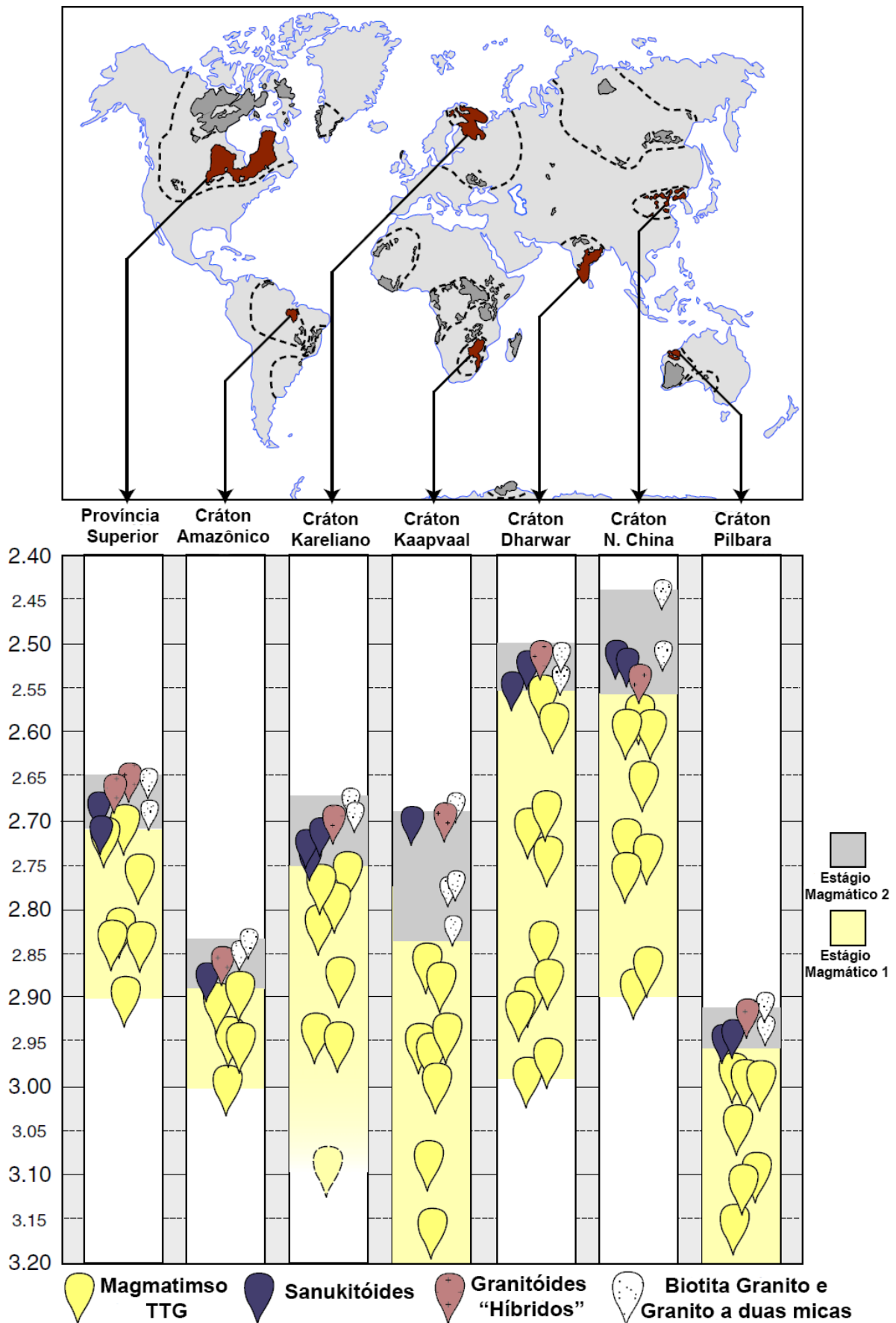
Será publicado na revista Geosciences = Geociências, Rio Claro, SP, Brasil - eISSN: 1980-900X

## INTRODUÇÃO

O fim do Arqueano (3000–2500 Ma) foi um período de mudanças fundamentais em muitos aspectos do registro geológico. Segundo Windley (1995), crátons arqueanos são normalmente compostos por três unidades geológicas: (1) embasamento gnáissico de composição tonalítica-trondhjémítica-granodiorítica (TTG); (2) bacias vulcanosedimentares do tipo *greenstone belts*, e também complexos plutônicos ultramáficos do tipo *sill* (Marshall & Schönwandt, 1999); (3) Granitóides intrusivos.

O Neoarqueano é marcado pela geração de rochas granitóides/charnockitóides, as quais, segundo Laurent *et al.* (2014), podem ser classificadas em quatro grupos: (1) Grandes corpos de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTGs), com origem a partir de fusão parcial de rochas metaultramáficas; (2) Monzodioritos e granodioritos ricos em Mg, Fe e K, de característica metaluminosa, denominados sanukitóides, derivados da mistura entre o manto peridotítico e um componente rico em elementos incompatíveis; (3) Biotita granitos e Granitóides a duas micas, peraluminosos, formados a partir da fusão de litologias crustais mais velhas (TTGs e metassedimentos, respectivamente); e (4) Misturas híbridas de granitóides com alto-K que possuem características dos três primeiros grupos.

Considerando os estudos anteriores sobre a diversidade de granitóides/charnockitóides arqueanos em áreas cratônicas (Almeida *et al.*, 2011, 2013; Dey *et al.*, 2014) e também os estudos sobre sua evolução geotectônica (Percival *et al.*, 2006; Smithies *et al.*, 2007; van Kranendonk *et al.*, 2007), Laurent *et al.* (2014) perceberam que a mesma sequência é sistematicamente repetida em diversos terrenos Arqueanos (Figura 1), um estágio com duradouro período de magmatismo TTG (Estágio 1), e, subsequente, outro, com duração bem menor, onde os demais grupos de granitóides se formam em conjunto ou em uma rápida sucessão (Estágio 2).



**Figura 1.** Regiões cratônicas onde foi observada a mesma sequência evolutiva para Granitóides arqueanos. Extraído de Laurent *et al.* (2014).

Na porção sul do Cráton do São Francisco, muitos corpos de gnaisses charnockíticos e enderbíticos (Jordt-Evangelista, 1997; Quéméneur *et al.*, 2003; Paciullo *et al.*, 2007; Campos *et al.*, 2003), bem como diversos corpos de metagranitoides ricos em K (Carneiro, 1992; Noce, 1995; Teixeira *et al.*, 1996; Machado *et al.*, 1996; Romano *et al.*, 2013) e complexos máfico-ultramáficos metamorfizados (Engler *et al.*, 2002; Campos *et al.*, 2003; Quéméneur *et al.*, 2003; Paciullo *et al.*, 2007) tem sido identificados como tendo sido formados entre 3200 Ma e 2600 Ma. Todos estes litotipos são verificados no entorno da Serra da Babilônia (Bom Sucesso – MG) e seus aspectos petrográficos e geoquímicos são aqui discutidos dentro da perspectiva da evolução geodinâmica de terrenos cratônicos neoarqueanos sugerida por Laurent *et al.* (2014).

### ARCABOUÇO GEOLÓGICO

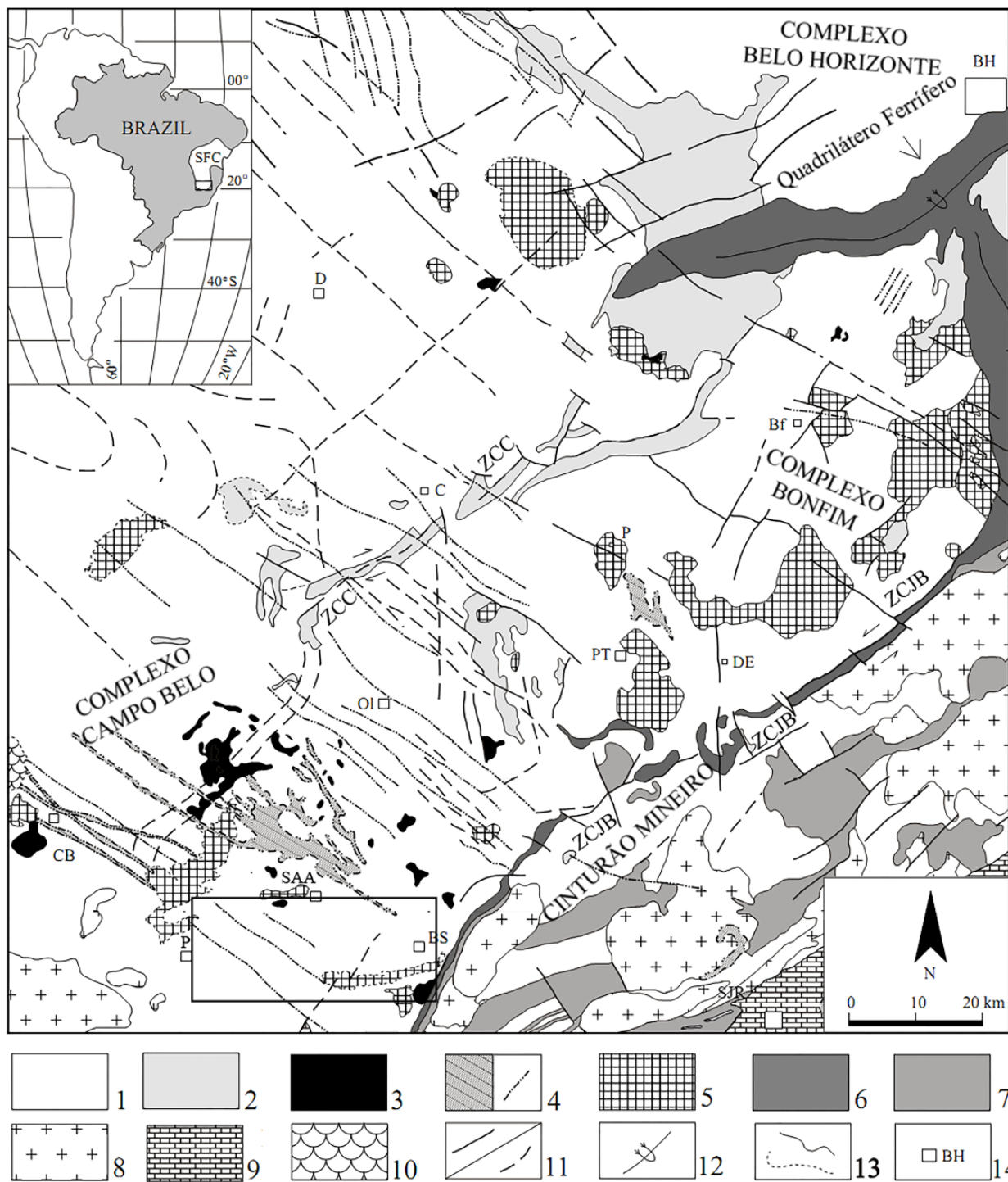
A porção meridional do Cráton São Francisco (CSFM) é composta por terrenos granito-gnáissico-migmatíticos e greenstone belts arqueanos (Supergrupo Rio das Velhas), além de rochas metassedimentares clástico-químicas paleoproterozóicas (incluindo os itabiritos no Quadrilátero Ferrífero) do Supergrupo Minas e coberturas sedimentares pelito-carbonáticas neoproterozóicas do Grupo Bambuí (Figura 2). Nesses terrenos arqueanos há três complexos metamórficos principais, denominados Belo Horizonte, Bonfim e Campo Belo. A maior parte deles é constituída por gnaisses e migmatitos de composição tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), cujos protólitos se formaram entre 3200 e 2900 Ma. Granitóides cálcio-alcalinos sintectônicos formados na Orogenia Rio das Velhas, com idades em torno de 2780 Ma, granitóides pós-tectônicos formados entre 2700 e 2600 Ma, além de intrusões máficas e máfico-ultramáficas (Noce *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000), são encontrados em meio aos terrenos TTG.

Em termos regionais, merece destaque a evolução da Província Sul Mineira paleoproterozóica (Teixeira *et al.*, 2005), um domínio da ação do metamorfismo e deformação sobre as rochas arqueanas do CSFM. Ela inclui o Cinturão Mineiro no extremo da borda SE do CSFM, marcador de eventos paleoproterozóicos de natureza acrescionária e ensialica. Este cinturão, de direção geral SW-NE, vergência tectônica SE para NW, guarda o registro inicial de um arco de ilhas intraoceânico de cerca de 2300 Ma, acrescido a uma margem continental do tipo andina. Nesta margem teria sido edificado um arco magmático, com plútons de 2200 Ma, até o momento da colisão continental a 2100 Ma, quando foram deformados os sedimentos do Supergrupo Minas, na região do Quadrilátero Ferrífero (Teixeira & Figueiredo, 1991; Machado *et al.*, 1992; Ávila *et al.*, 2010; Noce *et al.*, 2000; Alkmim, 2004).

O segmento crustal sílico do CSFM, no qual está inserida a área de estudo, é, de acordo com Carneiro & Barbosa (2008), constituído predominantemente por gnaisses, granitóides,

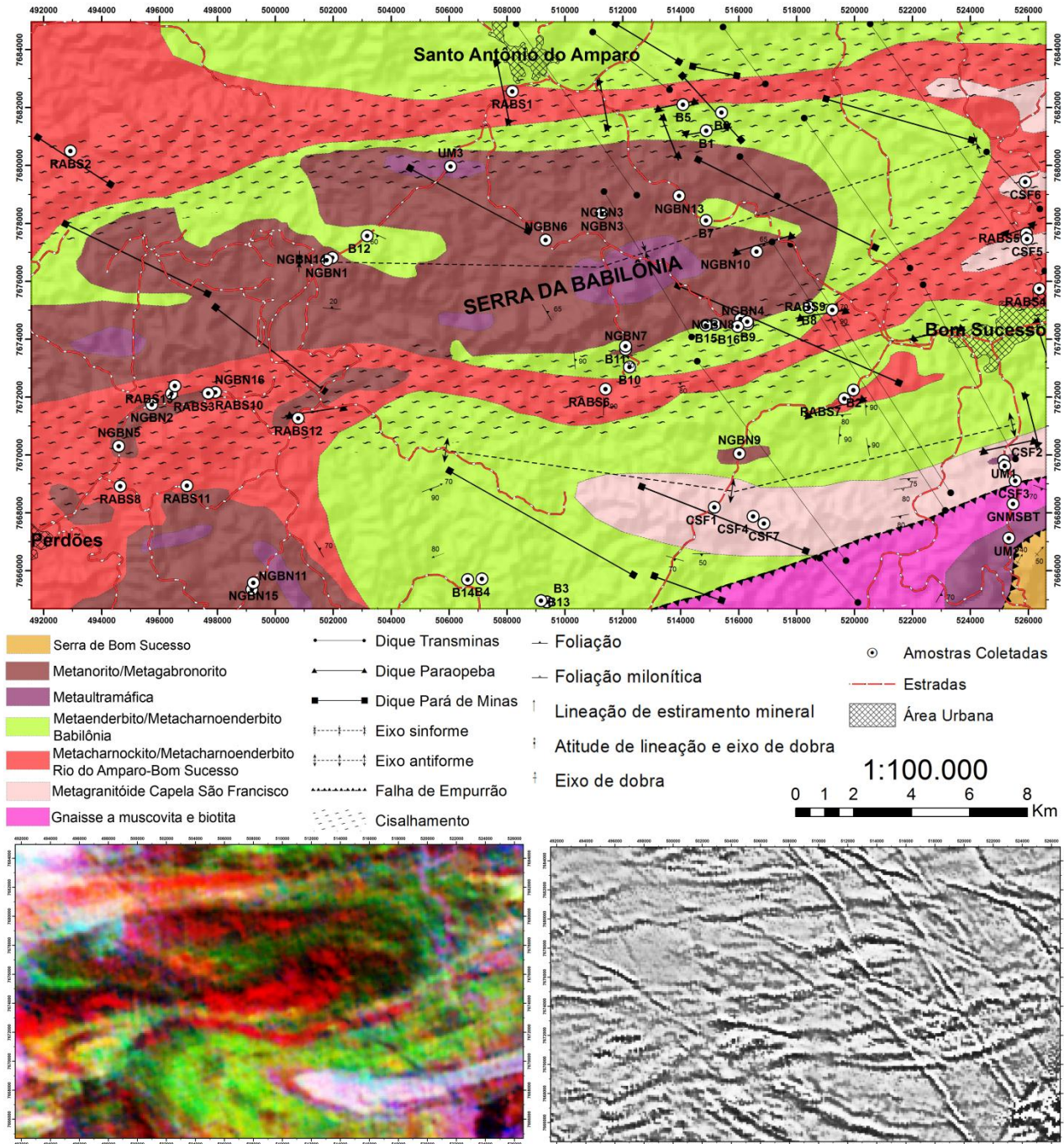
anfíbolitos, rochas máficas, ultramáficas e charnockitos, que foram inicialmente agrupados por Machado Filho *et al.* (1983) nos complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena. No entanto, Teixeira *et al.* (1996) uniram os complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena em um só complexo, que foi por eles denominado Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB), cuja evolução geológica teria início no Mesoarqueano. Localmente são encontrados relictos supracrustais, que podem corresponder às sequências arqueanas e/ou às sequências paleoproterozóicas correlacionáveis ao Quadrilátero Ferrífero (Teixeira *et al.*, 2000). Com relação ao metamorfismo, a maioria das rochas do CMCB foi gerada ou submetida a condições metamórficas que atingiram as fácies anfíbolito e granulito (Fernandes & Carneiro, 2000).

Todo esse conjunto encontra-se cortado por diques máficos (diabásios e anfíbolitos) de várias gerações descritos por Chaves (2013).



**Figura 2.** Mapa geológico esquemático da porção sul do Cráton São Francisco mostrando os principais corpos plutônicos Arqueanos e Paleoproterozóicos. (Extraído de Campos *et al.*, 2003). 1 – Embasamento Arqueano parcialmente retrabalhado no Paleoproterozóico. 2 – *Greenstone* Rio das Velhas. 3 – Suítes ultramáficas plutônicas Neoarqueanas. 4 – Gabros e dioritos Neoarqueanos a Mesoproterozóico. 5 – Granitóides Neoarqueanos. 6 – Supergrupo Minas. 7 – Sequências do tipo *greenstone* indiscriminadas. 8 – Granitóides Paleoproterozóicos do Cinturão Mineiro. 9 – Grupos São João Del Rey/Andrelândia. 10 – Cobertura cratônica neoproterozóica indivisa – Grupo Bambuí. 11 – Falhas e fraturas (ZCC = Zona de Cisalhamento Cláudio; ZCJB = Zona de Cisalhamento Jezeba-Bom Sucesso). 12 – Planos Axiais. 13 – Contatos litológicos. 14 – Cidades: BH = Belo Horizonte, Bf = Bonfim, BS = Bom Sucesso, CB = Campo Belo, C = Cláudio, DE = Desterro de Entre Rios, D = Divinópolis, Ol = Oliveira, P = Perdões, PT = Passa Tempo, SAA = Santo Antônio do Amparo, SJR = São João Del Rei. O retângulo preto delimita a área de estudo.

A área de estudo, a oeste da Serra de Bom Sucesso, representa um terreno arqueano constituído por gnaisses TTG a muscovita e biotita, metacharnockitos a metacharnoenderbitos, com intercalações de rochas ultramáficas e máficas, além de metagranitoides potássicos (Quéméneur *et al.*, 2003). Com base nos dados aerogeofísicos disponíveis (Lasa Engenharia e Prospecções, 2001), o mapa geológico da figura 3 para a área é aqui sugerido.



**Figura 3.** Mapa geológico sugerido para área de estudo. Abaixo, mapas aerogeofísicos, sendo à esquerda o mapa ternário de falsa cor (K – Th – U) e à direita o mapa da 2ª derivada vertical, extraídos de Lasa Engenharia e Prospecções (2001).

Dados de Carneiro *et al.* (2007) indicam que os gnaisses TTG locais possuem afinidade cálcio-alcalina e sofreram metamorfismo em algumas porções na fácies anfíbolito e em outras na

fácies granulito. Foram datados zircões por U-Pb SHRIMP que revelaram três grupos de idades interpretadas como episódios de geração de fundidos (Teixeira *et al.*, 2000): 1-  $3205 \pm 17$  Ma, interpretada como idade reliquiar (xenocristais de zircão); 2-  $3047 \pm 25$  Ma, interpretada como idade do evento magmático principal; 3-  $2839 \pm 17$  Ma, considerada como idade de migmatização. Rochas ultramáficas (peridotito e piroxenito serpentinizados) e máficas (metagabro) acamadadas encontradas na área mostram alternância de lâminas/camadas delgadas mais salientes de metapiroxenito e outras menos salientes de metaperidotito (Paciullo *et al.*, 2007). Dados de Carneiro *et al.* (1997) mostram idade isocrônica Sm-Nd de  $2755 \pm 62$  Ma e Paciullo *et al.* (2007) encontraram idade-modelo Sm-Nd<sub>TDM</sub> de 3035 Ma para estas rochas. Segundo Pinese (1997), os corpos gabro-noríticos metamorfizados do interior da área de estudo apresentam uma idade de  $2658 \pm 44$  Ma (isócrona Sm-Nd de rocha total e concentrados minerais), interpretada por ele como a idade de intrusão. No sudeste da área de estudo, na borda da Serra de Bom Sucesso, ocorre o Maciço Ultramáfico do Morro das Almas. As rochas do maciço são principalmente formadas por serpentina com raros vestígios de olivina. Sua porção oriental foi envolvida na zona de cisalhamento geradora da serra. Desta maneira, a metade oriental do maciço mostra-se xistificada e com xistosidade paralela à orientação da Serra de Bom Sucesso. Junto a esta, observa-se uma lente tectônica de gnaiss TTG fortemente milonitizada (Quéméneur *et al.*, 2003).

Para os metaenderbitos/metacharnoenderbitos do complexo, denominados Babilônia, e representados por rochas mesocráticas levemente foliadas de granulação variando de média a grossa, Miranda & Chaves (2015) encontraram uma idade de  $2657 \pm 36$  Ma em monazitas. Esta idade é próxima aos 2730 Ma (Pb-Pb, evaporação de zircão) encontrados por Quéméneur *et al.* (2003) para rochas similares locais.

Quanto aos litotipos que variam de charnockitos a charnoenderbitos, eles foram chamados de Rio do Amparo por Paciullo *et al.* (2007) e mostram idade próxima a  $2718 \pm 13$  Ma (idade obtida a partir de relações de contato) e Bom Sucesso por Quéméneur *et al.* (2003), que os dataram em 2708 Ma (Rb-Sr). O Granitóide Rio do Amparo é descrito por Carneiro *et al.* (2007) como um ortognaiss porfirítico de afinidade cálcio-alcalina, meso- a leucocrático, de cores cinza a esbranquiçado, que encontra-se metamorfizado em fácies anfibolito-granulito. Dependendo da intensidade da deformação sofrida, apresenta foliação metamórfica/tectônica que pode variar de sutil à até fortemente milonítica. Usando o método Sm-Nd, Paciullo *et al.* (2007) encontraram uma idade modelo de 2883 Ma (idade de extração do protólito ígneo). O Granitóide Bom Sucesso tem as mesmas feições petrográficas do Granitóide Rio do Amparo, apresenta-se incipientemente gnaissificado e foi datado por Quéméneur *et al.* (2003) em 2708 Ma (isócrona Rb-Sr). Em ambos são descritos a presença de ortopiroxênio na composição da rocha, o que leva a entender que sejam rochas charnockíticas.



Quéméneur *et al.* (2003) descrevem um corpo de gnaiss que ocorre em uma faixa estreita e orientada EW, entre a Serra de Bom Sucesso e a Fazenda São Sebastião, com comprimento de 15 km. O gnaiss é uma rocha leucocrática com cristais de feldspato potássico medindo de 3 a 6 cm, denominado metagranitoide Capela São Francisco. Este corpo ainda não foi datado, porém devido às relações de contato são considerados como corpos arqueanos, e são relacionados aos corpos graníticos de cerca de 2700 Ma, ricos em potássio, descritos por Romano *et al.* (2013) no sul do Cráton São Francisco.

No contato entre as rochas do metagranitoide Capela São Francisco com as rochas ultramáficas descritas anteriormente foram observados pequenos nódulos de muscovita que correspondem a possíveis pseudomorfos de andaluzita (Figura 4). Isto sugere que o metagranitoide Capela São Francisco já existia quando ocorreu a intrusão ultramáfica, levando ao crescimento dos nódulos no gnaiss por metamorfismo de contato.



**Figura 4.** (A) Ocorrência de nódulos de muscovita (possíveis pseudomorfos de andaluzita) no contato entre o metagranitoide Capela São Francisco e a metaultramáfica. O círculo mostra um nódulo. (B) Detalhe de um nódulo de hábito prismático.

## MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de determinar o contexto geológico de inserção e os aspectos petrográficos e litogeoquímicos das rochas investigadas, foi desenvolvida uma etapa de levantamento bibliográfico sobre a área, seguida de planejamento e levantamento geológico na região de estudo. Nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG), foram feitas 78 seções delgadas de rochas utilizadas nos estudos petrográficos em microscópio, bem como a pulverização em moinho de panelas de tungstênio para estudos litoquímicos do material selecionado a partir da petrografia. Foram enviadas 30 amostras de rocha pulverizada ao Laboratório SGS-Geosol (Vespasiano-MG), onde, após fusão com metaborato de lítio e digestão nítrica diluída, os elementos maiores e cinco elementos traços (Ba, Nb, Sr, Y, Zr) foram analisados por ICP-OES (Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Indutivamente Acoplado) e nove

outros traços, em conjunto com quatorze elementos terras-raras, foram analisados por ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado). Os limites de detecção foram geralmente em torno 0,01% para os óxidos maiores e 1 ppm para os demais. A precisão das análises está no intervalo 1-2% do RSD (desvio padrão relativo) e a perda ao fogo ocorreu por diferença de massa após aquecimento a 1.000°C. Em seguida, para análise dos dados geoquímicos obtidos, foi utilizado o programa Geoplot (Zhou & Li, 2006), um suplemento para Microsoft Excel.

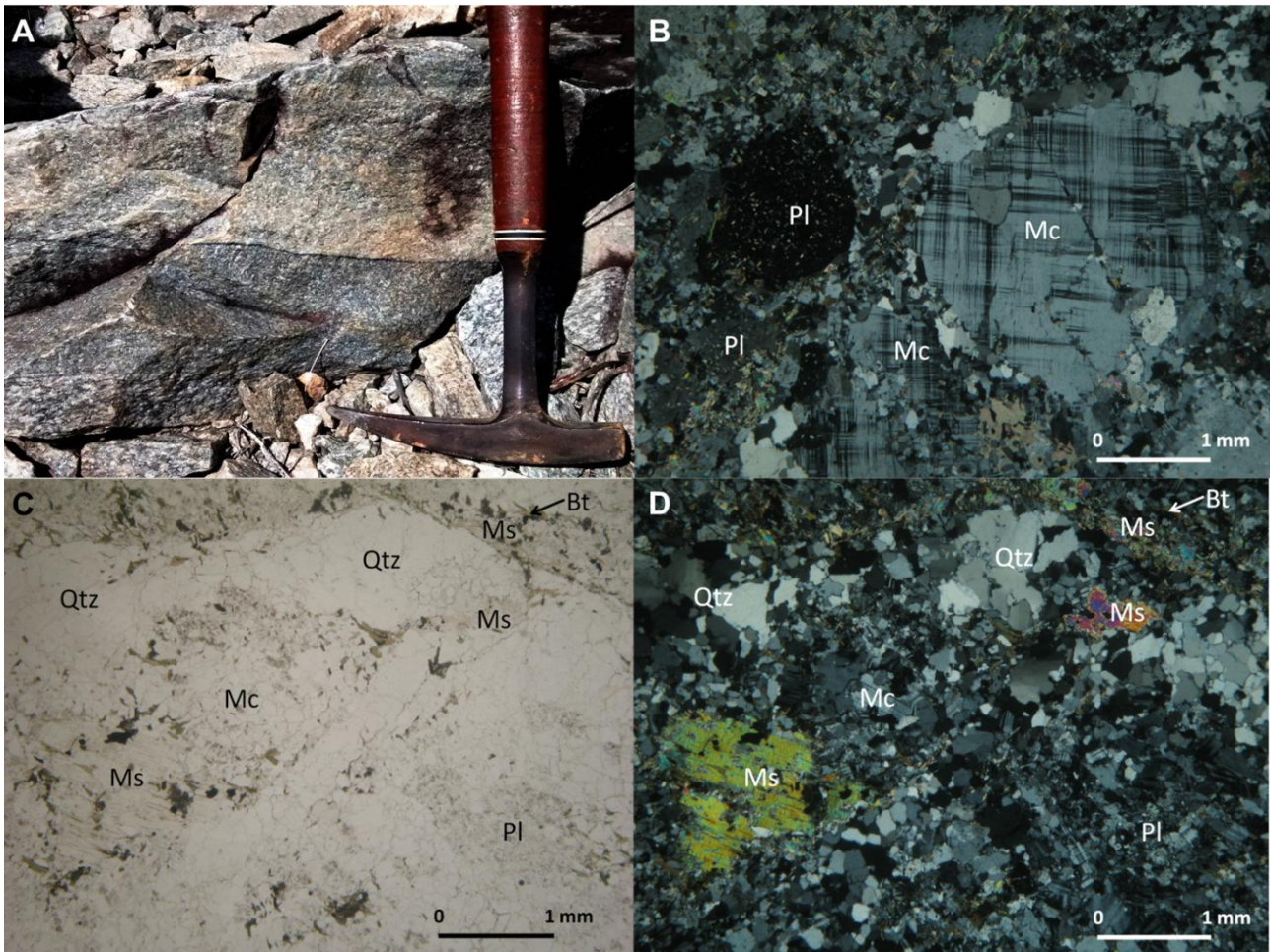
## **RESULTADOS**

### **PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA**

A partir das amostras coletadas em campo, foi possível diferenciar petrográfica e litoquimicamente cinco unidades geológicas: biotita-muscovita gnaïsse, metaenderbito/metacharnoenderbito Babilônia, metacharnockito/metacharnoenderbito Rio do Amparo-Bom Sucesso, metagranitoide Capela São Francisco, metaultramáfica-metanorito/metagabronorito, além de duas gerações de diques máficos.

### **BIOTITA-MUSCOVITA GNAÏSSE**

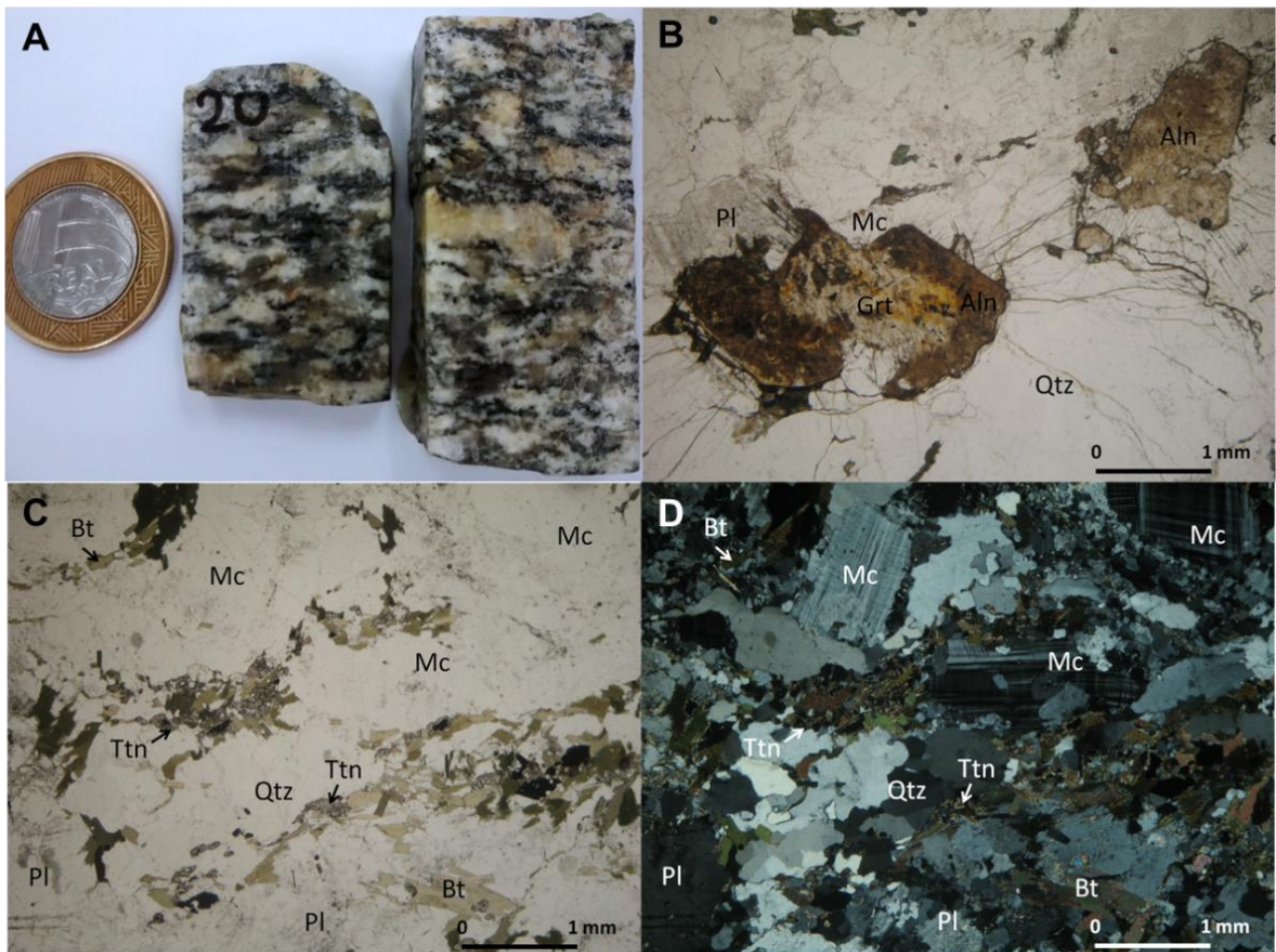
Esta unidade é encontrada na porção sudeste da área. Macroscopicamente, é uma rocha bandada (Figura 5A). Microscopicamente a rocha apresenta textura granoblástica (Figura 5C e D) a granolepidoblástica, com foliação marcada pelos minerais félsicos e máficos. O mineral mais abundante é o quartzo e seus cristais encontram-se recristalizados com extinção ondulante, eventualmente aparecendo no formato de fita. O contato entre os grãos varia de interlobado a poligonal. A microclina ocorre junto ao quartzo, como agregados minerais na matriz da rocha e também como porfiroclasto. O plagioclásio em sua maioria encontra-se saussuritizado, e também aparece como porfiroclasto (Figura 5B). A muscovita aparece junto com a biotita marcando a foliação e alguns cristais maiores são observados na porção félsica, sem orientação aparente. Como acessórios, é possível observar titanita, zircão, apatita e opacos. Esta unidade pode ser classificada como biotita-muscovita gnaïsse.



**Figura 5.** (A) Amostra macroscópica do gnaiss, mostrando seu caráter bandado. (C) e (D) Fotomicrografias do aspecto geral da unidade em sob polarizadores descruzados (C) e polarizadores cruzados (D). (B) Detalhe dos porfiroclastos de microclina e plagioclásio sob polarizadores cruzados. Qtz – Quartzo, Mc – Microclina, Pl – Plagioclásio, Ms – Muscovita, Bt – Biotita.

## METAGRANITOIDE CAPELA SÃO FRANCISCO

Correspondendo às intrusões potássicas arqueanas descritas por Romano *et al.* (2013), Quéméneur *et al.* (2003) o descrevem como Gnaiss Granítico Capela São Francisco. Macroscopicamente é uma rocha mesocrática a leucocrática, com textura granolepidoblástica e foliação marcada pelos minerais máficos (Figura 6A). Microscopicamente é constituído pelos seguintes minerais: quartzo, microclina, plagioclásio e biotita (Figura 6C e D). Os acessórios são granada, cordierita, apatita, zircão e raramente muscovita. Allanita ocorre substituindo a granada (Figura 6B). O quartzo aparece com extinção ondulante e com contatos variando de interlobados a poligonais. Microclina e plagioclásio compõem agregados granoblásticos na rocha e às vezes aparecem como porfiroclastos. A microclina pode apresentar textura mirmequítica em sua borda e o plagioclásio aparece saussuritizado. A biotita marca uma foliação incipiente e, por vezes, encontra-se cloritizada.



**Figura 6.** (A) Amostra macroscópica da unidade. (C) e (D) Aspecto geral da unidade em fotomicrografia com polarizadores descruzados (C) e polarizadores cruzados (D). (B) Detalhe da granada alterando para allanita em polarizadores descruzados. Qtz – Quartzo, Mc – Microclina, Pl – Plagioclásio, Bt – Biotita, Ttn – Titanita, Aln – Allanita, Grt – Granada.

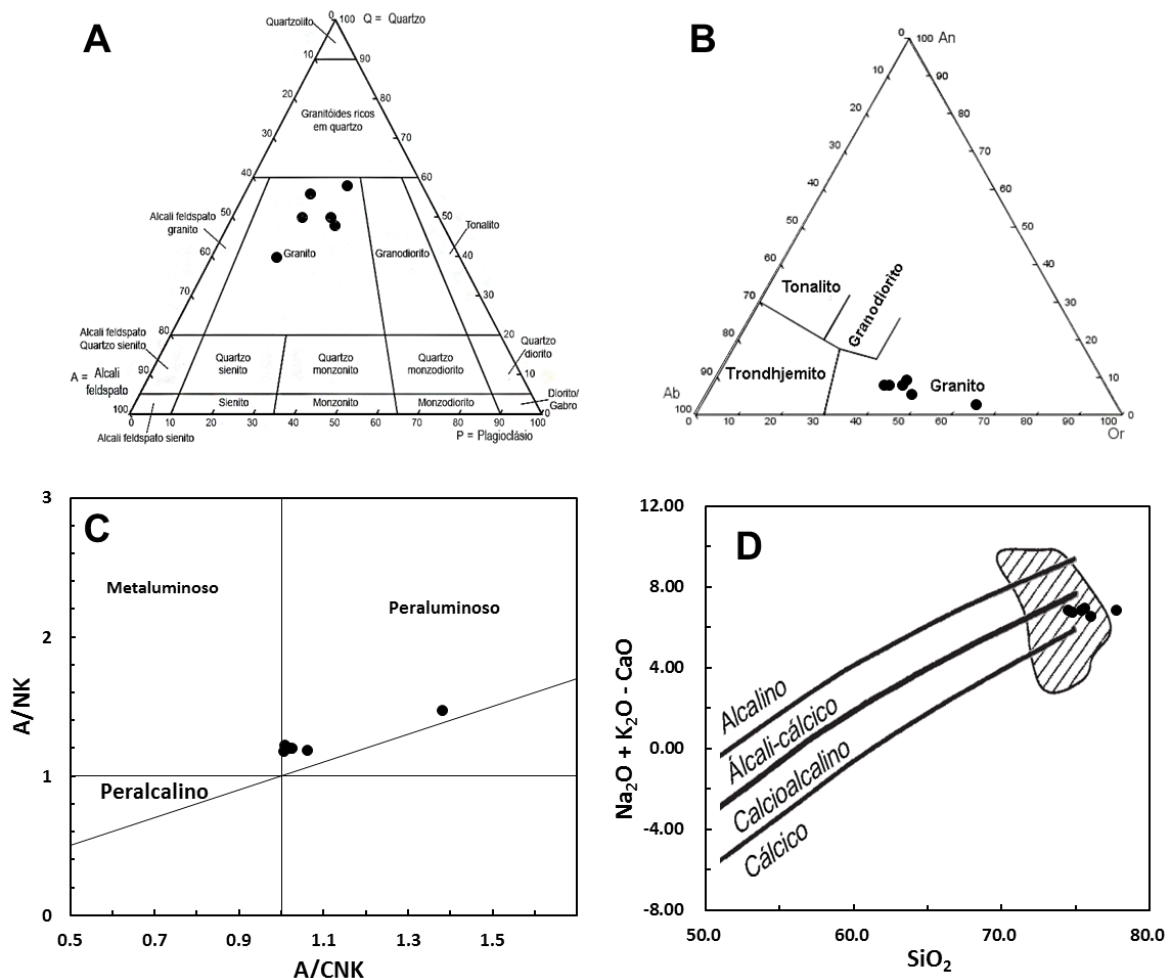
No diagrama modal QAP (Figura 7A), o metagranitoide Capela São Francisco é classificado como granito.

A tabela 1 apresenta os dados analíticos de elementos maiores (% em peso), traços e terras-raras (ppm) de 6 amostras do metagranitoide Capela São Francisco. Nela estão apresentados também os seus dados da norma CIPW.

**Tabela 1.** Composição representativa dos elementos maiores, norma CIPW, traços e terras raras das amostras do Metagranitoide Capela São Francisco ocorrentes na região estudada (óxidos em % em peso; traços e terras-raras em ppm).

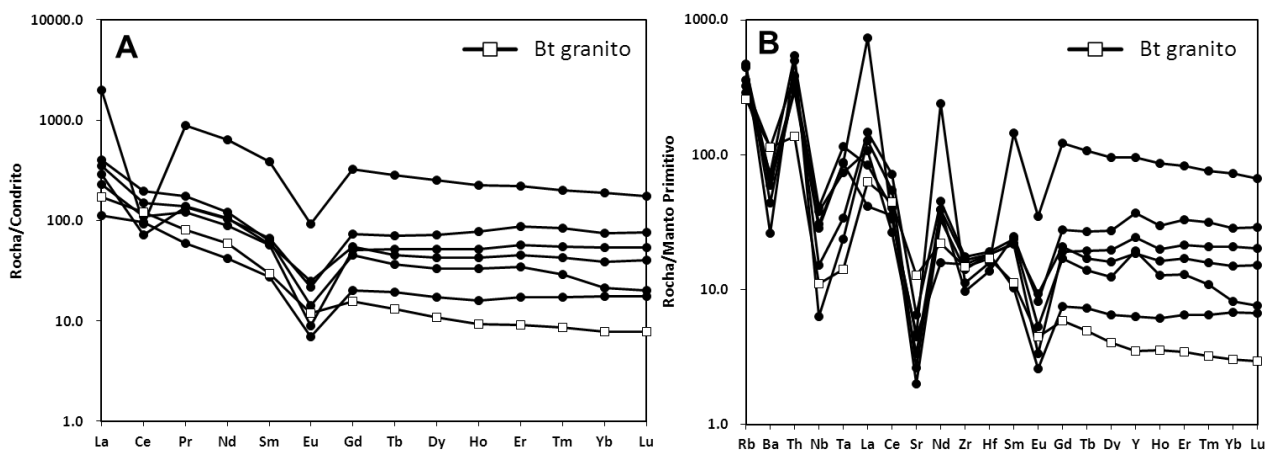
Metagranitoide Capela São Francisco						
	CSF1	CSF2	CSF3	CSF4	CSF5	CSF6
Elementos Maiores						
SiO <sub>2</sub>	76,00	74,81	77,75	75,60	75,39	74,52
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,23	0,26	0,28	0,34	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,89	12,42	11,55	12,56	13,03	12,89
FeO <sub>T</sub>	1,51	1,38	1,74	1,76	2,04	1,61
MgO	0,22	0,23	0,26	0,30	0,25	0,32
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
CaO	0,96	0,97	0,62	1,01	0,33	1,22
K <sub>2</sub> O	3,96	4,19	4,44	4,56	5,31	4,70
Na <sub>2</sub> O	3,52	3,54	3,01	3,37	1,88	3,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	0,47	0,59	0,63	0,66	2,04	0,47
Total	98,82	98,42	100,32	100,18	100,68	99,42
Norma CIPW						
Q	37,61	35,66	40,47	34,97	42,34	33,39
C	0,17	0,40	0,74	0,37	3,79	0,24
Or	23,80	25,31	26,32	27,08	31,81	28,07
Ab	30,29	30,62	25,55	28,66	16,13	28,57
An	4,57	4,65	2,89	4,71	1,26	5,72
Hy(MS)	0,56	0,59	0,65	0,75	0,63	0,81
Hy(FS)	2,50	2,22	2,81	2,82	3,25	2,56
Il	0,41	0,45	0,50	0,53	0,66	0,52
Ap	0,10	0,10	0,07	0,12	0,14	0,14
Elementos Traço						
Rb	283,20	216,20	275,80	265,30	173,50	195,30
Ba	289,00	394,00	172,00	444,00	482,00	750,00
Sr	67,00	93,00	40,00	89,00	52,00	129,00
Zr	102,00	118,00	148,00	162,00	174,00	183,00
Nb	25,01	18,70	26,95	20,04	4,13	9,98
Y	158,78	410,13	104,82	27,26	80,14	82,72
Ni	12,00	11,00	12,00	13,00	15,00	8,00
Co	132,10	112,40	139,10	137,10	128,60	160,30
Hf	3,87	4,46	5,14	5,19	5,17	5,40
Ta	2,72	3,23	4,23	3,20	0,88	1,25
Th	26,50	23,50	39,60	24,70	43,30	30,80
U	11,33	7,49	12,18	14,20	5,22	5,76
Elementos Terras Raras						
La	69,00	475,60	54,50	26,80	82,30	95,00
Ce	44,40	56,30	67,70	59,10	91,50	119,50
Pr	12,80	84,19	11,42	5,65	13,19	16,73
Nd	48,60	297,60	41,40	19,70	49,00	56,70
Sm	10,10	58,90	8,80	4,20	8,90	9,60
Eu	1,26	5,36	0,52	0,40	1,44	0,82
Gd	15,01	66,70	10,39	4,10	11,36	9,23
Tb	2,66	10,54	1,93	0,72	1,69	1,37
Dy	18,38	64,11	13,22	4,39	10,83	8,37
Ho	4,42	12,81	2,95	0,91	2,42	1,89
Er	14,53	36,14	9,40	2,84	7,46	5,70
Tm	2,15	5,12	1,41	0,44	1,08	0,74
Yb	12,60	32,20	9,20	3,00	6,60	3,60
Lu	1,95	4,48	1,37	0,45	1,03	0,51

Os dados (% em peso) de elementos maiores mostram que o metagranitoide possui entre 74 e 78% de SiO<sub>2</sub>, entre 11 e 13% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>T</sub> menor que 3%, CaO menor que 1,4% e MgO menor que 0,4%. São ricos em potássio (K<sub>2</sub>O entre 3,5% e 5,4%) e sódio (Na<sub>2</sub>O até 3,6%). No diagrama normativo An-Ab-Or (Figura 7B) são confirmados como granito. São rochas peraluminosas de acordo com o diagrama ACNK-ANK (Figura 7C), feição corroborada pela presença de coríndon normativo em todas as amostras. De acordo com o diagrama MALI (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – CaO) *versus* sílica (Figura 7D), são rochas calcioalcalinas que plotam no campo dos leucogranitos peraluminosos de Frost *et al.* (2001).



**Figura 7.** (A) Diagrama modal QAP (Streckeisen, 1974A). (B) Diagrama normativo An-Ab-Or (Barker, 1979). (C) Diagrama ACNK-ANK (Maniar & Piccoli, 1989). (D) Diagrama MALI x Sílica com o campo dos leucogranitos peraluminosos (Frost *et al.*, 2001).

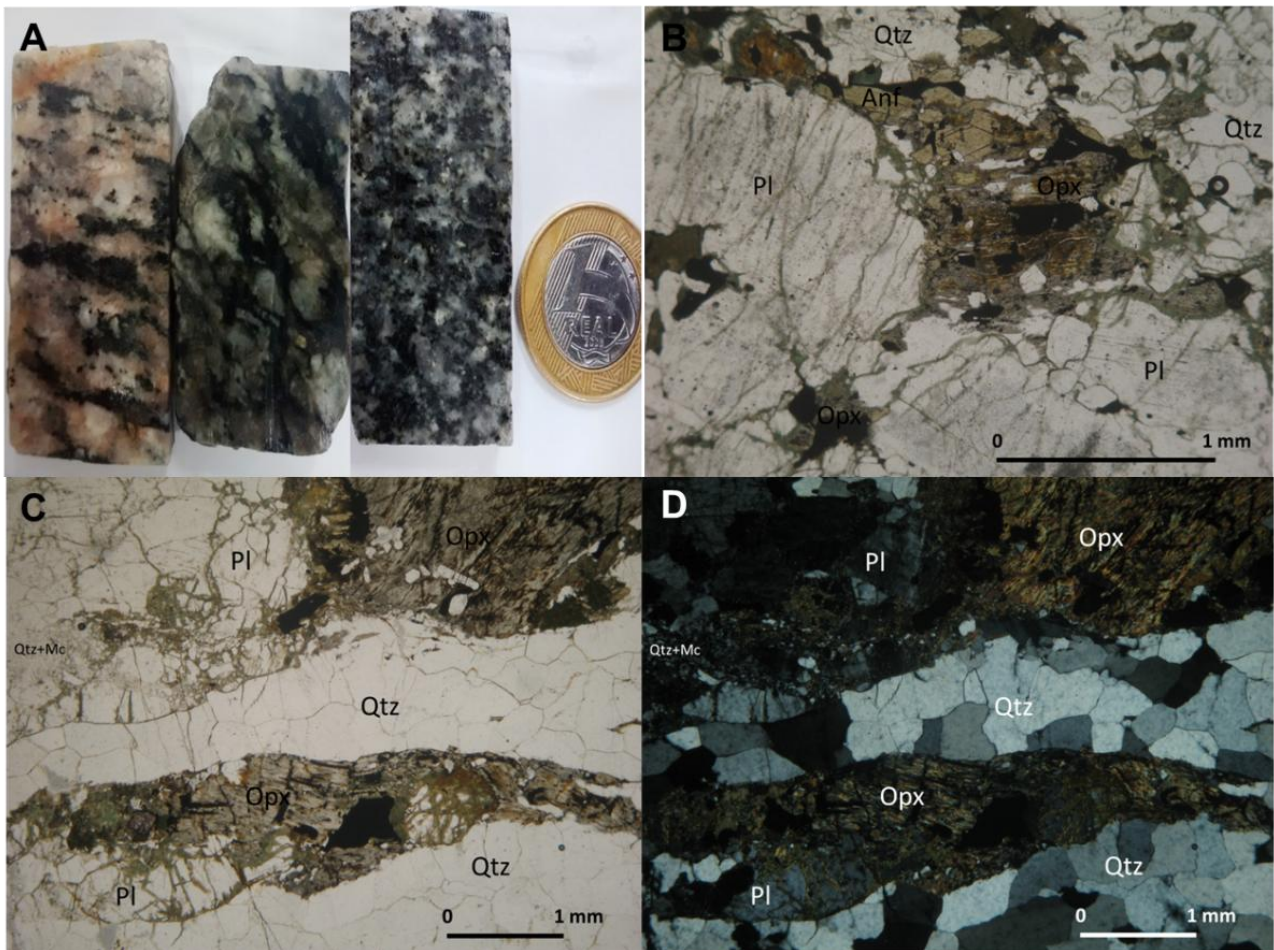
O diagrama de elementos terras-raras normalizados ao condrito (Figura 8A) mostra similaridade nos padrões das amostras. O metagranitoide Capela São Francisco guarda fracionamento das terras-raras leves (ETRL) em relação às pesadas (ETRP), com anomalia negativa de Ce na maioria das amostras, provavelmente devida à elevada fugacidade de  $O_2$  no magma original que teria oxidado o  $Ce^{3+}$  para  $Ce^{4+}$ , este último tendo deixado o magma. Há forte anomalia negativa de Eu em todas as amostras, possivelmente explicada pela não fusão do plagioclásio cálcico da rocha fonte (possivelmente a fonte seria o biotita-muscovita gnaiss anteriormente descrito) durante a anatexia que gerou o metagranitoide. No diagrama de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo (Figura 8B), as anomalias negativas de Ba e Sr seguem a mesma interpretação para a anomalia de Eu. Anomalias negativas de Nb e Ta podem ser geradas devido à inexistência destes elementos na fonte ou pela retenção de ilmenita na fonte. Uma leve anomalia positiva de Y é atribuída a presença de granada na rocha. É possível observar semelhanças entre os padrões de ETR e de elementos incompatíveis desta unidade com a média dos dados do grupo de biotita granitos e granitos a duas micas neoarqueanos descritos por Laurent *et al.* (2014).



**Figura 8.** Aracnogramas de elementos terras-raras (A), normalizado ao condrito segundo Sun & MacDonough (1989), e de elementos incompatíveis (B), normalizado ao Manto primitivo segundo MacDonough & Sun (1995), para os metagranitoides Capela São Francisco. A média dos dados de biotita granitos e granitos a duas micas compilados de Laurent *et al.* (2014) está apresentada para comparação.

## **METACHARNOCKITO/METACHARNOENDERBITO RIO DO AMPARO-BOM SUCESSO**

O tratamento petrográfico e litoquímico a seguir descrito permitiu o agrupamento do Granitóide de Bom Sucesso descrito por Quéméneur *et al.* (2003), com seu semelhante, o Granitóide Rio do Amparo definido nas adjacências da região estudada (Carneiro *et al.*, 2007; Paciullo *et al.*, 2007). Macroscopicamente trata-se de uma rocha mesocrática a leucocrática de granulação variando de média a grossa e com foliação incipiente (Figura 9A). Microscopicamente são constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, com porções de anfibólio, biotita e ortopiroxênio (Figura 9C e D). Como acessório, é possível observar titanita, zircão, opacos e raramente granada. A presença de restos de ortopiroxênio classifica as rochas como charnockitóides. O quartzo apresenta extinção ondulante e o contato entre os grãos varia de interlobado a poligonal e ele aparece alongado, em forma de “fita”. A microclina, junto com o quartzo, aparece como agregados granoblásticos. O plagioclásio em sua maioria encontra-se saussuritizado. O anfibólio aparece, juntamente com uma massa de quartzo e opacos, substituindo o ortopiroxênio ao longo da foliação (Figura 9B). A biotita, quando presente, também marca a foliação da rocha.



**Figura 9.** (A) Amostra macroscópica da unidade. (C) e (D) Aspecto geral da unidade em fotomicrografia com polarizadores descruzados (C) e polarizadores cruzados (D), detalhe para o quartzo alongado em forma de “fita”. (B) Detalhe do anfibólio substituindo ortopiroxênio em polarizadores descruzados. Qtz – Quartzo, Pl – Plagioclásio, Mc – Microclina, Opx – Ortopiroxênio, Anf – Anfibólio.

No diagrama modal QAP (Figura 10A), a unidade é classificada como granito e granodiorito e, por possuir ortopiroxênio em sua composição, seus litotipos são chamados de charnockito e charnoenderbito respectivamente.

A tabela 2 apresenta os dados analíticos de elementos maiores (% em peso), traços e terras-raras (ppm) de 8 amostras da unidade. Nela estão apresentados também os seus dados da norma CIPW.

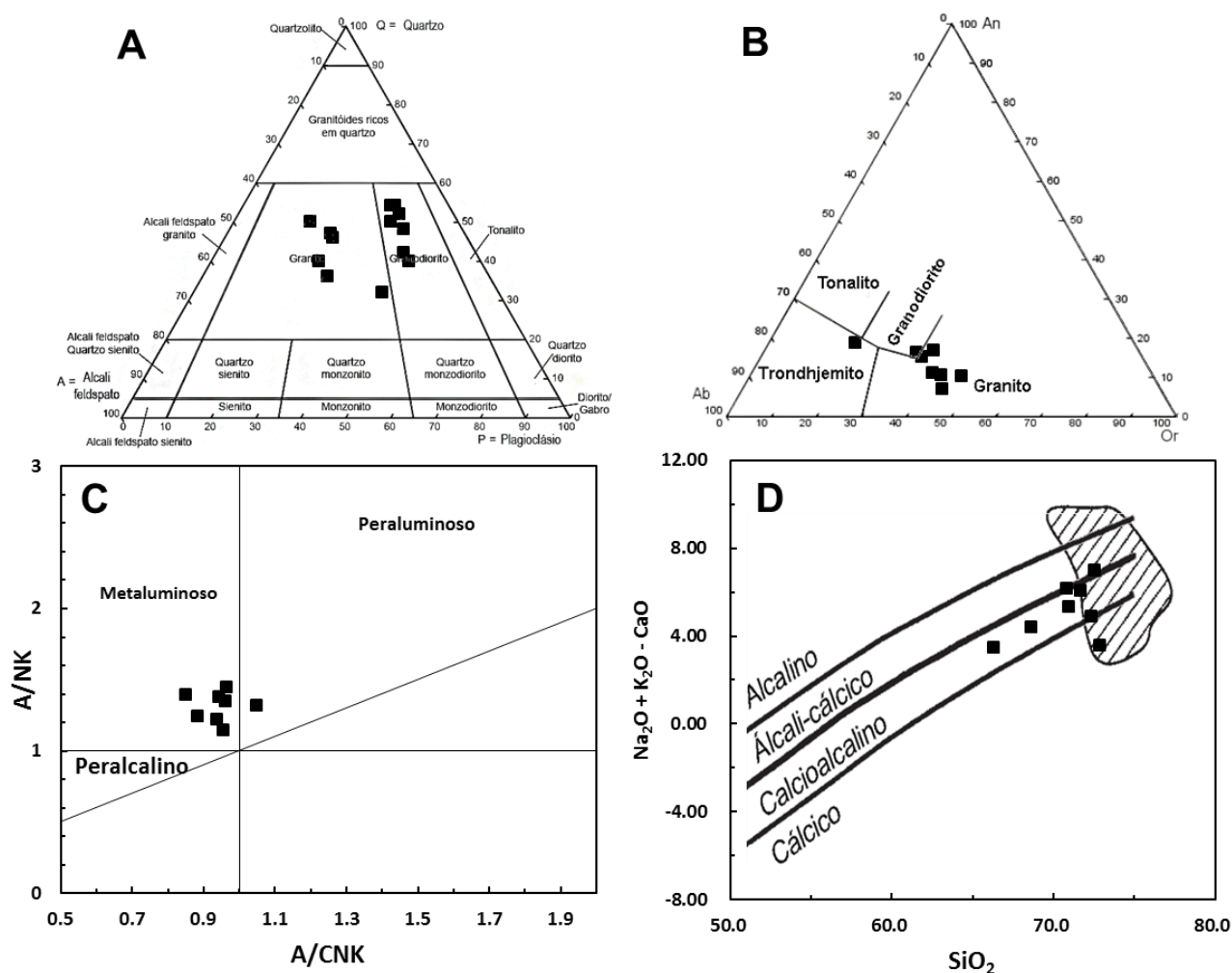


**Tabela 2.** Composição representativa dos elementos maiores, norma CIPW, traços e terras raras das amostras do Metacharnockito/Metacharnoenderbitio Rio do Amparo-Bom Sucesso ocorrentes na região estudada (óxidos em % em peso; traços e terras-raras em ppm).

Metacharnockito/Metacharnoenderbitio Rio do Amparo-Bom Sucesso								
	RABS1	RABS2	RABS3	RABS4	RABS5	RABS6	RABS7	RABS8
Elementos Maiores								
SiO <sub>2</sub>	70,96	72,57	72,34	70,84	68,66	66,30	72,86	71,70
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,40	0,50	0,66	0,93	1,39	0,76	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,62	12,44	12,78	12,52	12,62	12,23	12,59	12,98
FeO <sub>T</sub>	4,18	2,61	3,28	3,09	5,05	7,10	4,52	2,93
MgO	0,46	0,21	0,33	0,64	0,83	0,95	0,64	0,55
MnO	0,03	0,01	0,03	0,01	0,05	0,06	0,01	0,02
CaO	2,26	1,20	2,09	1,71	2,30	3,07	2,38	1,38
K <sub>2</sub> O	4,11	4,64	3,56	4,82	3,32	3,55	1,83	4,17
Na <sub>2</sub> O	3,49	3,54	3,42	3,06	3,39	3,00	4,09	3,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,06	0,12	0,15	0,26	0,47	0,21	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	0,34	0,50	0,56	0,54	0,63	0,16	0,88	0,66
Total	99,31	98,20	99,01	98,04	98,05	98,28	100,79	98,16
Norma CIPW								
Q	27,90	30,59	32,43	29,32	28,03	24,71	33,42	31,99
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,87
Or	24,54	28,07	21,37	29,22	20,14	21,38	10,83	25,28
Ab	29,84	30,67	29,40	26,55	29,45	25,87	34,65	28,21
An	6,70	4,45	9,15	6,35	9,67	9,60	10,45	6,35
Di(FS)	2,59	0,95	0,44	0,83	0,20	1,94	0,00	0,00
Di(MS)	0,52	0,14	0,08	0,33	0,06	0,48	0,00	0,00
Hy(MS)	0,92	0,47	0,80	1,48	2,09	2,19	1,60	1,41
Hy(FS)	5,28	3,74	5,10	4,28	7,93	10,03	7,07	4,86
Il	1,32	0,78	0,97	1,29	1,81	2,69	1,45	0,80
Ap	0,38	0,14	0,28	0,36	0,62	1,11	0,49	0,24
Elementos Traço								
Rb	76,10	125,00	85,00	146,20	110,50	67,30	80,50	245,00
Ba	1417,00	1133,00	1450,00	996,00	995,00	1191,00	473,00	1006,00
Sr	199,00	135,00	218,00	159,00	212,00	229,00	209,00	192,00
Zr	439,00	294,00	385,00	385,00	313,00	475,00	525,00	264,00
Nb	15,54	14,18	17,48	17,72	20,53	25,81	14,30	29,68
Y	34,65	33,07	29,73	30,02	48,56	58,08	29,81	38,15
Ni	14,00	12,00	20,00	17,00	17,00	10,00	14,00	16,00
Co	92,70	98,50	114,80	69,50	88,20	58,30	99,60	103,80
Hf	10,30	8,00	8,95	9,78	7,79	11,50	13,19	7,81
Ta	1,47	1,66	1,54	0,87	1,52	1,61	0,88	0,91
Th	8,40	17,50	11,90	19,90	14,30	2,80	15,40	32,50
U	0,59	7,55	1,00	1,38	2,45	1,55	1,43	2,31
Elementos Terras Raras								
La	73,90	64,40	103,50	107,20	49,20	82,50	101,70	78,20
Ce	122,10	111,70	199,20	198,60	100,10	162,80	200,90	137,50
Pr	12,68	11,74	18,25	20,26	12,41	18,67	19,20	14,22
Nd	46,70	41,90	62,60	68,80	49,00	72,10	64,90	48,70
Sm	8,20	7,70	10,00	11,40	10,40	14,60	10,30	9,10
Eu	1,81	1,40	1,97	0,98	1,66	2,20	1,13	1,10
Gd	7,72	7,01	8,08	9,24	9,86	13,17	8,88	9,29
Tb	1,14	1,08	1,10	1,27	1,53	2,00	1,19	1,44
Dy	6,69	6,19	6,04	6,43	9,16	11,67	6,04	7,90
Ho	1,30	1,23	1,10	1,19	1,82	2,22	1,10	1,44
Er	3,71	3,57	3,04	3,14	5,14	6,14	3,00	3,74
Tm	0,51	0,49	0,39	0,41	0,74	0,87	0,36	0,41
Yb	3,20	3,30	2,40	2,30	4,30	5,50	2,10	2,20
Lu	0,47	0,49	0,34	0,32	0,60	0,76	0,28	0,27

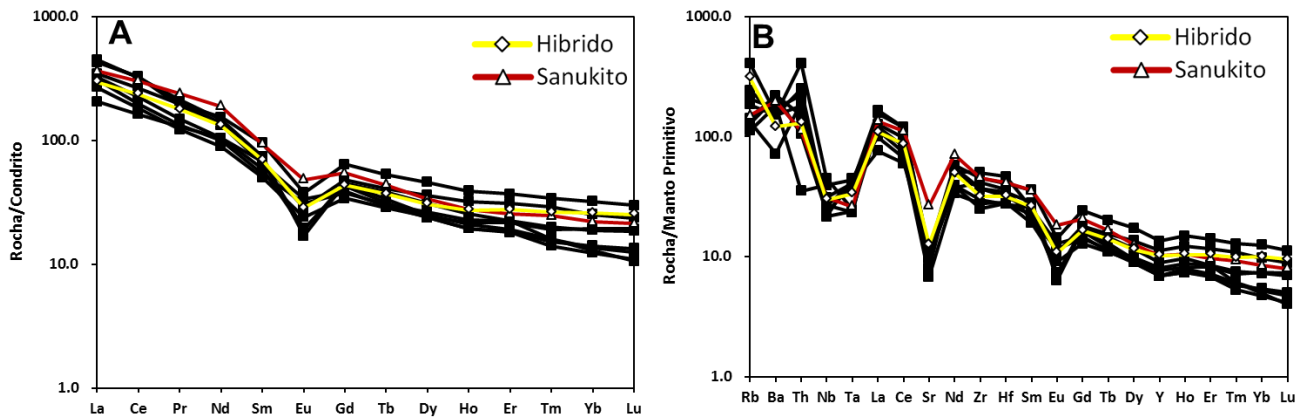
Os dados (% em peso) de elementos maiores mostram que a unidade possui entre 66 e 74% de SiO<sub>2</sub>, entre 12 e 13% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>T</sub> menor entre 2,5% e 7,5%, CaO menor que 3,1% e MgO menor que 1,0%. São ricos em potássio (K<sub>2</sub>O em torno de 4%) e sódio (Na<sub>2</sub>O entre 3,0% e 4,0%). Analisando os dados da norma CIPW, há coríndon normativo mínimo em apenas duas amostras e notável presença de diopsídio e hiperstênio normativos. No diagrama normativo An-Ab-Or (Figura 10B) estão entre o campo do granito, granodiorito e trondhjemito. São rochas metaluminosas de acordo com o diagrama ACNK-ANK (Figura 10C), com apenas uma amostra no campo das

peraluminosas. De acordo com o diagrama MALI *versus* sílica (Figura 10D), são majoritariamente calcioalcalinas.



**Figura 10.** (A) Diagrama modal QAP (Streckeisen, 1974A). (B) Diagrama normativo An-Ab-Or (Barker, 1979). (C) Diagrama ACNK-ANK (Maniar & Piccoli, 1989). (D) Diagrama MALI x Sílica com o campo dos leucogranitos peraluminosos (Frost *et al.*, 2001).

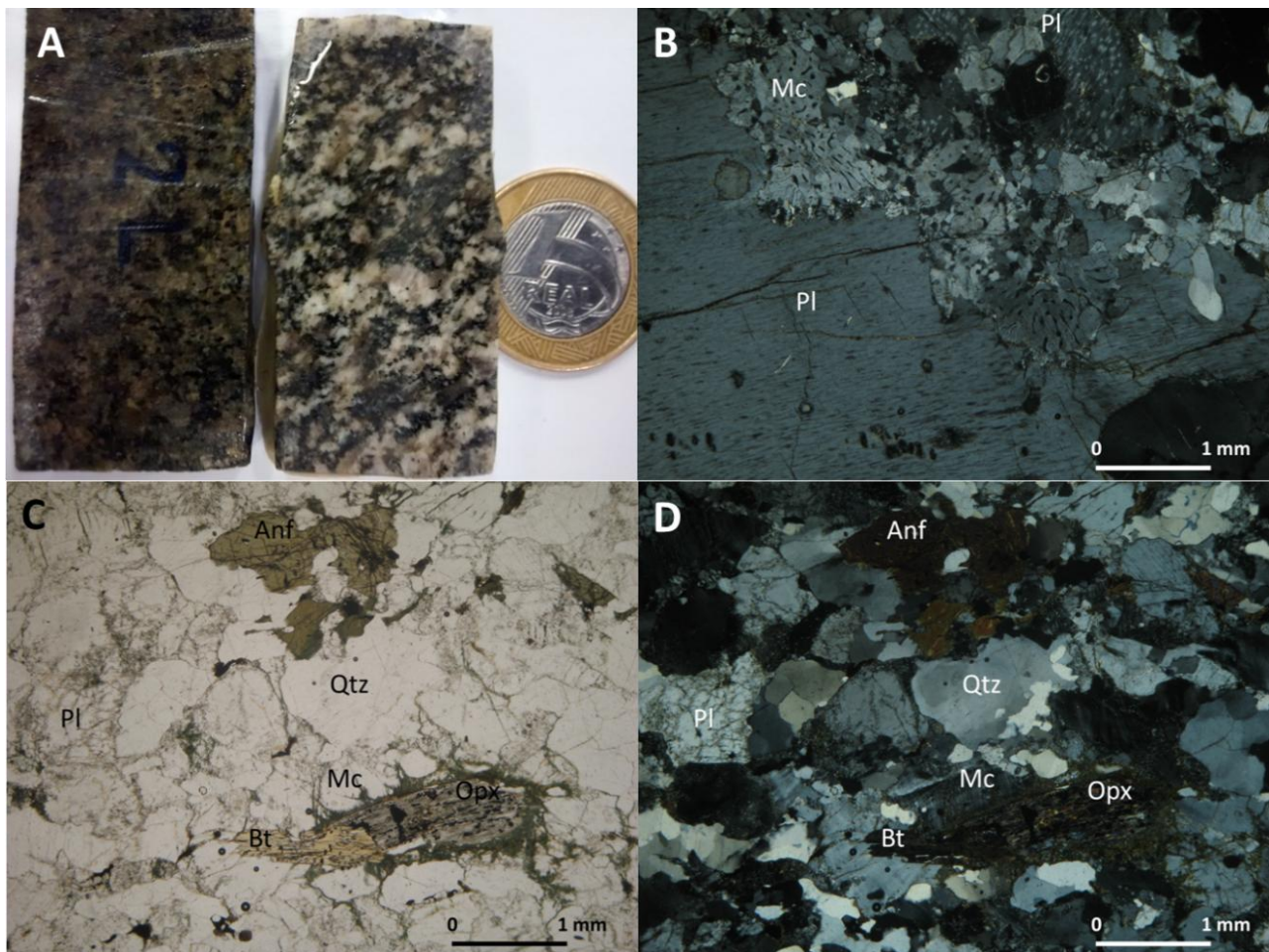
O diagrama de elementos terras-raras normalizados ao condrito (Figura 11A) mostra similaridade nos padrões das amostras, com fracionamento similar de ETRL e ETRP. Há anomalia negativa de Eu em todas as amostras, possivelmente explicada pela não fusão do plagioclásio cálcico da(s) rocha(s) fonte. No diagrama de elementos incompatíveis (Figura 11B) a anomalia negativa de Sr segue a mesma interpretação da anomalia de Eu. Anomalias negativas de Nb e Ta podem ter sido geradas devido à inexistência destes elementos na(s) fonte(s) ou pela retenção de ilmenita na(s) fonte(s). Uma leve anomalia negativa de Y é atribuída à retenção ou inexistência de granada na(s) fonte(s). É possível observar a semelhança entre os padrões de ETR e de elementos incompatíveis desta unidade com a média dos dados dos tipos sanukito e rochas híbridas descritos por Laurent *et al.* (2014).



**Figura 11.** Aracnogramas de elementos terras-raras (A), normalizado ao condrito segundo Sun & MacDonough (1989), e de elementos incompatíveis (B), normalizado ao Manto primitivo segundo MacDonough & Sun (1995), para os metacharnockitos/metacharnoenderbitos Rio do Amparo-Bom Sucesso. A média dos dados de sanukitos e granitóides híbridos compilados de Laurent *et al.* (2014) está apresentada para comparação.

## METAENDERBITO/METACHARNOENDERBITO BABILÔNIA

Esta unidade é composta por rochas mesocráticas de granulação variando de média a grossa, com orientação mineral mais ou menos acentuada (Figura 12A). Na porção sul da área, as rochas aparecem epidotizadas. Em lâmina é possível observar amostras de rochas quase isotrópicas, e também amostras deformadas e recrystalizadas. Os metaenderbitos e metacharnoenderbitos têm mineralogia composta por quartzo, plagioclásio, anfibólio, biotita e ortopiroxênio (Figura 12C e D). Nas amostras recrystalizadas, os ortopiroxênios são substituídos por anfibólio ou biotita. Entre os minerais acessórios pode-se citar monazita, zircão e minerais opacos. A microclina aparece em pequenas quantidades, e às vezes somente como acessório. O quartzo encontra-se recrystalizado apresentando extinção ondulante e com contatos entre os grãos variando de interlobado a poligonal. O plagioclásio encontra-se levemente saussuritizado e apresenta textura mirmequítica, quando em contato com a microclina. Em alguns casos o plagioclásio apresenta uma textura do tipo *bleb* (exsolução de feldspato potássico), provavelmente por permanecer durante muito tempo sobre a atuação de condições de fácies granulito (Mackenzie *et al.*, 1982), sob as quais aparecem pequenas bolhas no interior do plagioclásio (Figura 12B). O ortopiroxênio aparece disperso na lâmina. Anfibólio e biotita estão substituindo o ortopiroxênio e quando a rocha encontra-se deformada eles marcam a foliação com textura nematoblástica e lepidoblástica respectivamente. Localmente estas rochas mostram-se epidotizadas, motivo pelo qual sua coloração se torna esverdeada.



**Figura 12.** (A) Amostra macroscópica da unidade. (C) e (D) Fotomicrografia do aspecto geral das lâminas da unidade com polarizadores descruzados (C) e polarizadores cruzados (D). (B) Fotomicrografia com polarizadores cruzados mostrando as texturas do tipo *bleb* nos plagioclásio e mirmequítica no contato com microclina. Qtz – Quartzo, Pl – Plagioclásio, Mc –Microclina, Opx – Ortopiroxênio, Anf – Anfibólio.

No diagrama modal QAP (Figura 13A), a unidade é classificada como granodiorito e tonalito, entretanto, por possuir ortopiroxênio em sua composição, são chamados de charnoenderbito e enderbito respectivamente.

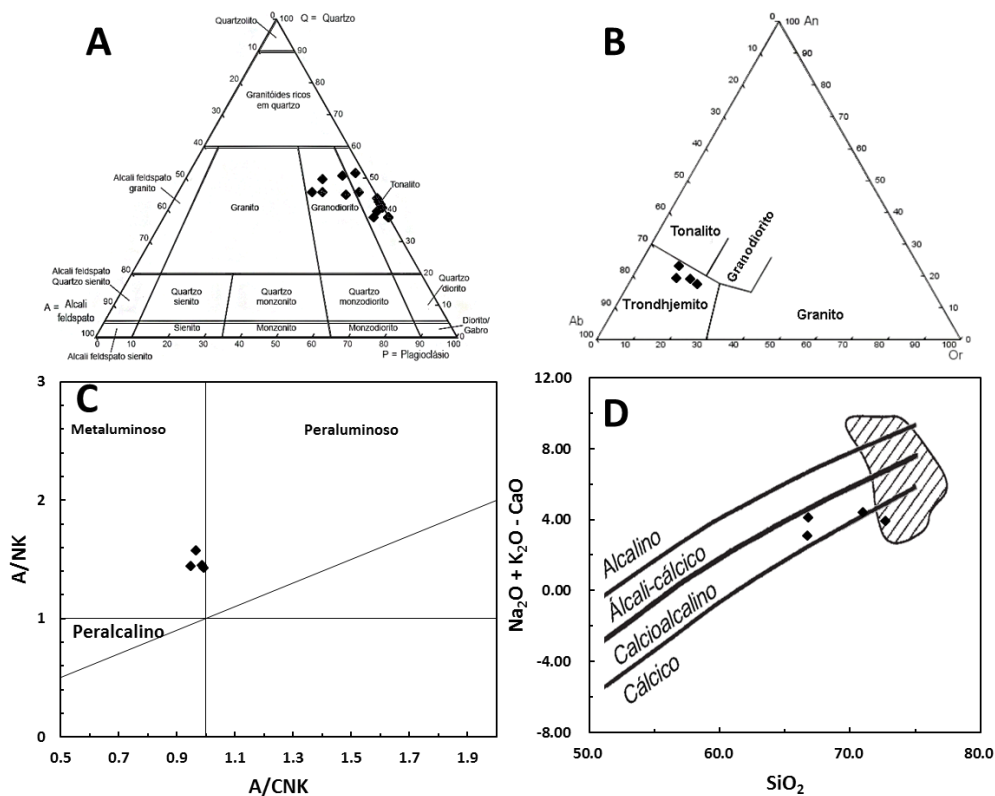
A tabela 3 apresenta os dados analíticos de elementos maiores (% em peso), traços e terras-raras (ppm) de 4 amostras da unidade. Nela estão apresentados também os seus dados da norma CIPW.

**Tabela 3.** Composição representativa dos elementos maiores, norma CIPW, traços e terras raras (óxidos em % em peso; traços e terras-raras em ppm).

Metaenderbitos/Metacharnoenderbitos Babilônia				
	B1	B2	B3	B4
Elementos Maiores				
SiO <sub>2</sub>	71,03	72,74	66,77	66,80
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,33	0,48	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,23	14,14	15,60	15,39
FeO <sub>T</sub>	2,45	1,86	3,18	3,01
MgO	0,78	0,76	1,21	1,08
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02
CaO	2,38	2,50	3,42	3,05
K <sub>2</sub> O	2,05	1,35	1,31	1,92
Na <sub>2</sub> O	4,73	5,05	5,18	5,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,07	0,28	0,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	0,59	0,51	1,41	1,06
Total	98,84	99,33	98,86	98,37
Norma CIPW				
Q	28,60	30,97	21,53	20,22
C	0,27	0,00	0,12	0,00
Or	12,33	8,07	7,94	11,66
Ab	40,74	43,25	44,98	45,40
An	11,02	12,07	15,54	13,25
Di(FS)	0,00	0,01	0,00	0,28
Di(MS)	0,00	0,01	0,00	0,19
Hy(MS)	1,98	1,91	3,09	2,68
Hy(FS)	3,88	2,92	5,20	4,64
Il	0,83	0,63	0,94	1,07
Ap	0,35	0,16	0,67	0,62
Elementos Traço				
Rb	48,40	21,40	22,10	19,90
Ba	1134,00	464,00	908,00	1523,00
Sr	452,00	473,00	1305,00	1479,00
Zr	205,00	137,00	240,00	295,00
Nb	4,42	5,23	4,27	5,12
Y	7,59	4,69	13,25	24,71
Ni	14,00	17,00	17,00	13,00
Co	96,00	133,30	50,10	67,00
Hf	5,20	3,82	5,20	6,62
Ta	0,58	0,82	0,30	0,48
Th	10,70	4,30	22,10	20,30
U	0,44	0,31	0,42	0,36
Elementos Terras Raras				
La	90,90	25,10	183,50	163,60
Ce	132,80	39,00	317,10	293,40
Pr	15,03	4,00	31,11	29,87
Nd	48,50	14,10	103,40	104,30
Sm	5,80	2,20	12,90	14,70
Eu	1,30	0,70	2,38	3,17
Gd	3,75	1,81	7,89	10,15
Tb	0,40	0,23	0,82	1,14
Dy	1,71	1,06	3,19	5,33
Ho	0,30	0,19	0,51	0,89
Er	0,73	0,46	1,20	2,25
Tm	0,09	0,06	0,12	0,27
Yb	0,50	0,30	0,70	1,40
Lu	0,07	0,05	0,09	0,18

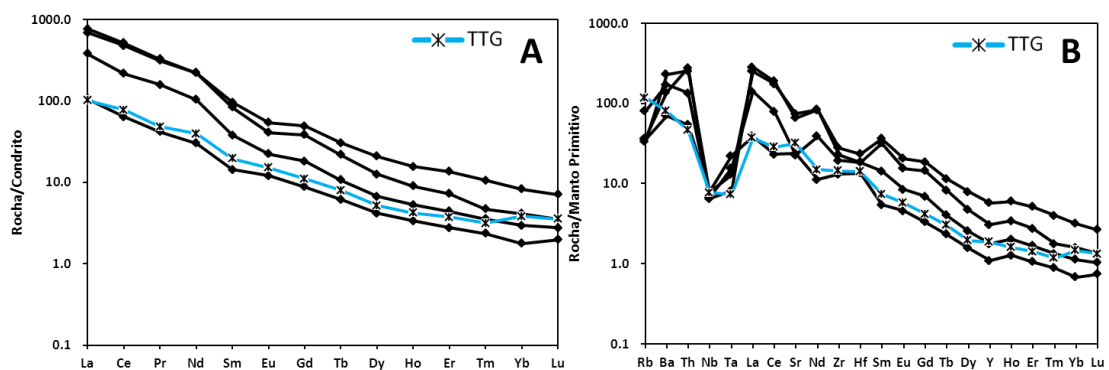
Os dados (% em peso) de elementos maiores mostram que a unidade possui entre 66,5 e 73% de SiO<sub>2</sub>, entre 14 e 16% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>T</sub> menor entre 1,5% e 3,5%, CaO menor que 3,5% e MgO menor que 1,3%. Não são ricos em potássio (K<sub>2</sub>O em torno de 2%) e possuem sódio elevado (Na<sub>2</sub>O em torno de 5,0%). Do ponto de vista normativo destaca-se nenhuma ou mínima presença de diopsídio normativo e elevada quantidade de hiperstênio. No diagrama normativo An-Ab-Or (Figura 13B) são classificados como trondhjemito. São rochas metaluminosas de acordo com o

diagrama ACNK-ANK (Figura 13C). De acordo com o diagrama MALI *versus* sílica (Figura 13D), variam de cálcicas a calcioalcalinas.



**Figura 13.** (A) Diagrama modal QAP (Streckeisen, 1974A). (B) Diagrama normativo An-Ab-Or (Barker, 1979). (C) Diagrama ACNK-ANK (Maniar & Piccoli, 1989). (D) Diagrama MALI x Sílica, com o campo dos leucogranitos peraluminosos (Frost *et al.*, 2001).

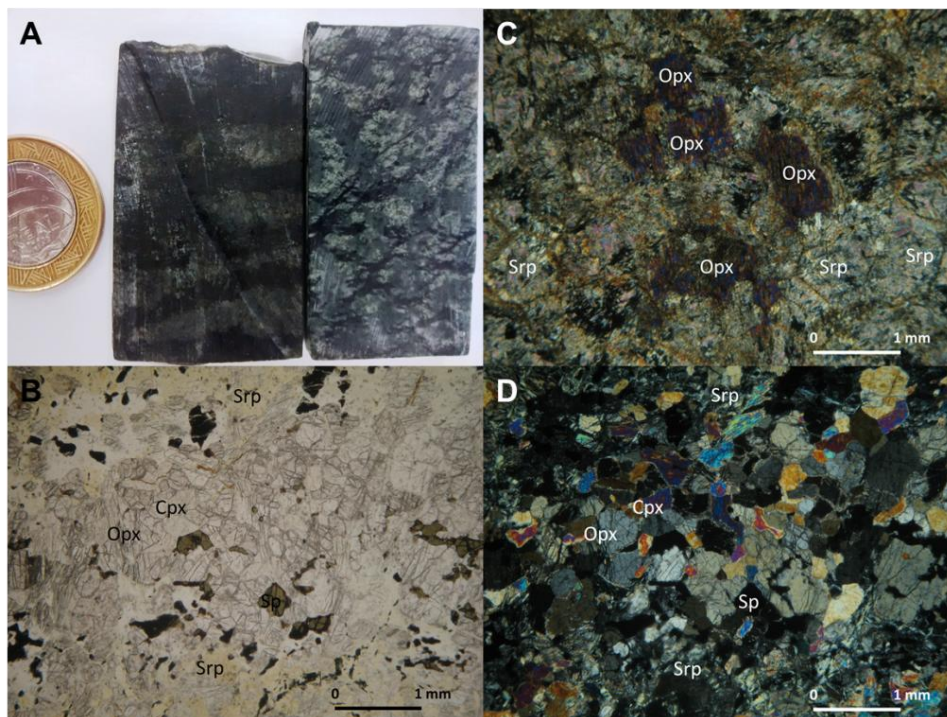
O diagrama de elementos terras-raras normalizados ao condrito (Figura 14A) mostra similaridade nos padrões das amostras. O metaenderbito/metacharnockito Babilônia guarda um fracionamento dos ETRL semelhante aos ETRP com nenhuma anomalia acentuada. Já o diagrama de elementos incompatíveis (Figura 14B) mostra anomalia acentuada de Nb e Ta. É possível observar semelhanças entre os padrões de ETR e de elementos incompatíveis desta unidade com a média dos dados do tipo TTG, descritos por Laurent *et al.* (2014).



**Figura 14.** Aracnogramas de elementos terras-raras (A), normalizado ao condrito segundo Sun & MacDonough (1989), e de elementos incompatíveis (B), normalizado ao Manto primitivo segundo MacDonough & Sun (1995), para os metaenderbitos/metacharnoenderbitos Babilônia. A média dos dados de TTG compilados de Laurent *et al.* (2014) está apresentada para comparação.

## METAULTRAMÁFICA

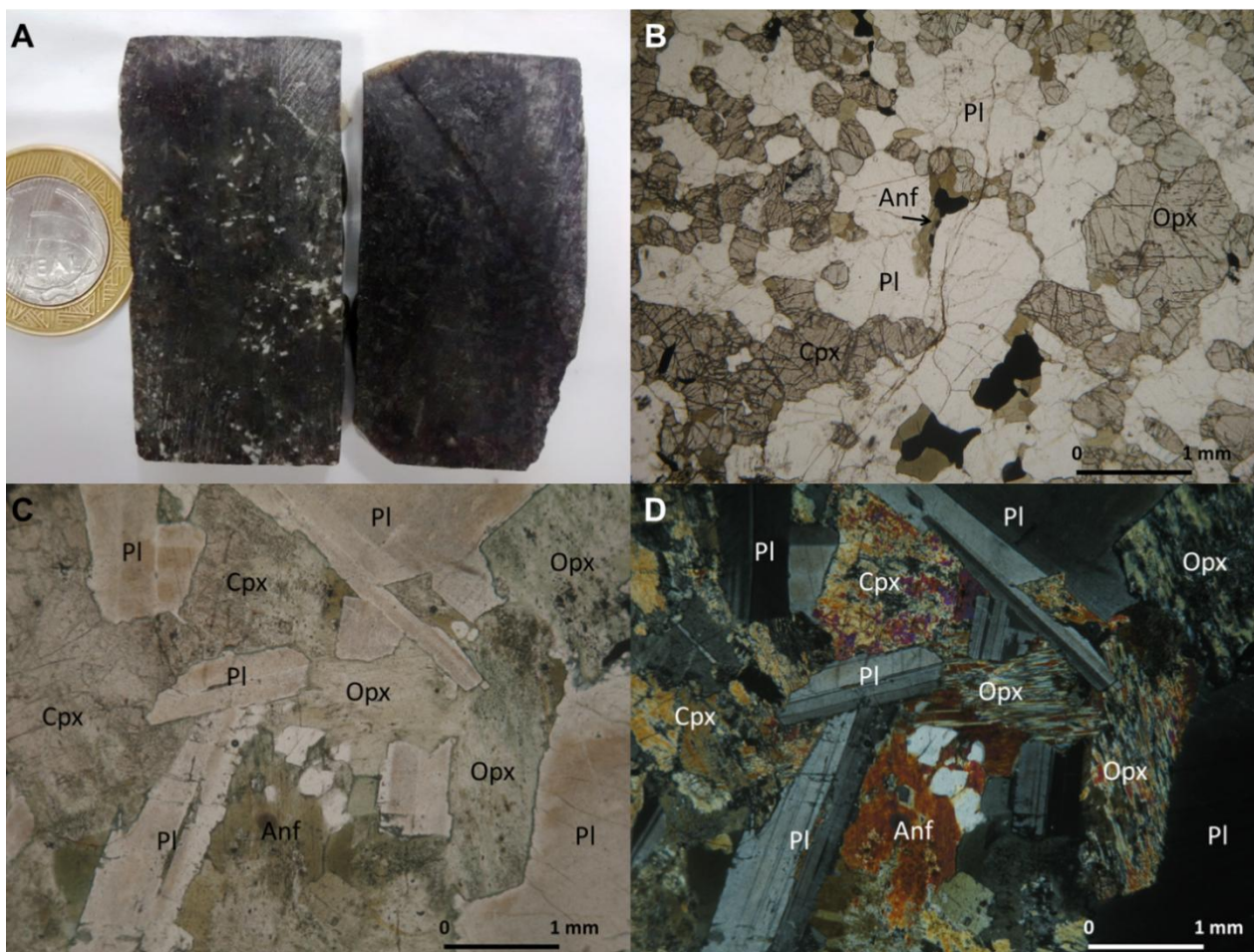
Esta unidade ocorre em pequenas porções na área de estudo, com aparente correlação com a Sequência máfica-ultramáfica acamadada Ribeirão dos Motas definida por Carneiro *et al.*, (2007) que aparece nas adjacências da área estudada. Mostra estrutura acamadada e textura cumulática, composta por bandas de piroxênio e bandas de olivina serpentinizada. Como acessórios é possível observar espinélio e minerais opacos (Figura 15). Pode ser classificada como metaperidotito.



**Figura 15.** (A) Amostra macroscópica da unidade. (B) e (D) Aspecto geral da unidade em fotomicrografia com polarizadores descruzados (B) e polarizadores cruzados (D), com cúmulus de olivina serpentinizada e cúmulus de piroxênio com espinélio. (C) Detalhe de pseudomorfos de olivina serpentinizada. Opx – Ortopyroxênio, Cpx – Clinopyroxênio, Srp – Serpentina, Sp – Espinélio.

## METANORITO/METAGABRONORITO

Os litotipos desta unidade foram descritos por Quéméneur *et al.* (2003) na região da Serra da Babilônia (Figura 16A) e ocorrem associados a rochas ultramáficas. Geralmente aparecem com textura ígnea preservada (Figura 16C e D), mas também são observadas porções recristalizadas (Figura 16B). Apresentam a seguinte mineralogia: plagioclásio, ortopyroxênio e clinopyroxênio em proporção relativa variável, e pequenas quantidades de anfibólio, biotita e quartzo. Como acessório encontram-se minerais opacos. Em virtude das proporções entre os piroxênios variarem, estas rochas podem corresponder às composições entre gabronorito e norito. O plagioclásio é maioria na unidade, anfibólio e biotita aparecem na borda dos piroxênios.



**Figura 16.** (A) Amostra macroscópica da unidade. (C) e (D) fotomicrografias da rocha com textura ígnea preservada com polarizadores descruzados (C) e polarizadores cruzados (D). (B) Fotomicrografia com polarizadores descruzados mostrando a rocha quando recristalizada. Opx – Ortopyroxênio, Cpx – Clinopyroxênio, Pl – Plagioclásio, Anf – Anfibólio.

Quimicamente 12 amostras foram analisadas, sendo 1 de rocha ultramáfica e 11 de rochas metanoríticas e metagabronoríticas (máficas) (Tabela 4). Elas não mostram indícios petrográficos de alteração hidrotermal e intempérica. As amostras de rocha máfica apresentaram valores de perda ao fogo em geral inferior a 1%, enquanto que para a amostra de rocha ultramáfica atinge valor de 10% em função do elevado grau de serpentinização.



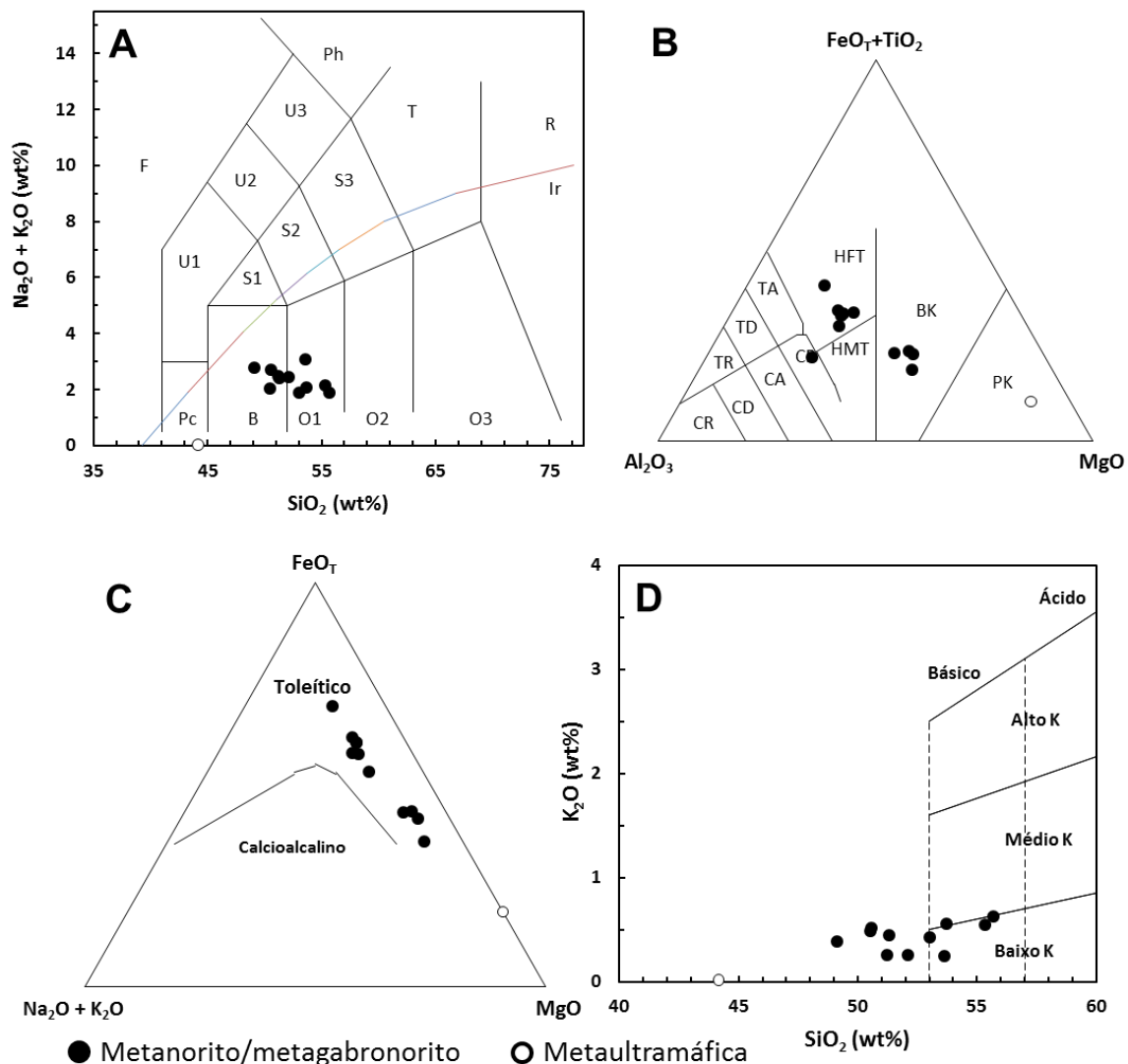
**Tabela 4.** Composição representativa dos elementos maiores, norma CIPW, traços e terras raras das amostras de rochas máficas e ultramáficas ocorrentes na região estudada (óxidos em % em peso; traços e terras-raras em ppm).

	Metaultramáfica	Metanoritos/Metagabronoritos										
	UM1	NGBN1	NGBN2	NGBN3	NGBN4	NGBN5	NGBN6	NGBN7	NGBN8	NGBN9	NGBN10	NGBN11
<b>Elementos Maiores</b>												
SiO <sub>2</sub>	44,15	55,36	53,63	51,24	52,13	55,71	53,05	50,61	50,55	49,16	51,32	53,76
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,63	1,02	1,56	1,26	0,38	0,48	0,87	0,48	1,90	1,03	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,37	11,09	11,77	13,18	12,76	15,64	11,11	14,48	11,40	13,53	13,19	11,55
FeO <sub>T</sub>	6,99	9,88	13,57	13,68	13,47	8,51	11,21	13,17	11,91	16,87	13,63	8,90
MgO	30,85	11,02	6,86	6,09	6,45	5,65	13,91	7,07	13,67	4,67	6,53	13,89
MnO	0,12	0,15	0,21	0,20	0,21	0,25	0,21	0,24	0,21	0,27	0,21	0,14
CaO	2,41	8,20	8,10	9,78	10,10	10,02	8,30	10,48	8,20	9,21	9,52	7,93
K <sub>2</sub> O	0,02	0,54	0,24	0,25	0,25	0,62	0,42	0,51	0,48	0,38	0,44	0,55
Na <sub>2</sub> O	0,01	1,61	2,83	2,23	2,17	1,24	1,46	2,20	1,54	2,38	1,97	1,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,09	0,15	0,08	0,11	0,10	0,13	0,09	0,22	0,17	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,15	0,05	0,03	0,02	0,21	0,20	0,00	0,19	0,00	0,01	0,27
PF	9,37	0,54	0,14	0,01	0,01	1,29	0,24	0,43	0,26	0,01	0,43	0,51
Total	98,79	99,22	98,51	98,40	98,91	99,63	100,69	100,19	98,98	98,60	98,45	99,46
Mg#	91,1	72,2	54,1	50,9	52,7	60,7	74,3	55,6	72,8	39,2	52,8	78,4
<b>Norma CIPW</b>												
Q	0,00	6,34	2,72	2,12	2,50	12,69	0,00	0,00	0,00	0,00	2,14	1,45
Or	0,13	3,24	1,44	1,50	1,50	3,74	2,48	3,02	2,88	2,28	2,65	3,29
Ab	0,09	13,83	24,35	19,18	18,57	10,70	12,32	18,66	13,23	20,43	17,01	13,03
An	13,27	21,76	19,02	25,64	24,61	35,95	22,47	28,20	23,12	25,47	26,37	23,38
Di(FS)	0,01	5,57	9,71	10,82	11,88	5,68	4,92	10,30	5,08	11,25	9,70	3,74
Di(MS)	0,05	10,08	8,06	8,22	9,50	5,93	9,68	8,97	9,25	5,30	7,63	9,31
Hy(MS)	43,21	23,18	13,64	11,61	11,84	11,60	28,71	9,55	21,15	8,17	13,06	30,75
Hy(FS)	7,20	14,68	18,87	17,54	16,99	12,74	16,72	12,58	13,34	19,91	19,04	14,18
Oi(MS)	30,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,96	2,77	6,39	0,82	0,00	0,00
Oi(FS)	5,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	4,02	4,44	2,21	0,00	0,00
Il	0,34	1,21	1,97	3,01	2,42	0,74	0,91	1,66	0,93	3,66	2,00	0,75
Ap	0,03	0,12	0,21	0,35	0,19	0,26	0,23	0,30	0,21	0,52	0,40	0,12
<b>Elementos Traço</b>												
Rb	0,70	15,00	1,60	4,30	6,30	19,10	8,60	16,20	13,90	7,00	14,90	24,00
Ba	36,00	155,00	116,00	63,00	59,00	104,00	129,00	129,00	135,00	105,00	116,00	174,00
Sr	10,00	108,00	134,00	104,00	103,00	140,00	88,00	118,00	95,00	118,00	129,00	101,00
Zr	10,00	50,00	60,00	112,00	59,00	41,00	62,00	83,00	68,00	154,00	137,00	20,00
Nb	4,94	3,11	4,72	7,06	4,94	0,06	0,48	2,17	2,06	2,95	1,80	5,95
Y	3,82	13,44	21,88	32,24	24,78	14,16	12,18	24,38	13,89	27,08	23,66	11,19
Ni	1688,00	239,00	149,00	104,00	92,00	220,00	280,00	129,00	380,00	40,00	95,00	420,00
Co	81,30	70,60	101,40	79,80	83,00	72,30	68,30	76,00	87,30	64,10	72,00	81,20
Hf	0,05	1,60	1,87	3,17	2,05	0,70	1,12	2,02	1,49	2,27	1,95	1,08
Ta	0,32	0,31	0,64	0,67	0,66	0,08	0,08	1,25	0,48	0,25	0,26	0,34
Th	0,40	1,80	0,50	2,60	1,40	0,40	0,90	2,20	1,60	1,00	2,00	4,10
U	0,07	0,40	0,10	0,65	0,41	0,08	0,24	0,79	0,48	0,39	0,59	1,12
<b>Elementos Terras Raras</b>												
La	5,60	11,90	11,20	16,90	12,70	10,90	8,10	22,80	9,90	9,20	12,10	19,20
Ce	2,30	17,30	19,60	27,40	17,20	10,60	12,70	27,20	16,90	19,60	19,40	25,00
Pr	0,42	2,03	2,66	3,48	2,23	1,32	1,58	3,18	1,94	2,75	2,76	2,83
Nd	1,40	8,40	12,60	16,30	10,80	5,70	6,90	13,50	8,40	13,90	12,40	10,70
Sm	0,30	2,10	3,30	4,50	3,00	1,50	1,80	3,20	1,90	3,70	3,40	2,10
Eu	0,13	0,63	1,14	1,31	1,06	0,45	0,48	1,03	0,65	1,14	1,12	0,56
Gd	0,45	2,39	4,21	5,81	3,94	2,06	1,98	3,89	2,15	4,68	3,68	2,10
Tb	0,08	0,40	0,66	0,96	0,70	0,30	0,28	0,64	0,36	0,76	0,64	0,32
Dy	0,54	2,54	4,09	6,10	4,46	2,31	2,10	4,40	2,55	5,00	4,28	1,96
Ho	0,13	0,53	0,86	1,28	0,94	0,45	0,40	0,82	0,42	0,95	0,90	0,43
Er	0,39	1,44	2,40	3,69	2,88	1,61	1,26	2,56	1,71	3,12	2,81	1,26
Tm	0,05	0,22	0,36	0,54	0,42	0,19	0,14	0,32	0,15	0,35	0,42	0,18
Yb	0,40	1,50	2,10	3,50	2,70	1,60	1,20	2,70	1,50	3,00	2,60	1,30
Lu	0,06	0,21	0,32	0,53	0,42	0,08	0,05	0,19	0,05	0,31	0,24	0,19

A disposição das amostras no diagrama TAS de classificação (Le Bas *et al.*, 1986) indica o caráter subalcalino e saturado em sílica, onde as rochas máficas se posicionam no campo dos basaltos e basaltos andesíticos e a rocha metaultramáfica posiciona-se no campo dos picritos (Figura 17A).

Do ponto de vista normativo, é possível destacar a elevada presença de olivina normativa na amostra de rocha ultramáfica. Os noritos e gabronoritos variam de quartzo-toleítos a olivina-toleítos normativos.

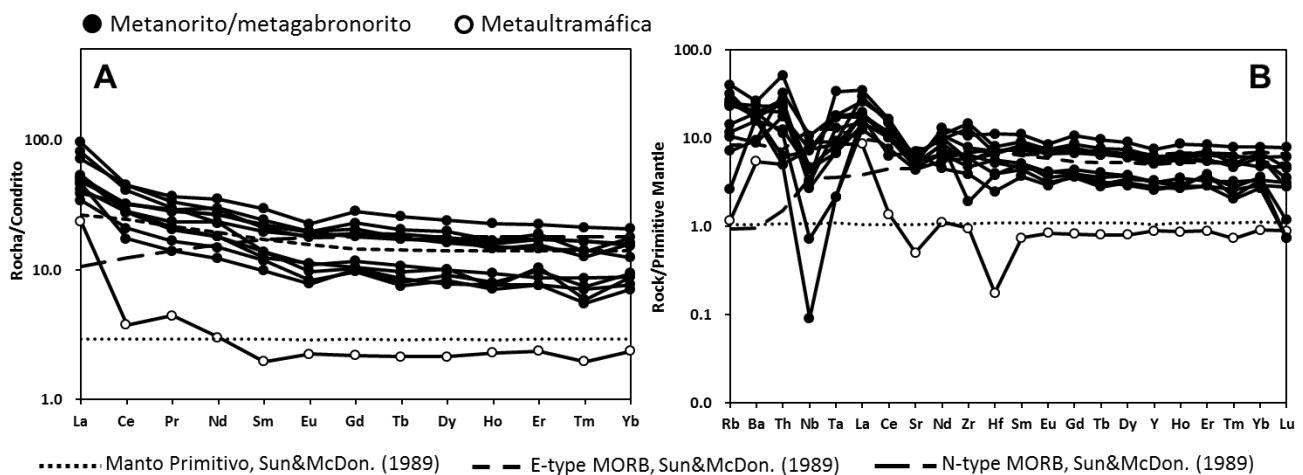
A disposição das amostras no diagrama de Jensen (1976) classifica as rochas metanoríticas/metagabronoríticas máficas como komatiito basáltico a toleíticos de alto-Fe e a ultramáfica como komatiito picrítico (Figura 17B). As rochas máficas e ultramáficas mostram caráter toleítico, posicionando-se acima do limite do campo que divide as rochas toleíticas e cálcico-alcálicas de Kuno (1968) no diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Figura 17C). No diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  (Rickwood, 1989) todas as amostras apresentam baixo K, sendo a amostra de ultramáfica a menor razão  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ . O alinhamento das amostras nos diagramas das figuras 17B, C e D sugere que as máficas sejam o produto da diferenciação magmática das ultramáficas promovida pelos processos ígneos geradores da textura cumulática nestas últimas.



**Figura 17.** (A) Diagrama álcalis total versus sílica (TAS – Le Bas *et al.*, 1986). Pc = picritos, B = basaltos, O1 = basaltos andesíticos. (B) Diagrama  $\text{FeO}_T + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  de Jensen (1986). PK = komatiito picrítico, BK = komatiito basáltico, HFT = toleíto de alto Fe. (C) Diagrama de Irvine & Baragar (1971). (D) Diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  Rickwood (1989).

Há uma similaridade entre os padrões de ETR das rochas ultramáficas e máficas, sendo que em todas há um discreto fracionamento de ETRL em relação às ETRP (Figura 18A), com discreta

anomalia negativa de Eu nas máficas. Esta anomalia pode ser explicada por uma possível elevada fugacidade de O<sub>2</sub> que promove a oxidação de Eu<sup>2+</sup> para Eu<sup>3+</sup> no magma máfico, sendo que este último escapa do magma, deixando nele a assinatura negativa de Eu. No diagrama de elementos incompatíveis (Figura 18B) é possível observar anomalias negativas de Sr e Hf nas metaultramáficas e máficas explicadas pela ausência de plagioclásio e zircão, respectivamente nestas rochas. As anomalias negativas de Nb nos metanoritos/metagabronoritos podem ser atribuídas à retenção de ilmenita pelo magma ultramáfico que aparentemente se diferenciava para o magma máfico. Nota-se que os ETRP da metaultramáfica posicionam-se abaixo da linha de referência do Manto primitivo de Sun & MacDonough (1989).



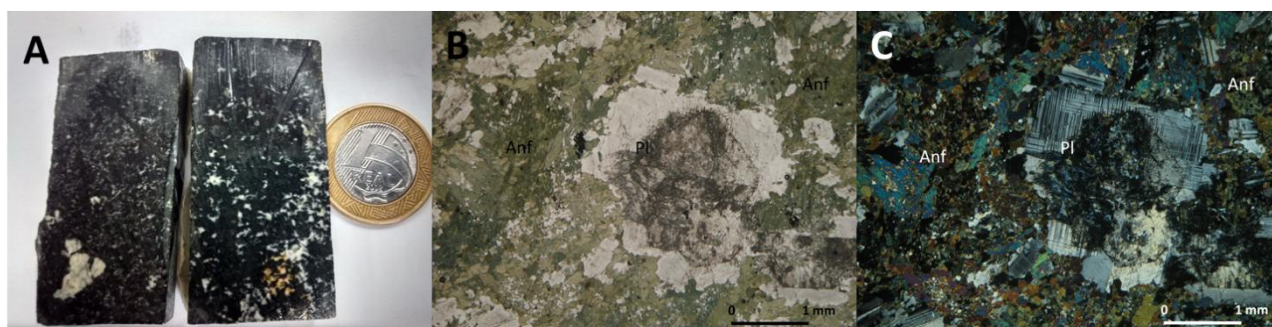
**Figura 18.** Aracnogramas de elementos terras-raras (A), normalizado ao condrito segundo Sun & MacDonough (1989). E de elementos incompatíveis (B), normalizado ao Manto primitivo segundo MacDonough & Sun (1995).

## ENXAMES DE DIQUES

Durante o trabalho de campo foram amostradas duas gerações diferentes de diques dentre as três que ocorrem no interior da área estudada. Foram encontrados diques de textura anfibolítica, por vezes com porfiroclastos de plagioclásio, correspondentes ao enxame Paraopeba de Chaves (2013). Os diques deste enxame formam pares conjugados de direção N70E e N20W. Diques correspondentes ao enxame Pará de Minas de Chaves (2013) de direção N60W também afloram na área. Afloramentos preservados de diques do enxame Transminas de direção N20-30W e idade cretácea (Chaves, 2013) não foram encontrados em campo, mesmo que sejam percebidos na imagem magnetométrica da figura 3.

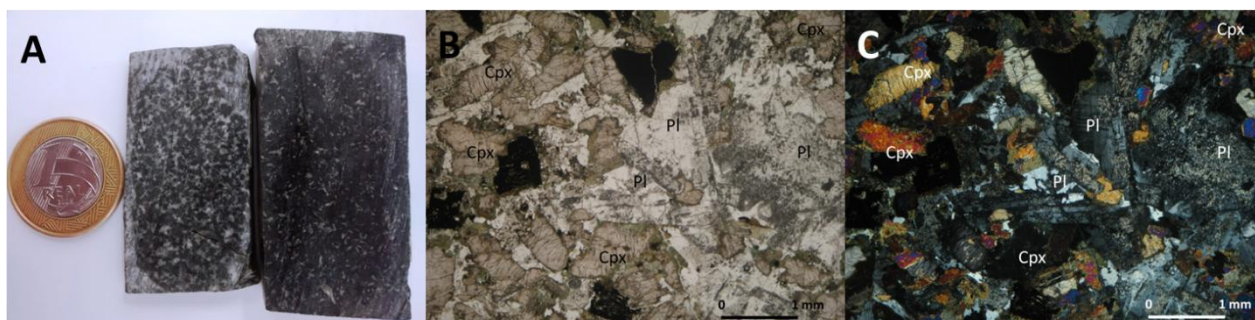
Em lâmina as amostras do enxame Paraopeba possuem textura granonematoblástica e se encontram bastante recristalizadas. Petrograficamente são constituídos por plagioclásio e clinopiroxênio, este último amplamente substituído por anfibólio durante metamorfismo de fácies anfibolito ao longo de zonas de cisalhamento em cujas porções transtensionais o magma destes

diques teria intrudido. Quartzo e opacos aparecem como acessórios. Biotita e clorita são minerais secundários formados a partir do anfibólio durante metamorfismo regressivo (Figura 19).



**Figura 19.** (A) Amostra macroscópica do enxame Paraopeba. (B) e (C) Fotomicrografias do aspecto geral dos diques em lâmina com polarizadores descruzados (B) e com polarizadores cruzados (C). Anf = anfibólio, Pl = plagioclásio.

Já as amostras do enxame Pará de Minas em lâmina são compostas principalmente por clinopiroxênio e plagioclásio. Quartzo aparece em pequenas quantidades e, como acessórios, minerais opacos (Figura 20).



**Figura 20.** (A) Amostra macroscópica do enxame Pará de Minas. (B) e (C) Fotomicrografia mostrando o aspecto geral dos diques em lâmina com polarizadores descruzados (B) e com polarizadores cruzados (C). Cpx = clinopiroxênio, Pl = plagioclásio.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O biotita-muscovita gnaiss, encontrado na porção sudeste da área, é aparentemente relacionado às rochas mais antigas da região, conhecidas como gnaisses TTG do complexo Campo Belo que foram datadas por Carneiro *et al.* (2007) em torno de 3000 Ma. Na área de estudo, este gnaiss parece ter sido trazido à superfície na forma de uma lasca tectônica conforme descrito por Quéméneur *et al.* (2003) na região da Serra de Bom Sucesso.

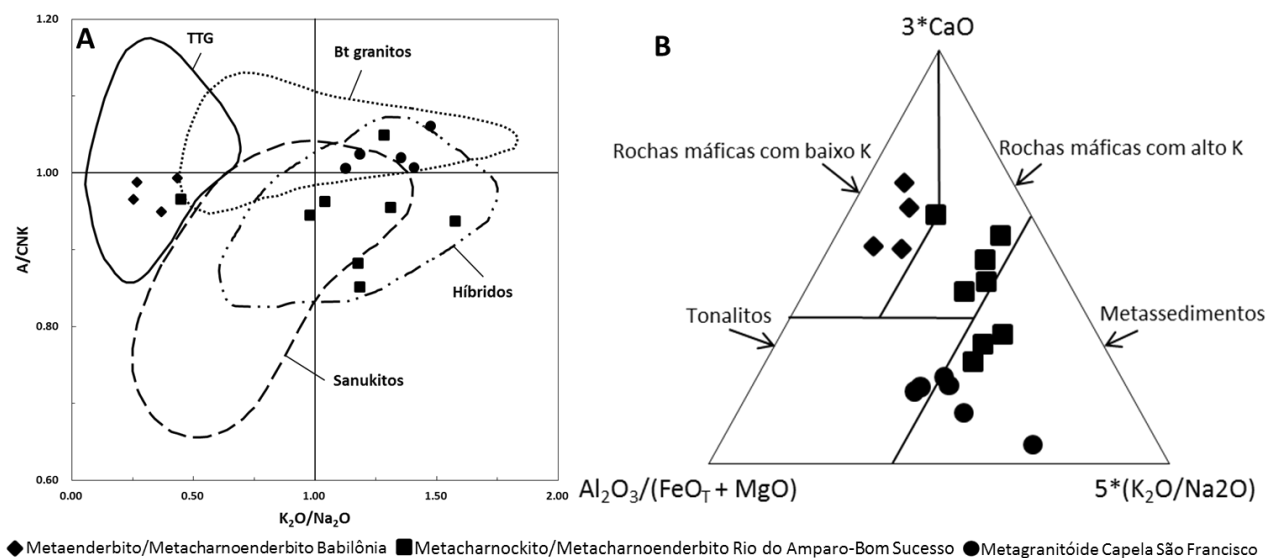
O metagranitoide Capela São Francisco, ainda sem nenhuma datação na área de estudo, é relacionado aos granitóides ricos em K de origem crustal, amplamente encontrados na porção sul do Cráton São Francisco com idade em torno de 2750 a 2700 Ma, segundo Romano *et al.* (2013). Quimicamente assemelha-se ao grupo de biotita granitos de Laurent *et al.* (2014) mostrado na figura 21. É peraluminoso e possui elevado teor de sílica e K, baixo Ca, com padrões de ETR e elementos incompatíveis semelhante ao deste grupo descrito por Laurent *et al.* (2014). Estes autores

atribuem a origem deste litotipo à anatexia (fusão parcial) de crosta paraderivada mais antiga que, no caso do presente estudo, seria a crosta representada pelos gnaisses a muscovita e biotita (forte contribuição de protólito sedimentar – Figura 21B). A presença, ainda que rara, de cordierita no metagranitoide Capela São Francisco sugere que esta anatexia tenha ocorrido sob condições de início da fácies granulito (Yardley, 1994) durante a migmatização do protólito paragnáissico a duas micas.

O metacharnockito/metacharnoenderbita Rio do Amparo-Bom Sucesso possui características químicas semelhante aos grupos dos sanukitos e dos Granitóides híbridos de Laurent *et al.* (2014) (Figura 21A), são metaluminosos e cálcio-alcálicos. Os padrões de ETR e elementos incompatíveis se assemelham aos padrões destes grupos de Laurent *et al.* (2014), conforme mostra a figura 11. As altas concentrações de elementos provenientes da crosta e do manto é uma característica típica dos sanukitos e dos Granitóides híbridos, mostrando que sua origem provém da interação de diferentes fontes (mantélica e crustal) em crosta inferior (Figura 21B). Por isto, talvez, Quéméneur *et al.* (2003) tenham sugerido que processos de mistura de magmas estariam registrados nas rochas da região.

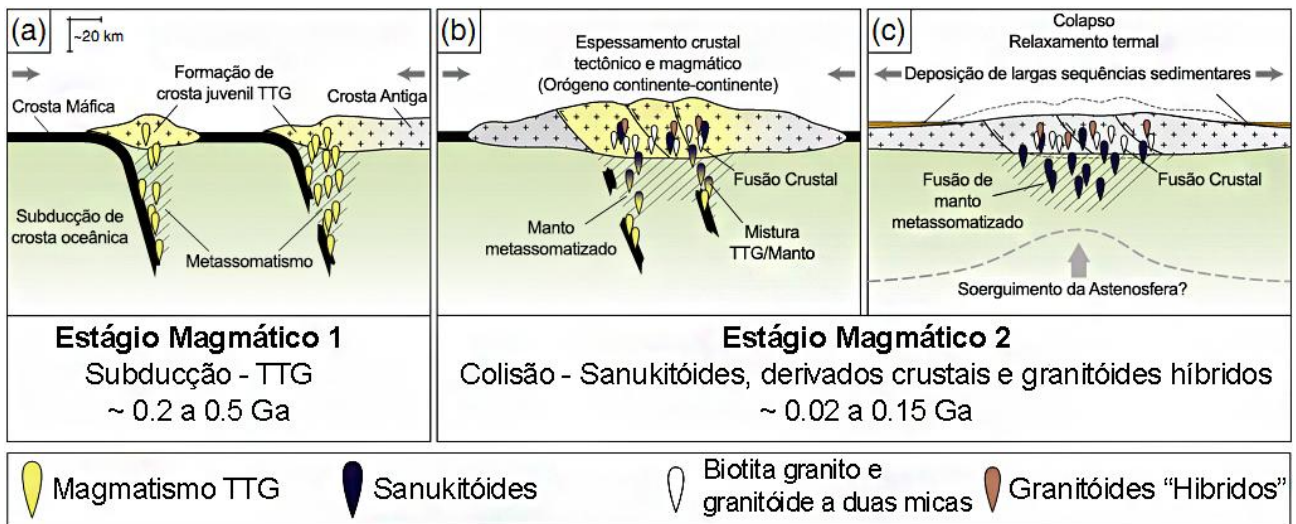
O metaenderbita/metacharnoenderbita Babilônia é metaluminoso, rico em Na, têm características químicas semelhante ao grupo dos TTG de Laurent *et al.* (2014) (Figura 21A) e variam de cálcico a cálcio-alcálicos. Possuem típico padrão fracionado de ETR, sem anomalias de Eu. Sua origem está vinculada à fusão parcial de fontes mantélicas máfico-ultramáficas pobres em K (Figura 21B). A presença de ortopiroxênio em substituição para anfibólio nas unidades Rio do Amparo-Bom Sucesso e Babilônia, sugere que a cristalização/recristalização destas rochas ocorreu sob fácies granulito, com retrometamorfismo em fácies anfibolito.

O alinhamento das amostras nos diagramas da figura 17 sugere que os metanoritos/metagabronoritos máficos sejam o produto da diferenciação magmática das metaultramáficas promovida pelos processos ígneos geradores da textura cumulática nestas últimas. Esta sugestão é corroborada pelas semelhanças dos padrões de ETR e elementos incompatíveis da figura 18 e pela mesma disposição espacial na área de estudo das unidades metaultramáfica e máfica.



**Figura 21.** (A) Diagrama  $K_2O/Na_2O \times A/CNK$ . Os campos delimitados representam a compilação de dados de rochas Granitóides neoarqueanas de diversos crátons do mundo. (B) Diagrama ternário  $Al_2O_3/(FeO_T + MgO)$ ;  $3*CaO$ ;  $5*(K_2O/Na_2O)$ , onde os campos separados por linhas retas representam a composição de fundidos derivados de fontes potenciais (diagramas modificados de Laurent *et al.*, 2014).

É possível encaixar as rochas da área de estudo no modelo evolutivo global para granitóides do final do Arqueano proposto por Laurent *et al.* (2014) (Figura 22). Durante a primeira fase (estágio magmático 1), há a subducção da crosta oceânica (Figura 22A) formando arcos de ilhas ou arcos magmáticos continentais e levando à geração de vários pulsos de magmatismo juvenil do tipo TTG durante um longo período e ao metassomatismo da cunha mantélica por fluídos derivados dos basaltos e sedimentos subductados. A primeira fase leva ao fechamento de uma bacia oceânica e à colagem de dois blocos proto-continentais. Na fase seguinte (estágio magmático 2), formam-se sanukitóides devido a significativa interação entre as últimas fusões TTG e peridotitos, ao mesmo tempo em que o espessamento da crosta inicia a fusão parcial dos sanukitóides formados, dando origem a biotita granitos e granitos com duas micas (Figura 22B). Os sanukitóides também podem ser formados durante o período sin- à tardi-colisional devido ao relaxamento térmico e crustal (final do estágio magmático 2), que inclui a fusão do manto litosférico enriquecido (Figura 22C). Durante os períodos sin- e tardi-colisional (Figura 22B e C) a interação entre os sanukitóides e os fundidos derivados da crosta, geram variados tipos de mistura de granitóides (híbridos).



**Figura 22.** Modelo conceitual para a evolução geodinâmica de Granitóides do final do Arqueano. (Extraído de Laurent *et al.*, 2014).

O estágio magmático 2 do modelo da figura 22 parece ser capaz de explicar os processos e produtos geológicos da fase final do evento Neoarqueano Rio das Velhas na região meridional do Cráton São Francisco, dentro do qual as rochas da área estudada no entorno da Serra da Babilônia (Bom Sucesso-MG) cronologicamente se encaixam. Neste estágio 2 estariam compreendidas as cinco unidades geológicas aqui descritas, a saber: (I) o gnaiss e a muscovita e biotita de cerca de 3000 Ma, cuja fusão parcial (anatexia) por volta de 2700 Ma originaria o (II) metagranitoide Capela São Francisco (o correspondente ao biotita granito da figura 22); os metacharnockitos e metacharnoenderbitos Rio do Amparo-Bom Sucesso de cerca de 2700 Ma (III) corresponderiam dos sanukitos e Granitóides híbridos da figura 22; os metaenderbitos e metacharnoenderbitos Babilônia (IV) com idade também por volta de 2700 Ma seriam os TTGs enriquecidos pelo manto metassomatizado; as metaultramáficas como produto de fusão parcial do manto litosférico metassomatizado (enriquecido em ETR leves) se diferenciariam para os metanoritos e metagabronoritos (V) de cerca de 2700 Ma. Estes processos e produtos geológicos neoarqueanos teriam ocorrido em crosta inferior, em condições de fácies granulito, próximo ao limite crosta-manto equivalente à região entre as descontinuidades de Conrad e Mohorovicic.

Os processos geológicos responsáveis pela colocação dos diques máficos tardios não tem conexão com os apresentados no parágrafo anterior, tendo se passado em outro momento geológico, já no Paleoproterozóico e no Cretáceo.

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, pela bolsa de estudos concedida aos autores. Ao Instituto de Geociências da UFMG que disponibilizou os laboratórios do CPMTc para apoiar esta pesquisa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALKMIM, F.F. 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.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Becca, São Paulo, p. 17-35. 2004.
2. ALMEIDA, J.A.C.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; PIMENTEL, M.M.; RÄMÖ, O.T.; GUIMARÃES, F.V.; LEITE, A.A.S. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*. 187. p. 201-221. 2011.
3. ALMEIDA, J.A.C.; DALL'AGNOL, R.; LEITE, A.A.S. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 42. p. 103-126. 2013.
4. ÁVILA, C.A.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; MOURA, C.A.V.; PEREIRA, R.M. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha Magmatic Suite, Mineiro Belt. *Journal of South American Earth Sciences*. 29. p. 464-482. 2010.
5. BARKER, F. Trondhjemites: definitions, environment and hypotheses of origin. In: F Barker (eds.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12. 1979.
6. CAMPOS, J.C.S.; CARNEIRO, M.A.; BASEI, M.A.S. U-Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 75(4). p. 497-511. 2003.
7. CARNEIRO, M.A. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo. 233 p. 1992.
8. CARNEIRO, M.A. *et al.* Folhas Campo Belo (SF.23-V-B-VI) e Oliveira (SF.23-X-A-IV), escala 1:100.000: relatório final. Ouro Preto. Programa Geologia do Brasil: Mapas Geológicos. 192 p. 2007.



9. CARNEIRO, M.A. & BARBOSA, M.S.C. Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geofísica*. 26(1). p. 87-98. 2008.
10. CHAVES, A.O. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. *Geonomos*. 21(1). p. 29-33. 2013.
11. DEY, S.; NANDY, J.; CHOUDHARY, A.K.; LIU, Y.; ZONG, K. Origin and evolution of granitoids associated with the Kadiri greenstone belt, eastern Dharwar craton: a history of orogenic to anorogenic magmatism. *Precambrian Research*. 246. p. 64-90. 2014.
12. ENGLER, A.; KOLLER, F.; MEISEL, T.; QUÉMÉNEUR, J. Evolution of the archean/proterozoic crust in the southern São Francisco craton near Perdões, Minas Gerais, Brazil: petrological and geochemical constrains. *Journal of South American Earth Sciences* 15. p. 709-723. 2002.
13. FERNANDES, R.A. & CARNEIRO, M.A. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. *Rev. Brasileira de Geociências*. 30(4). p. 671-678. 2000.
14. FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLNS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrology*, 42, p. 2033-2048. 2001.
15. JORDT-EVANGELISTA, H. Igneous charnockites in the southeastern transition zone between the São Francisco Craton and the costeiro mobile belt, Brazil. *Rev. Brasileira de Geociências*. 26(2). p. 93-102. 1997.
16. LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 2. Projeto Pitangui – São João Del Rey – Ipatinga. 2001.
17. LAURENT, O.; MARTIN, H.; MOYEN, J.F.; DOUCELANCE, R. 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. p. 208-235. 2014.

18. MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALES, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. Geologia das Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Projeto RADAMBRASIL, p. 27-304. 1983.
19. MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O.A. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. Geological Society of America Bulletin. 104. p. 1221-1227. 1992.
20. MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean–Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. Earth and Planetary Science Letters. 141. p. 259-276. 1996.
21. MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILDFORD, C. Atlas of igneous rocks and their textures. London: Longford. 148p. 1982.
22. MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. Tectonic discriminations of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: p. 635-643. 1989.
23. MARSHALL, B. & SCHØNWANDT, H.K. An Archaean sill complex and associated supracrustal rocks, Arveprinsen Ejland, north-east Disko Bugt, West Greenland. Geology of Greenland Survey Bulletin. 181. p. 87-102. 1999.
24. MACDONOUGH, W.F. & SUN, S.S. The composition of the Earth. Chemical Geology 120 (3–4). p. 223-253. 1995.
25. MIRANDA, D.A. & CHAVES, A.O. Idade U-Th-Pb da Monazita e Coroas de Reação Fosfato-Silicato de um Metacharnóenderbita Neoarqueano do sul do Cráton São Francisco (MG). Rev. Geociências. (Artigo enviado para publicação). 25 p. 2015.

26. NOCE, C.M. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 128 p. 1995.
27. NOCE, C.M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*. 28. p. 95-102. 1998.
28. NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÉNEUR, J.J.G.; MARTINS, V.T.S.; BOLZACHINI, E. Isotope signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*. 13. p. 225-239. 2000.
29. PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; CHERMAN, A.; CHRISPIM, S.; MACIEL, R.R. Folha Nepomuceno - SF.23-V-D-III, escala 1:100.000: nota explicativa. Rio de Janeiro. 92p. (Programa Geologia do Brasil: Mapas Geológicos). 2007.
30. PERCIVAL, J.A.; SANBORN-BARRIE, M.; SKULSKI, T.; STOTT, G.M.; HELMSTAEDT, H.; WHITE, D.J. Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and lithoprobe studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 43. p. 1085-1117. 2006.
31. PINESE, J.P.P. Geoquímica, Geologia Isotópica e Aspectos Petrológicos dos Diques Máficos Pré-Cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção Sul do Cráton do São Francisco. PhD Thesis, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 p., 1997.
32. QUÉMÉNEUR J.J.G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. Geologia da Folha Lavras. In: Companhia Mineradora de Minas Gerais. Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas – Etapa I. Relatório final. Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, v. 1, p. 259-319. CD-ROM. 2003.
33. RICKWOOD, P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, p. 247-263. 1989.

34. ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F.F.; STEVENS, G.; ARMSTRONG, R. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research* 224, p. 143-159. 2013.
35. SMITHIES, R.H.; van KRAANENDONK, M.J.; CHAMPION, D.C. The Mesoproterozoic emergence of modern-style subduction. *Gondwana Research* 11(1-2). p. 50-68. 2007.
36. STRECKEISEN A.L. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart. Vol.63. p.773-85. 1974 A.*
37. STRECKEISEN, A. How should charnockitic rocks be named? In: BELLIERE, J., DUCHESNE, J.C. (Eds.), *Géologie des Domaines Cristallins. Vol. Centenary Société Géologique de Belgique, Liège. p. 349-360. 1974 B.*
38. SUN, S.S. & MACDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (editors), *Magmatism in the Ocean Basins. London. Geological Society Special Publication. p. 313-345. 1989.*
39. TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research. 53. p. 1-22. 1991.*
40. TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, MA; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P.N. Pb, Sr and Nd Interpretation of the Itabuna Alkaline Suite, São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences, 10 (1). p. 91-98. 1996.*
41. TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America. 31<sup>o</sup> International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 101-137. 2000.*

42. TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C.A.; CORDANI, U.G.; MARTINS, V.T.S.; VALENÇA, J.G. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. In: Simpósio sobre o Cráton São Francisco, 3, Salvador. Anais SBG. 1. p. 174-177. 2005.
43. VAN KRANENDONK, M.J.; SMITHIES, H.R.; HICKMAN, A.H.; CHAMPION, D.C. Review: secular tectonic evolution of Archean continental crust: interplay between horizontal and vertical processes in the formation of the Pilbara Craton, Australia. *Terra Nova*. 19(1). p. 1-38. 2007.
44. WINDLEY, B.F. *The Evolving Continents*, 3rd ed. Chester, John Wiley, 526 p. 1995.
45. YARDLEY, B.W.D. *Introdução a petrologia metamórfica* (Traduzido por R.A. Fuck). Ed. UNB. 340p. 1994.
46. ZHOU, J. & LI, X. GeoPlot: an excel VBA program for geochemical data plotting. *Computers & Geosciences* 32. p. 554-560. 2006.

## ARTIGO 2 - IDADE U-Th-Pb DA MONAZITA E COROAS DE REAÇÃO FOSFATO-SILICATO DE UM METACHARNOENDERBITO NEOARQUEANO DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO (MG)

Daniel Andrade MIRANDA<sup>1</sup>, Alexandre de Oliveira CHAVES<sup>1</sup>

Aceito para publicação em Geosciences = Geociências, Rio Claro, SP, Brasil - eISSN: 1980-900X

### INTRODUÇÃO

Cristais de monazita são fosfatos de elementos terras-raras leves (ETRL) e são encontrados como mineral acessório em diversos litotipos de composição meta a peraluminosa, incluindo granitóides e pegmatitos graníticos, além de rochas metamórficas paraderivadas que variam desde a fácies xisto-verde a fácies granulito (Overstreet, 1967). Eles normalmente contêm U e Th, além de Pb essencialmente radiogênico, derivado de decaimento radioativo dos outros dois elementos. Existe incorporação negligenciável de Pb comum no crescimento natural de seus cristais (Parrish, 1990), eliminando-se a necessidade de correção isotópica robusta para o mesmo em estudos geocronológicos.

Desde a década de 1990, este mineral tem se tornado reconhecidamente importante na definição não só da idade de cristalização magmática, como também de eventos de metamorfismo e deformação, idades estas obtidas através de análises não destrutivas, precisas e de alta resolução espacial de U, Th e Pb por microsonda eletrônica (Suzuki & Adachi, 1991; Montel *et al.*, 1996; Williams *et al.*, 1999; Foster *et al.*, 2004; Pyle *et al.*, 2005; Vlach, 2010), que se equivalem às idades isotópicas obtidas pelo método U-Pb. Esta equivalência é confirmada por vários trabalhos na literatura. Como exemplo, em seu artigo, Dahl *et al.* (2005) validam a acurácia e a precisão das idades U-Th-Pb obtidas por microsonda eletrônica em monazita de rochas granito-gnáissicas e metapelíticas de terrenos polimetamórficos pré-cambrianos, ao compará-las com idades isotópicas U-Pb obtidas por SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) nas porções de borda e núcleo dos cristais. Chaves *et al.* (2013) também demonstram que as idades U-Th-Pb entre 505-580 Ma obtidas por microsonda eletrônica em cristais de monazita detrítica de *placers* marinhos, úteis para se definir a idade das áreas-fonte que fornecem material para alimentar bacias sedimentares, são perfeitamente comparáveis às idades isotópicas U-Pb entre 530-580 Ma obtidas por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

Na ausência de fluidos metamórficos, acredita-se que a monazita permaneça como um sistema fechado sob as condições de médio a alto grau metamórfico. Porém, na presença de fluidos silicáticos, a monazita frequentemente reage para formar allanita e/ou apatita sob condições de temperatura e pressão de fácies metamórficas variáveis (Smith & Barreiro, 1990; Ward *et al.*, 1991; Lanzirotti & Hanson, 1996). Finger *et al.* (1998) mostram que cristais de monazita em granito-

gnaisse submetidos à fluidos metamórficos em condições de fácies anfíbolito se tornam instáveis e recobertos por coroas de apatita-allanita-epidoto.

O objetivo deste trabalho é apresentar a idade química U-Th-Pb<sub>T</sub> (não isotópica) de cristais de monazita de um metacharnoenderbita (granodiorito com ortopiroxênio, metamorfozido) arqueano que aflora na porção sul do Cráton São Francisco (MG) e discutir a redistribuição de elementos durante a substituição parcial da monazita magmática por coroas de fosfatos e silicatos formadas durante os processos metamórficos sofridos pela rocha. Aspectos geodinâmicos relacionados à colocação e metamorfismo do metacharnoenderbita são também aqui abordados.

## ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

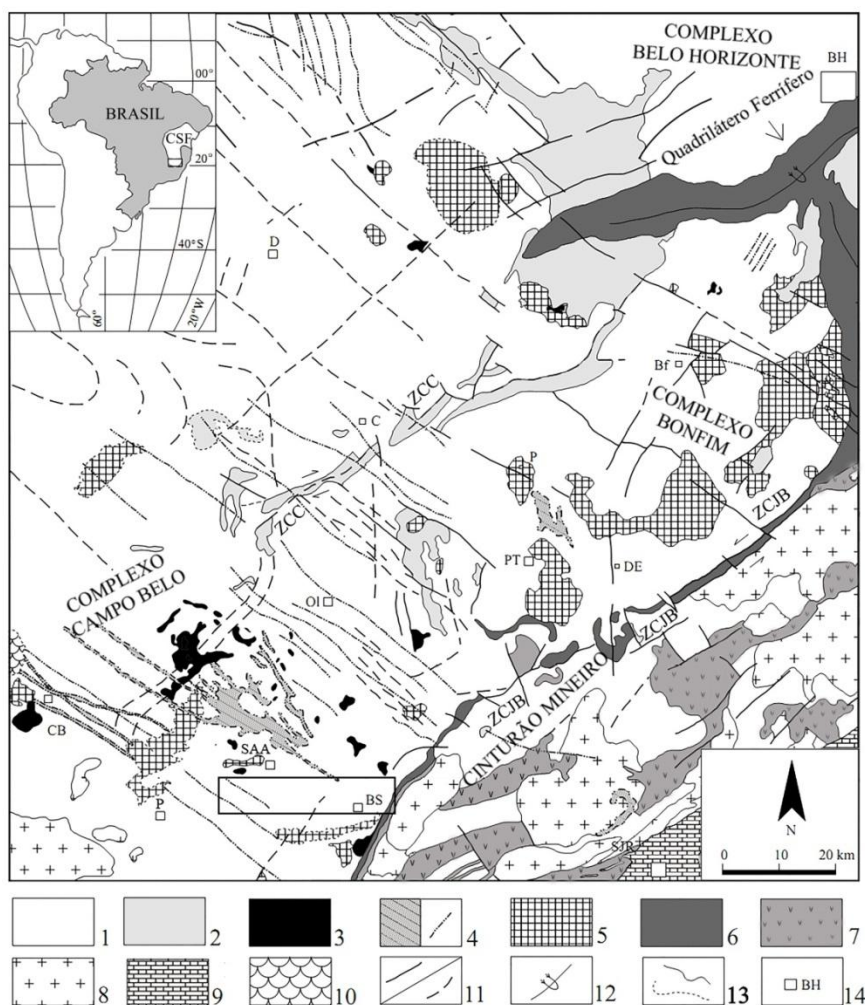
A porção meridional do Cráton São Francisco (CSFM) é composta por terrenos granito-gnáissico-migmatíticos e *greenstone belts* arqueanos (Supergrupo Rio das Velhas), além de rochas metassedimentares clástico-químicas paleoproterozóicas (incluindo os itabiritos no Quadrilátero Ferrífero) do Supergrupo Minas e coberturas sedimentares pelito-carbonáticas neoproterozóicas do Grupo Bambuí (Figura 1). Nesses terrenos arqueanos há três complexos metamórficos principais, denominados Belo Horizonte, Bonfim e Campo Belo. A maior parte deles é constituída por gnaisse e migmatitos de composição tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), cujos protólitos se formaram entre 3200 e 2900 Ma, além de granitóides cálcio-alcalinos sintectônicos formados na Orogenia Rio das Velhas, com idades em torno de 2780 Ma, granitóides pós-tectônicos formados entre 2700 e 2600 Ma, além de intrusões máficas e máfico-ultramáficas, são encontrados em meio aos terrenos TTG (Noce *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000).

Em termos regionais, merece destaque a evolução da Província Sul Mineira paleoproterozóica (Teixeira *et al.*, 2005), um domínio da ação do metamorfismo e deformação sobre as rochas arqueanas do CSFM. Ela inclui o Cinturão Mineiro no extremo da borda SE do CSFM, marcador de eventos paleoproterozóicos de natureza acrescionária e ensialica. Este cinturão, de direção geral SW-NE, vergência tectônica SE para NW, guarda o registro inicial de um arco de ilhas intraoceânico de cerca de 2300 Ma, acrescionado a uma margem continental do tipo andina. Nesta margem teria sido edificado um arco magmático, com plútons de 2200 Ma, até o momento da colisão continental a 2100 Ma, quando foram deformados os sedimentos do Supergrupo Minas, na região do Quadrilátero Ferrífero (Teixeira & Figueiredo, 1991; Machado *et al.*, 1992; Ávila *et al.*, 2010; Noce *et al.*, 2000; Alkmim, 2004).

O segmento crustal síalico do CSFM, no qual está inserida a área de estudo, é, de acordo com Carneiro & Barbosa (2008), constituído predominantemente por gnaisse, granitóides, anfíbolitos, rochas máficas, ultramáficas e charnockitos, que foram inicialmente agrupados por

Machado Filho *et al.* (1983) nos complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena. No entanto, Teixeira *et al.* (1996) uniram os complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena em um só complexo, que foi por eles denominado Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB), cuja evolução geológica teria início no Mesoarqueano. Localmente ocorrem relictos supracrustais, que podem corresponder às sequências arqueanas e/ou às sequências paleoproterozóicas correlacionáveis ao Quadrilátero Ferrífero (Teixeira *et al.*, 2000). Com relação ao metamorfismo, a maioria das rochas do CMCB foi gerada ou submetida a condições metamórficas que atingiram as fácies anfibolito e granulito (Fernandes & Carneiro, 2000).

Todo esse conjunto encontra-se cortado por diques máficos (diabásios e anfibolitos) de várias gerações descritos por Chaves (2013).



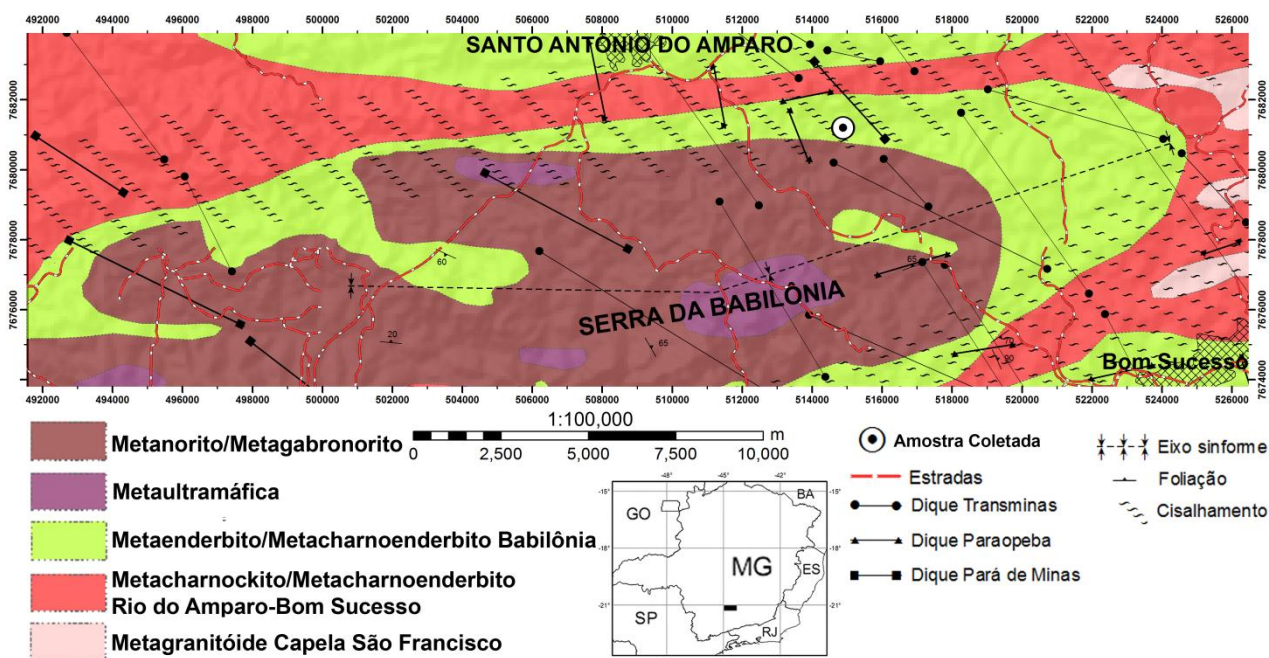
**Figura 1.** Mapa geológico esquemático da porção sul do Cráton São Francisco apresentando os principais corpos plutônicos Arqueanos e Paleoproterozóicos. (Extraído de Campos *et al.*, 2003). 1 – Embasamento Arqueano parcialmente retrabalhado no Paleoproterozóico. 2 – *Greenstone* Rio das Velhas. 3 – Suítes ultramáficas plutônicas Neoarqueanas. 4 – Gabros e dioritos Neoarqueanos a Mesoproterozóico. 5 – Granitóides Neoarqueanos. 6 – Supergrupo Minas. 7 – Sequências do tipo *greenstone* indiscriminadas. 8 – Granitóides Paleoproterozóicos do Cinturão Mineiro. 9 – Grupos São João Del Rey/Andrelândia. 10 – Cobertura cratônica neoproterozóica indivisa – Grupo Bambuí. 11 – Falhas e fraturas (ZCC = Zona de Cisalhamento Cláudio; ZCJB = Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso). 12 – Planos Axiais. 13 – Contatos litológicos. 14 – Cidades: BH = Belo Horizonte, Bf = Bonfim, BS = Bom Sucesso, CB = Campo Belo, C = Cláudio, DE = Desterro de Entre Rios, D = Divinópolis, Ol = Oliveira, P = Perdões, PT = Passa Tempo, SAA = Santo Antônio do Amparo, SJR = São João Del Rei. O retângulo próximo à cidade de Bom Sucesso representa a imagem da **Figura 2**.



O metacharnoenderbita estudado, pertencente ao Complexo Charnockítico de Babilônia, descrito por Quéméneur *et al.* (2003), aflora no domínio a oeste da Serra de Bom Sucesso (Figura 2). Neste domínio há rochas neoarqueanas máficas e ultramáficas, além de granitos e corpos que variam de charnockito a enderbito. Segundo Pinese (1997), corpos gabro-noríticos locais apresentam uma datação de  $2658 \pm 44$  Ma (isócrona Sm-Nd de rocha total e concentrados minerais), interpretada por ele como a idade de intrusão.

Para as rochas charnockíticas, de composição metaluminosa, Paciullo *et al.* (2007) usa a denominação Rio do Amparo. Eles encontraram idade próxima a  $2718 \pm 13$  Ma (U-Pb zircão e relações de contato com rochas adjacentes) e idade-modelo Sm-Nd<sub>TDM</sub> de 2768 Ma (rocha total) para estes charnockitos, os quais encontram-se gnaissificados. Quéméneur (1995) publicou uma idade de  $2660 \pm 30$  Ma (isócrona Rb-Sr, rocha total), para essas mesmas rochas. Paciullo *et al.* (2007) interpretam a idade-modelo representando a separação a partir do protólito, a idade U-Pb representando a cristalização dos charnockitos e a idade Rb-Sr representando a abertura no sistema Rb-Sr ao final do metamorfismo.

O Granitóide Bom Sucesso guarda não só similaridades petrográficas e geoquímicas com as rochas charnockíticas Rio do Amparo, como também geocronológicas, com idade de cristalização magmática de 2708 Ma (isócrona Rb-Sr, Quéméneur *et al.*, 2003). Assim como os charnockitos, apresenta-se gnaissificado.



**Figura 2.** Detalhe da área de estudo, com o local de coleta da rocha analisada.

## MATERIAIS E MÉTODOS

A amostra do metacharnoenderbito estudado foi coletada e descrita durante etapa de campo e levada para os laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG), onde foi feita a lâmina delgada da rocha para estudos petrográficos em microscópio. Utilizando-se da própria lâmina delgada polida investigada nos estudos petrográficos, foram obtidas as composições químicas das porções de borda e de centro de seis cristais de monazita de 50 a 250  $\mu\text{m}$ , total de 18 análises obtidas, no Centro de Microscopia da UFMG (CM-UFMG), em uma microssonda JEOL, modelo JXA-8900, através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). O imageamento das monazitas foi realizado pela técnica de elétrons retro-espalhados nesta microssonda.

Para a obtenção de dados geocronológicos, utilizou-se o método de datação química U-Th-Pb<sub>T</sub> de monazita desenvolvido por Chaves *et al.* (2013). As condições de medidas e padrões analíticos empregados encontram-se na tabela 1. Sobreposições de picos de raios-X entre Y e Pb não precisaram ser corrigidas por não ter havido medição em PbMa (Chumbo M alfa), mas apenas em PbMb (Chumbo M beta). Entretanto, para se evitar erros nas idades obtidas, a interferência de ThMz (Tório M gama) sobre o UMb (Urânio M beta) medido precisou ser corrigida, seguindo Scherrer *et al.* (2000) em adaptação às condições do CM-UFMG, da seguinte maneira:

$$U \text{ corrigido} = U \text{ medido} - (0,006365 \times Th \text{ medido}).$$

O cálculo das idades químicas pontuais U-Th-Pb<sub>T</sub> foi feito com o auxílio do *software EPMA Dating* (Pommier *et al.*, 2004), utilizando-se a relação:

$$Pb = \left\{ Th \times [\exp(\lambda_{232}t) - 1] \times \frac{M_{208}}{M_{232}} \right\} + \left\{ U \times [\exp(\lambda_{238}t) - 1] \times \frac{M_{206}}{M_{238}} \times 0.9928 \right\} + \left\{ U \times [\exp(\lambda_{235}t) - 1] \times \frac{M_{207}}{M_{235}} \times 0.0072 \right\}$$

Onde:

Pb, Th e U(corrigido) são as concentrações em ppm obtidas na microsonda.  $t$  é a idade em milhões de anos (Ma)

$M_{206}$ ,  $M_{207}$ ,  $M_{208}$ ,  $M_{232}$ ,  $M_{235}$ ,  $M_{238}$  são as massas atômicas de  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ .

$$\lambda_{232} = 0.49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.9928 \quad \frac{^{235}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.0072$$

O cálculo da média das idades e de seus parâmetros estatísticos foi realizado com o apoio do software *Isoplot* (Ludwig, 2003).

**Tabela 1.** Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazitas pela microsonda eletrônica do CM-UFGM (Chaves *et al.*, 2013).

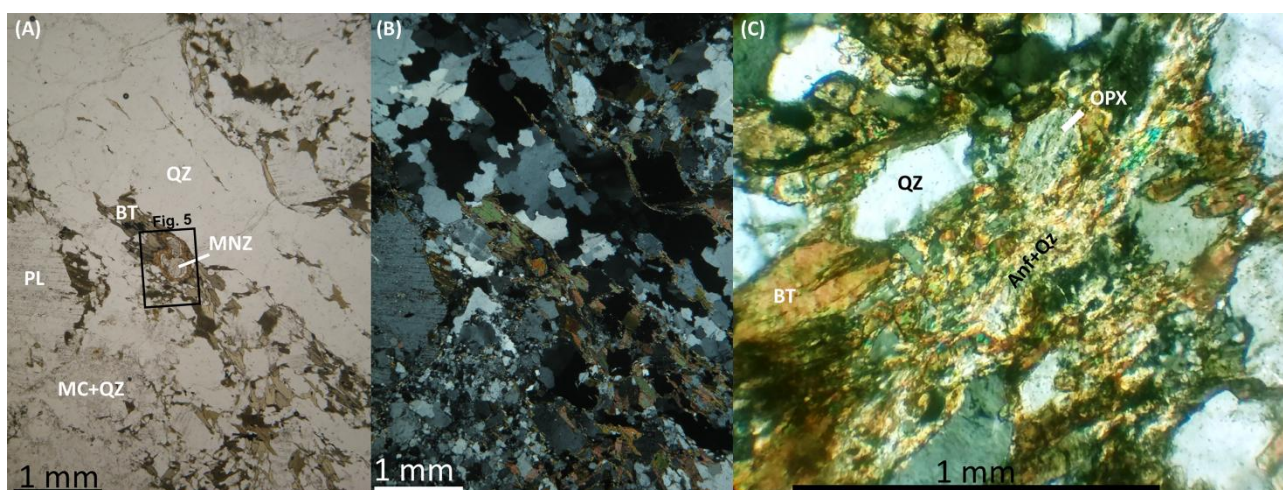
<b>Método</b> = WDS (wavelength dispersive spectroscopy) quantitativo					
<b>Tensão de aceleração</b> = 25kv					
<b>Intensidade da corrente</b> = 50nA					
<b>Diâmetro do feixe de elétrons</b> = 2 micrômetros					
Elemento	Raio-X	Cristal	Tempo de contagem (seg.)		Padrão Analítico
			Pico	Background	
Y	La	TAP	20,0	10,0	YAG (Yttrium Aluminum Garnet)
Dy	Lb	LIF	20,0	10,0	DyPO <sub>4</sub>
P	Ka	PETJ	10,0	5,0	monazita
Si	Ka	TAP	10,0	5,0	ThSiO <sub>4</sub> (thorita sintética)
Gd	Lb	LIF	20,0	10,0	GdPO <sub>4</sub>
Pb	Mb	PETJ	200,0	100,0	crocoita
Th	Ma	PETJ	20,0	10,0	ThSiO <sub>4</sub>
Sm	Lb	LIF	20,0	10,0	REE2
U	Mb	PETJ	150,0	75,0	UO <sub>2</sub> (sintético)
Ca	Ka	PETJ	10,0	5,0	Ca <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (apatita sintética)
Nd	Lb	LIF	20,0	10,0	NdPO <sub>4</sub>
La	La	PETJ	10,0	5,0	monazita
Pr	Lb	LIF	20,0	10,0	PrPO <sub>4</sub>
Ce	La	LIF	10,0	5,0	monazita

## RESULTADOS

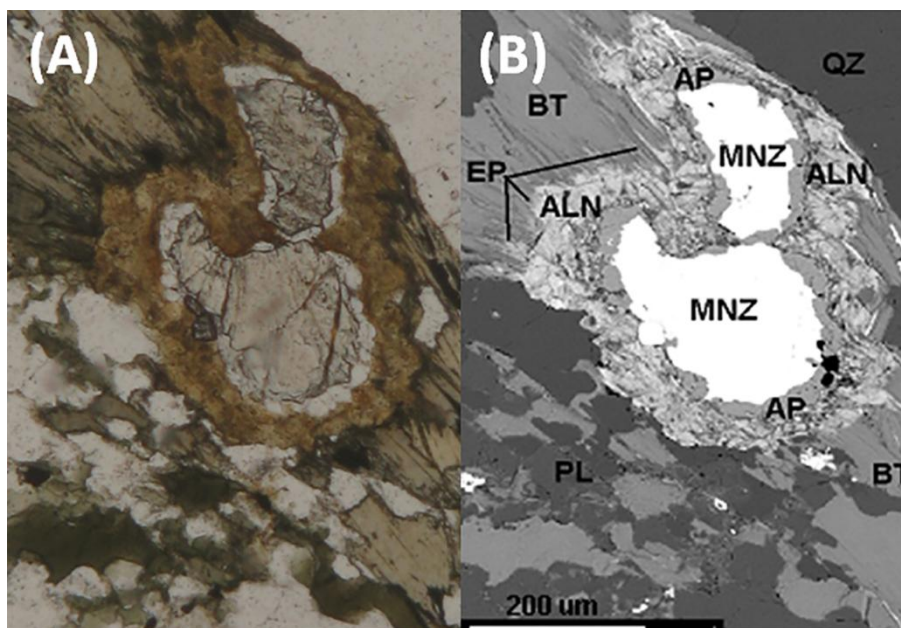
### DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

A rocha coletada é mesocrática, equigranular de granulação média e foliada. Microscopicamente, a rocha descrita apresenta textura granolepidoblástica com cristais de biotita orientados, marcando a foliação (Figura 3A e B). Sua composição média é de 35 a 40% de quartzo, muito recrystalizado, com extinção ondulante e contatos variando de interlobados a poligonais, 35% de plagioclásio, 15% de biotita, 10% de feldspato potássico e 1 a 5% de ortopiroxênio (O ortopiroxênio é substituído por uma mistura de anfibólio, biotita e quartzo – Figura 3C). Como minerais acessórios, citam-se ilmenita, titanita, apatita e monazita. A monazita apresenta coroas de alteração para apatita, allanita e epidoto secundários (Figura 4, A e B).

Assim como muitos litotipos regionais, a rocha investigada cristalizou/ recrystalizou-se sob alto grau metamórfico em condições de fácies granulito, tendo sido provavelmente retrometamorfizada ainda na fácies anfibolito, em função da verificação do processo de geração de anfibólio em substituição ao ortopiroxênio.



**Figura 3.** Fotomicrografias da rocha investigada neste estudo. Em (A), sob polarizadores descruzados e em (B), sob polarizadores cruzados, é possível observar a textura granolepidoblástica da lâmina e a foliação marcada pela biotita. (C) Detalhe do ortopiroxênio em lâmina, substituído por uma mistura de anfibólio, biotita e quartzo (polarizadores cruzados). QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio, BT = Biotita, MC = Microclina, MNZ = Monazita, OPX = Ortopiroxênio.



**Figura 4.** Fotomicrografia do detalhe de um cristal de monazita sob polarizadores descruzados (A) e sua respectiva imagem de elétrons retro-espalhados (B). MNZ = Monazita, AP = Apatita, ALN = Allanita, EP = Epidoto, BT = Biotita, QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio.

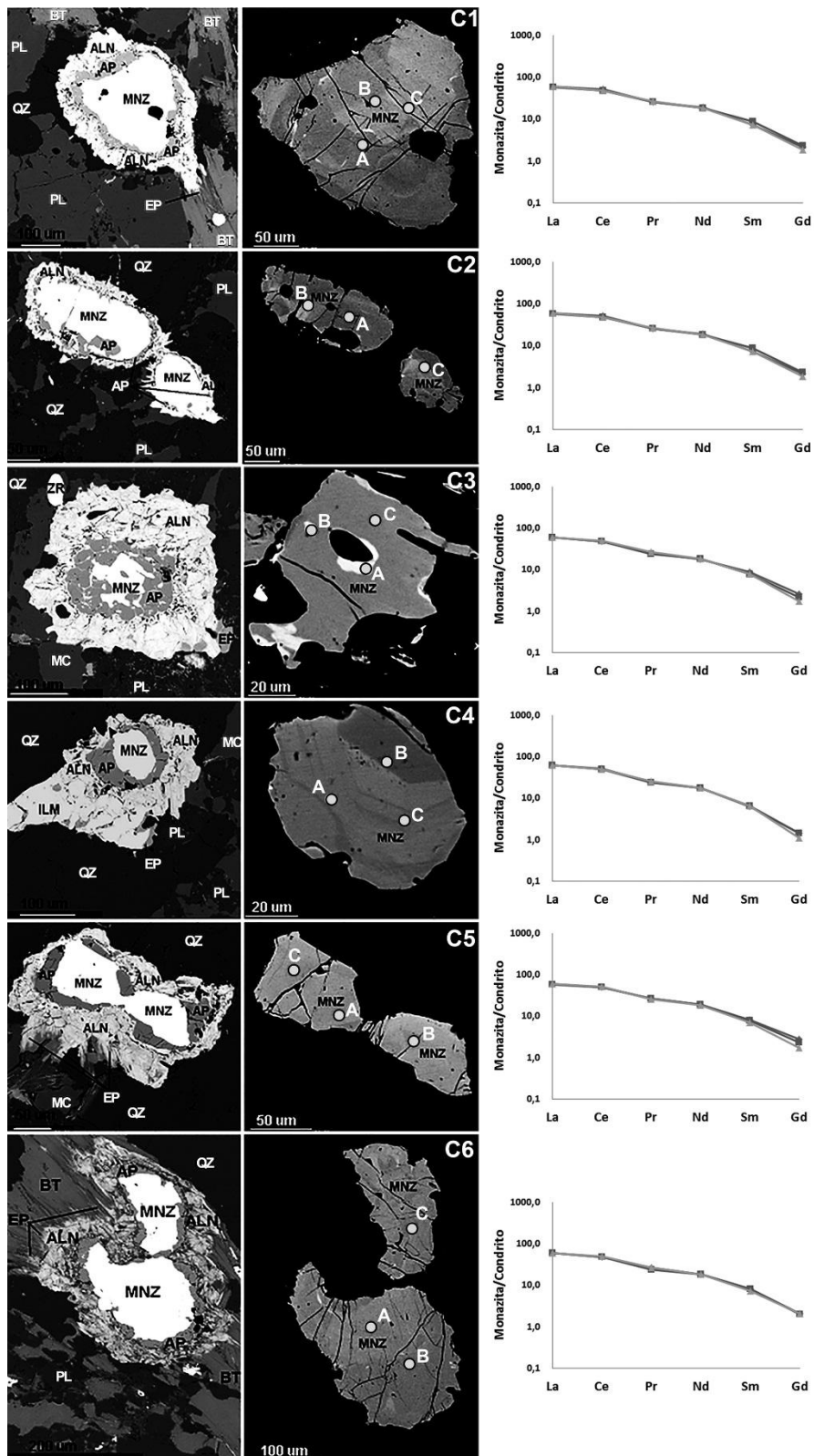
## QUÍMICA MINERAL

Os cristais de monazita investigados, C1 a C6, são anédricos a subédricos e ora internamente homogêneos, sem zoneamento, ora heterogêneos, feições de zoneamento, com porções mais claras sendo levemente mais ricas em Th (Figura 5). Foram feitas três análises por cristal (A, B e C) e a composição química dos pontos analisados (Tabela 2), lançada no diagrama de classificação de Linthout (2007), indica que todos os cristais plotam no campo da monazita (Figura 6), sendo todos quimicamente muito similares. O maior conteúdo de Ce comparado ao dos outros ETR revela que os cristais são de monazita-(Ce) com teores de ThO<sub>2</sub> entre 3,10 e 5,63 %, UO<sub>2</sub> entre 0,08 e 0,13 % e PbO entre 0,40 e 0,73 %. Nos gráficos de ETR normalizados ao condrito (Sun & MacDonough, 1989) observa-se que todos os cristais são extremamente semelhantes quanto ao padrão de comportamento destes elementos (Figura 5), o que sugere que estes cristais sejam co-genéticos.

As coroas encontradas no entorno dos cristais de monazita da figura 4 são confirmadas como sendo de apatita, allanita e epidoto por meio dos espectros de energia dispersiva (EDS) apresentados na figura 7.

## GEOCRONOLOGIA

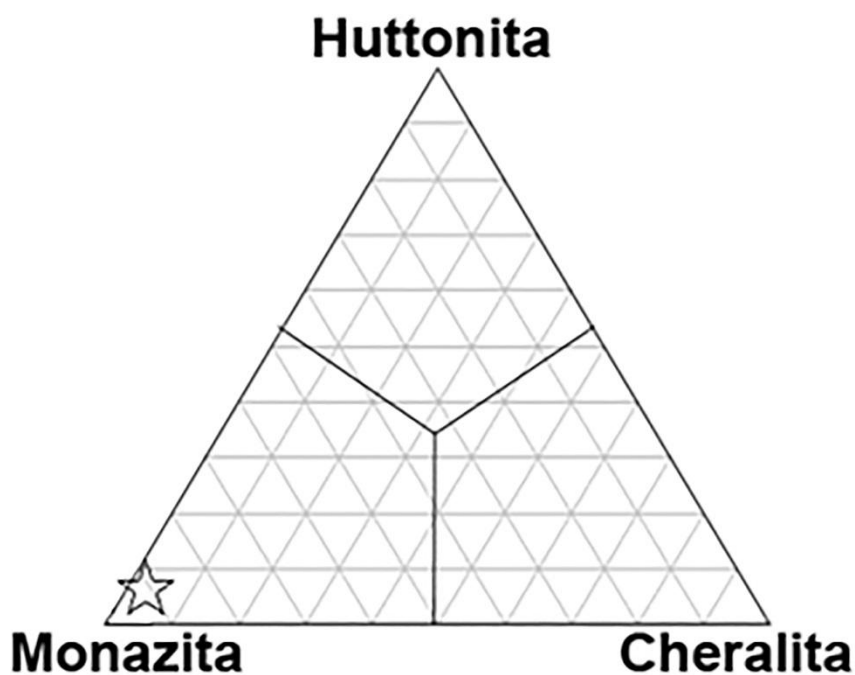
Na tabela 3 estão apresentadas as idades pontuais e teores de U, Th e Pb e seus respectivos erros, obtidas nos seis cristais de monazita investigados. A média de todas as idades que aparecem na tabela 3 produzem um valor de  $2657 \pm 36$  Ma (Figura 8).



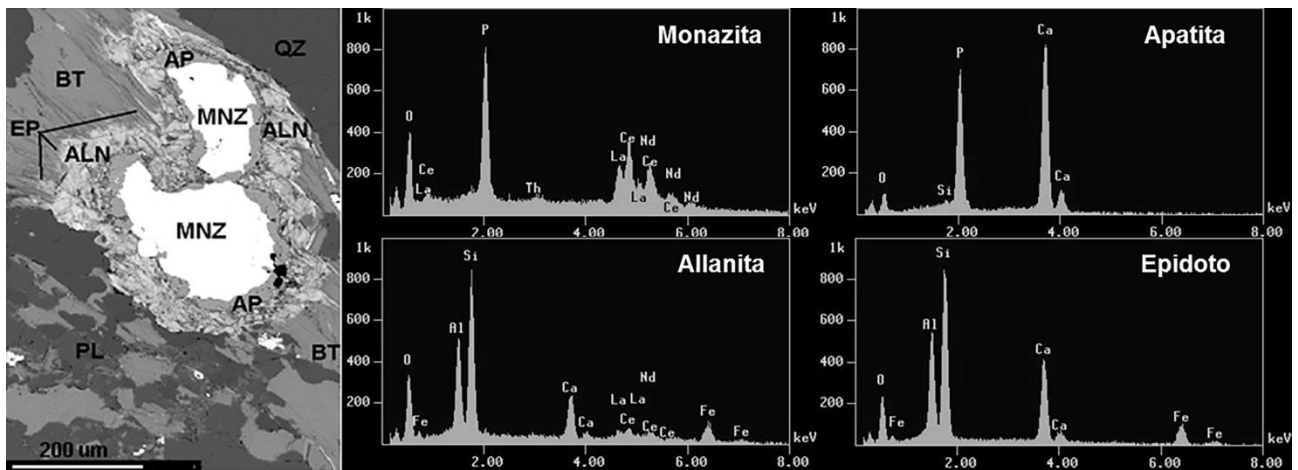
**Figura 5.** Imagens de elétrons retro-espalhados dos cristais de monazita analisados e gráficos de ETR normalizados ao condrito (Sun & MacDonough, 1989). Os pontos representam as análises em microsonda eletrônica, listadas na Tabela . MNZ = Monazita, AP = Apatita, ALN = Allanita, EP = Epidoto, ILM = Ilmenita, BT = Biotita, QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio, MC = Microclina.

**Tabela 2.** Composições químicas dos cristais de monazita do metacharnoenderbitto investigado (óxidos em % peso).

	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PbO	ThO <sub>2</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	UO <sub>2</sub>	CaO	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
<b>C1-A</b>	0,23	0,16	27,39	0,99	0,50	0,46	3,73	1,26	0,08	0,32	10,21	16,73	2,88	36,26	101,20
<b>C1-B</b>	0,33	0,21	27,28	1,40	0,54	0,67	5,43	1,54	0,12	0,46	10,05	16,08	2,86	34,73	101,69
<b>C1-C</b>	0,25	0,16	27,31	1,22	0,44	0,70	5,54	1,30	0,13	0,47	9,93	16,61	2,89	34,89	101,84
<b>C2-A</b>	0,26	0,16	27,73	1,03	0,54	0,48	3,67	1,31	0,11	0,32	10,26	16,89	2,90	35,75	101,39
<b>C2-B</b>	0,27	0,14	27,01	1,41	0,49	0,73	5,55	1,42	0,12	0,40	10,43	16,44	2,88	34,32	101,62
<b>C2-C</b>	0,28	0,09	27,52	1,15	0,54	0,52	4,06	1,44	0,09	0,34	10,26	16,52	2,96	35,66	101,44
<b>C3-A</b>	0,32	0,19	27,18	1,30	0,61	0,69	5,47	1,53	0,10	0,48	9,42	16,49	2,80	34,73	101,30
<b>C3-B</b>	0,32	0,08	27,30	1,29	0,50	0,67	5,25	1,38	0,12	0,45	9,81	16,50	2,62	34,91	101,21
<b>C3-C</b>	0,27	0,11	27,54	1,19	0,41	0,62	4,90	1,40	0,11	0,45	9,88	16,76	2,92	35,32	101,88
<b>C4-A</b>	0,19	0,07	27,13	1,18	0,33	0,55	4,23	1,12	0,09	0,29	9,66	17,17	2,78	36,51	101,31
<b>C4-B</b>	0,20	0,15	27,18	1,08	0,33	0,48	3,73	1,15	0,09	0,26	9,65	17,43	2,68	36,09	100,48
<b>C4-C</b>	0,14	0,10	27,16	1,17	0,26	0,53	4,07	1,16	0,08	0,31	9,49	17,29	2,83	35,67	100,25
<b>C5-A</b>	0,31	0,00	27,38	1,20	0,65	0,58	4,53	1,41	0,13	0,44	10,45	16,32	2,97	35,17	101,53
<b>C5-B</b>	0,31	0,15	26,85	1,20	0,55	0,60	4,72	1,40	0,12	0,43	10,23	16,30	2,90	35,32	101,06
<b>C5-C</b>	0,30	0,12	27,26	0,91	0,41	0,41	3,14	1,25	0,08	0,35	9,80	16,84	2,83	36,80	100,48
<b>C6-A</b>	0,31	0,09	27,00	1,39	0,49	0,70	5,63	1,46	0,12	0,47	9,96	16,53	2,89	34,65	101,69
<b>C6-B</b>	0,31	0,03	27,25	1,32	0,47	0,69	5,49	1,41	0,11	0,46	10,13	16,36	2,67	34,24	100,91
<b>C6-C</b>	0,28	0,11	27,76	0,87	0,49	0,40	3,10	1,26	0,09	0,52	10,01	16,70	2,89	35,35	99,81



**Figura 6.** Diagrama ternário 2REEPO<sub>4</sub> – CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> – 2ThSiO<sub>4</sub> (Linhout, 2007). A estrela representa a composição dos 18 pontos analisados.



**Figura 7.** Espectros EDS da monazita e das coroas de apatita, allanita e epidoto. MNZ = Monazita, AP = Apatita, ALN = Allanita, EP = Epidoto, BT = Biotita, QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio.

**Tabela 3.** Idades pontuais e teores de U, Th e Pb (e seus respectivos erros) obtidas nos cristais de monazita. M Pb é a massa atômica média do chumbo, calculada de acordo com Pommier *et al.* (2004).

	Idade Ma	Erro Idade Ma	U ppm	Erro U ppm	Th ppm	Erro Th ppm	Pb ppm	Erro Pb ppm	M Pb
C1-A	2619	178	452	150	32806	656	4298	150	207,9
C1-B	2605	137	728	150	47701	954	6247	150	207,9
C1-C	2630	135	792	150	48703	974	6470	150	207,9
C2-A	2660	176	738	150	32234	645	4447	150	207,8
C2-B	2736	138	774	150	48782	976	6758	150	207,9
C2-C	2689	168	593	150	35688	714	4864	150	207,9
C3-A	2684	140	584	150	48053	961	6424	150	207,9
C3-B	2674	141	738	150	46155	923	6238	150	207,9
C3-C	2634	147	678	150	43061	861	5718	150	207,9
C4-A	2704	164	574	150	37191	744	5078	150	207,9
C4-B	2668	178	550	150	32744	655	4428	150	207,9
C4-C	2724	170	487	150	35741	715	4883	150	207,9
C5-A	2621	151	848	150	39836	797	5375	150	207,8
C5-B	2607	148	812	150	41453	829	5523	150	207,8
C5-C	2679	201	494	150	27629	553	3769	150	207,8
C6-A	2626	134	761	150	49433	989	6535	150	207,9
C6-B	2664	138	645	150	48220	964	6424	150	207,9
C6-C	2614	198	594	150	27208	544	3667	150	207,8



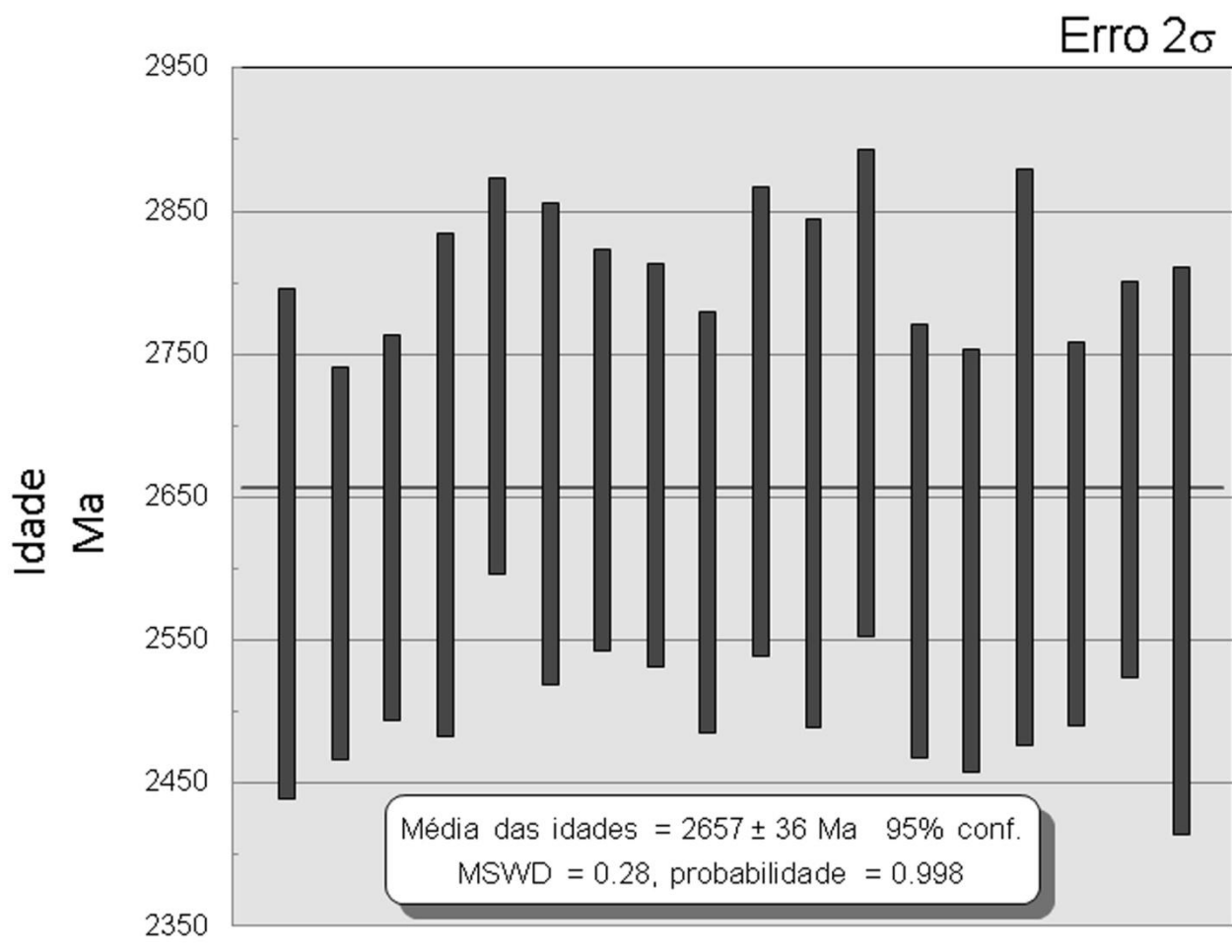


Figura 8. Média das idades dos cristais de monazita do metacharnoenderbitito estudado.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A monazita se mostra bastante útil para datar eventos magmáticos e metamórficos de alta temperatura/pressão (Parrish, 1990). As típicas altas concentrações de U e Th na monazita também contribuem para a confiabilidade das idades encontradas. Como resultado, a monazita frequentemente produz idades U-Th-Pb robustas. Em termos geocronológicos, conforme mencionado no item da Geologia Regional deste artigo, Paciullo *et al.* (2007) interpretam a idade-modelo Sm-Nd<sub>TDM</sub> de 2768 Ma (rocha total) das rochas metacharnockíticas metaluminosas locais como representante da idade de separação a partir do protólito, a idade U-Pb (zircão) de 2718 ± 13 Ma como sendo próxima à cristalização magmática dos charnockitos e a idade de 2660 ± 30 Ma (isócrona Rb-Sr, rocha total, Quéméneur, 1995) como o momento da abertura do sistema Rb-Sr ao final do metamorfismo. O Granitóide Bom Sucesso, com idade de cristalização magmática de 2708 ± 5 Ma (Quéméneur *et al.*, 2003), também estaria inserido no mesmo contexto geodinâmico.

Especificamente em relação à monazita, uma vez que seus cristais podem ser internamente homogêneos ou heterogêneos em função de sua história geológica, as imagens de elétrons retro-espalhados geradas pela microsonda podem guardar informações termotectônicas sobre o

crescimento de cristais e padrões de recristalização relacionados a reações metamórficas (Williams *et al.*, 2007). Nas imagens de elétrons retro-espalhados da figura 5, cristais como o C4 aparentemente guardam padrão típico de zoneamento magmático, com duas idades correspondentes às mais antigas na tabela 3. Já o C1, por exemplo, exibe um padrão de zoneamento irregular, aparentemente relacionado a processos de recristalização metamórfica, com redistribuição de Th e ligeira perda de Pb radiogênico pelo cristal durante a recristalização, como observado em rochas polimetamórficas da Antártica (Black *et al.*, 1984), o que levaria à idades mais novas, semelhantes às do cristal C1 na tabela 3.

A idade média de  $2657 \pm 36$  Ma (Figura 8) encontrada para os cristais de monazita do metacharnoenderbito aqui investigado aponta para a contemporaneidade ao evento de metamorfismo de  $2660 \pm 30$  Ma sugerido por Quéméneur (1995) para este contexto. Entretanto, sugere-se que as idades correspondentes às mais antigas na tabela 3 (como as do cristal C4 da figura 5) estejam relacionadas à idade de cristalização magmática das monazitas estudadas, posicionando a cristalização do metacharnoenderbito no mesmo intervalo de idade (2718-2708 Ma) dos metacharnockitos adjacentes. A semelhança temporal e espacial entre todas essas rochas remete a um ambiente de interação manto-crosta relacionado ao período tardi-colisional do evento Rio das Velhas, com magmatismo e metamorfismo se desenvolvendo em condições de pressão e temperatura típicas de fácies granulito. Estas condições se atestam pela presença de ortopiroxênio no metacharnoenderbito investigado, o qual foi ainda submetido a retrometamorfismo em fácies anfíbolito, dada a substituição do ortopiroxênio pelo anfíbio e o surgimento da biotita.

Com relação às texturas em forma de coroas ao redor dos cristais de monazita, elas revelam que este mineral presente na rocha estudada não permaneceu como um sistema totalmente fechado durante o metamorfismo regional de fácies granulito a anfíbolito. O consumo da monazita sugere a presença de fluidos metamórficos que teriam levado Ca, Fe, Si e Al até os limites dos seus cristais. No entanto, ao se verificar que as texturas de alteração são concêntricas, a cinemática das reações foi aparentemente controlada pela difusão de elementos da monazita para os minerais da coroa, e vice-versa. A apatita formada só conseguiu crescer ao longo, ou muito próximo à estrutura da monazita original. Deste modo, parece que os tetraedros de  $\text{PO}_4$  da monazita serviram diretamente como base para o crescimento da apatita. Devido aos ETR possuírem baixo coeficiente de difusão em minerais acessórios (Liang & Watson, 1995), pode-se assumir que os ETR liberados durante o consumo da monazita difundiram-se de maneira muito lenta ao longo da zona da apatita e em direção às coroas de allanita/epidoto (Figura 5 e figura 7). Em todo caso, a taxa de reação diminuiu à medida que a zona de apatita ia crescendo. O crescimento da zona da apatita impediu, por fim, o contato da monazita com o eventual fluido metamórfico, o que explica a razão do consumo completo da monazita nunca ter sido alcançado.

Ao contrário da apatita que cresceu em direção ao centro da monazita, as coroas de allanita e de epidoto foram formadas como uma “franja” nas bordas do cristal de monazita original. Saliências de allanita ao longo da zona de epidoto sugerem que a allanita esteve sucessivamente substituindo as coroas de epidoto recém-formadas. A nucleação e o crescimento da coroa de allanita rica em ETR adjacente à coroa de apatita foram dirigidos muito provavelmente pela particular alta concentração de ETR nesta região. A queda na disponibilidade de ETR distante da zona da apatita resultou na formação de coroa mais pobre em ETR, que é a de epidoto. Esta observação apoia a afirmação de que os ETR são extremamente imóveis durante o metamorfismo (Finger *et al.*, 1998).

É provável que o Ca necessário para formar apatita e epidoto-allanita tenha vindo do consumo do plagioclásio. O Fe e o Al necessários para formar epidoto-allanita derivaram do consumo da biotita e da ilmenita.

Considerando um intervalo por volta de 40 Ma entre a idade de cristalização magmática e idade final de metamorfismo a  $2657 \pm 36$  Ma para a rocha investigada e a presença de coroas de reação fosfato-silicato nas monazitas, sugere-se que o crescimento das coroas teria iniciado logo após a cristalização do metacharnoenderbita, por volta de 2700 Ma, em função de haver coroas de reação ao redor de cristais que guardam padrão ígneo de crescimento. Os minerais hidratados das coroas de reação continuariam se desenvolvendo pela ação de fluidos hidrotermais no retrometamorfismo de fácies anfíbolito durante a extensão tardi-colisional da orogenia Rio das Velhas até por volta de 2660 Ma, tendo em vista que elas cresceram ao redor de cristais que guardam padrão irregular que remete às feições de recristalização da monazita. Sob estas condições de P-T e o intervalo de tempo de 40 Ma considerado, a difusão de elementos não teria sido suficiente para consumir completamente a monazita.

### **AGRADECIMENTOS**

Ao CNPq, pela bolsa de estudos concedida aos autores. Ao Instituto de Geociências da UFMG que disponibilizou os laboratórios do CPMTC para apoiar esta pesquisa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALKMIM, F.F. 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.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Becca, São Paulo, p. 17-35, 2004.
2. ÁVILA, C.A.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; MOURA, C.A.V.; PEREIRA, R.M. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 464-482, 2010.
3. BLACK, L.P.; FITZGERALD, J.D.; HARLEY, S.L. Pb isotopic composition, colour, and microstructure of monazites from a polymetamorphic rock in Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 141-148, 1984.
4. CAMPOS, J.C.S.; CARNEIRO, M.A.; BASEI, M.A.S. U-Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 75, n. 4, p. 497-511, 2003.
5. CARNEIRO, M.A. & BARBOSA, M.S.C. Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 26, n. 1, p. 87-98, 2008.
6. CHAVES, A.O. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. *Geonomos*, v. 21, n. 1, p. 29-33, 2013.
7. CHAVES, A.O.; OLIVEIRA, E.K.; GARCIA, L.R.A. Desenvolvimento do método de datação química U-Th-Pb de monazita por microsonda eletrônica na UFMG. *Geonomos*, v. 21, n. 2, p. 13-18, 2013.
8. DAHL, P.S.; HAMILTON, M.A.; JERCINOVIC, M.J.; TERRY, M.P.; WILLIAMS, M.L.; FREI, R. Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U-Th-Pb dating by electron microprobe: An example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (U.S.A.). *American Mineralogist*, v. 90, p. 619-638, 2005.

9. FERNANDES, R.A. & CARNEIRO, M.A. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 671-678, 2000.
10. FINGER, F.; BROSKA, I.; ROBERTS, M.P.; SCHERMAIER, A. Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolites facies granite gneiss from the eastern Alps. *American Mineralogist*, v. 83, p. 248-258, 1998.
11. FOSTER, G.; PARRISH, R.R.; HORSTWOOD, M.S.; CHENERY, S.; PYLE, J.; GIBSON, H.D. The generation of prograde P–T–t points and paths; a textural, compositional, and chronological study of metamorphic monazite. *Earth Planetary Science Letters*, v. 228, p. 125-142, 2004.
12. LANZIROTTI, A. & HANSON, G.N. Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: Implications for monazite stability in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 125, p. 332-340, 1996.
13. LAURENT, O.; MARTIN, H.; MOYEN, J.F.; DOUCELANCE, R. 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*, v. 205, p. 208-235, 2014.
14. LIANG, Y. & WATSON, E.B. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, v. 80, p. 1179-1187, 1995.
15. LINTHOUT, K. Tripartite Division of THE System  $2\text{REEPO}_4 - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - 2\text{ThSiO}_4$ , Discreditation of Brabantite, and Recognition of Cheralite as the name for members dominated by  $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ . *Canadian Mineralogist*, v. 45, p. 503-508, 2007.
16. LUDWIG, K.R. Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, n.4, 70 p. 2003.
17. MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALES, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. Geologia das Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Projeto RADAMBRASIL, p. 27-304, 1983.

18. MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O.A. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilatero Ferrifero, southern Sao Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1221-1227, 1992.
19. MONTEL, J.; FORET, S.; VESCHAMBRE, M.; NICOLLET, C.; PROVOST, A. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, v. 131, p. 37-53, 1996.
20. NOCE, C.M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilatero Ferrifero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 95-102, 1998.
21. NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÉNEUR, J.J.G.; MARTINS, V.T.S.; BOLZACHINI, E. Isotope signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 225-239, 2000.
22. OVERSTREET, W.C. The geological occurrence of monazite. *Geological Survey Professional Papers*, v. 530, p. 327, 1967.
23. PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; CHERMAN, A.; CHRISPIM, S.; MACIEL, R.R. Mapa geológico da Folha Nepomuceno (SF.23-V-D-III) Escala 1:100.000. Nota Explicativa. Programa Geologia do Brasil: Mapas Geológicos, Rio de Janeiro, 92 p., 2007.
24. PARRISH, R.R. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 27, p. 1431-1450, 1990.
25. PINESE, J.P.P. Geoquímica, Geologia Isotópica e Aspectos Petrológicos dos Diques Máficos Pré-Cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção Sul do Cráton do São Francisco. PhD Thesis, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 p., 1997.

26. POMMIER, A.; COCHERIE, A.; LEGENDRE, O. EPMA Dating User' Manual, V.1.01: Age Calculation from Electron Probe Microanalyser Measurements of U–Th–Pb. BRGM, Orleans. 2004.
27. PYLE, J.M.; SPEAR, F.S.; WARK, D.A.; DANIEL, C.G.; STORM, L.C. Contributions to precision and accuracy of chemical ages of monazite. *American Mineralogist*, v. 90, p. 547-577, 2005.
28. QUÉMÉNEUR, J.J.G. Os magmatismos de idade Arqueana e Transamazônica na região Campos das Vertentes, sul do Cráton do São Francisco, com base em geoquímica e geocronologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese de Professor Titular, 79 p., 1995.
29. QUÉMÉNEUR J.J.G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. Geologia da Folha Lavras. In: Companhia Mineradora de Minas Gerais. Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas – Etapa I. Relatório final. Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, v. 1, p. 259-319. CD-ROM. 2003.
30. SCHERRER, N.C.; ENG, M.; GNOS, E.; JAKOB, V.; LIECHTI, A. Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 80, p. 93-105, 2000.
31. SMITH, H.A. & BARREIRO, B. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, p. 602-615, 1990.
32. SUN, S.S. & MACDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (Editors), Geological Society of London, London, v. 42, p. 313-345, 1989.
33. SUZUKI, K. & ADACHI, M. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–total Pb isochron ages of monazite, zircon, and xenotime. *Geochemical Journal*, v. 25, p. 357-376, 1991.

34. TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research*, v. 53, p. 1-22, 1991.
35. TEIXEIRA W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P.N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, p. 151-164, 1996.
36. TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31<sup>o</sup> International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 101-137, 2000.
37. TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C.A.; CORDANI, U.G.; MARTINS, V.T.S.; VALENÇA, J.G. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. In: *Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, 3, Salvador. *Anais SBG*, v. 1, p. 174-177, 2005.
38. VLACH, S.R.F. Th-U-Pb Dating by Electron Probe Microanalysis, Part I. Monazite: Analytical Procedures and Data Treatment. *Geologia USP - Série científica*, v. 10, n. 1, p. 61-85, 2010.
39. WARD, C.D.; MCARTHUR, J.M.; WALSH, J.N. Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *Journal of Petrology*, v. 33, p. 785-815, 1991.
40. WILLIAMS, M.L.; JERCINOVIC, M.J.; TERRY, M.P. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, v. 27, p. 1023-1026, 1999.
41. WILLIAMS, M.L.; JERCINOVIC, M.J.; HETHERINGTON, C.J. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Ann Review Earth Planetary Sciences*, v. 35, p. 137-175, 2007.



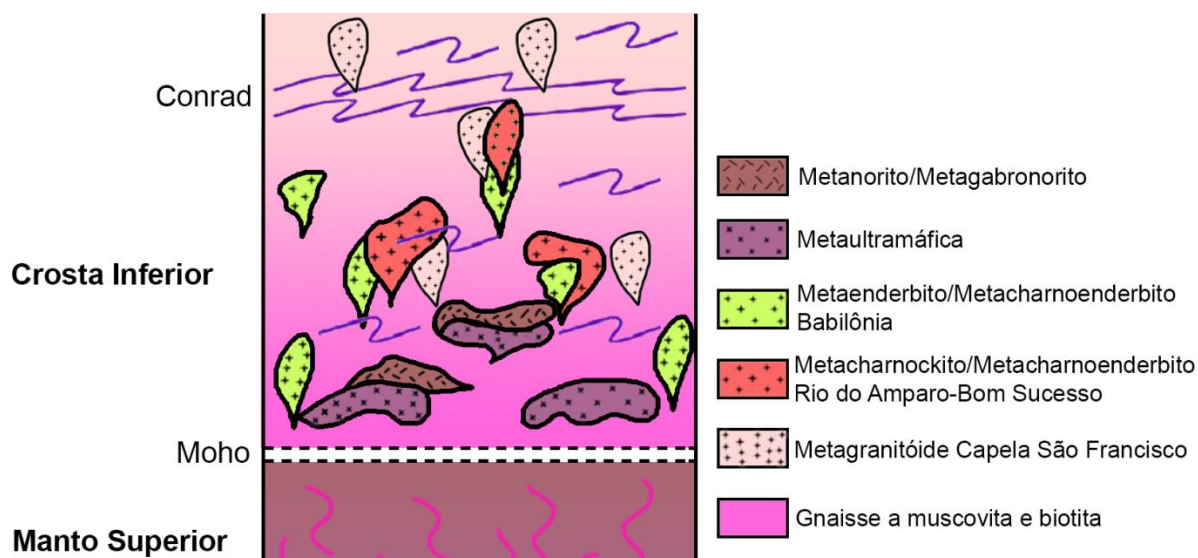
## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Além de diques máficos não arqueanos, a região da Serra da Babilônia guarda cinco unidades geológicas neoarqueanas distintas, cujas idades estão sumarizadas na tabela I.

**Tabela I.** Compilação de idades para as unidades da área de estudo.

	<b>Idade (Ma)</b>	<b>Referências</b>
Metaultramáfica peridotítica e Metanoritos/Metagabronoritos	2658 ± 44	Pinese (1997)
Metagranitoide Capela São Francisco	Cerca de 2700	Granitoides potássicos de Romano <i>et al.</i> (2013)
Metacharnockito/Metacharnoenderbito Rio do Amparo-Bom Sucesso	2718 ± 13 (1) 2708 ± 5 (2)	(1) Paciullo <i>et al.</i> (2007); (2) Quéméneur <i>et al.</i> (2003)
Metaenderbito/Metacharnoenderbito Babilônia	2730 (1) 2657 ± 36 (2)	(1) Quéméneur <i>et al.</i> (2003); (2) Este trabalho
Biotita-muscovita gnaiss	Cerca de 3000	Carneiro <i>et al.</i> (2007)

A partir das características de campo, da interpretação das imagens aerogeofísicas, da petrografia e geoquímica dos litotipos investigados, das idades disponíveis na bibliografia e a idade obtida neste estudo (Tabela I), e do modelo geológico discutido na figura 22 (artigo 1), é possível sugerir, para as diferentes unidades neoarqueanas, a seguinte evolução geológica: por anatexia, o biotita-muscovita gnaiss pré-existente na crosta inferior do setor meridional do cráton São Francisco teria dado origem ao metagranitoide peraluminoso Capela São Francisco. Diferentes graus de fusão parcial do manto litosférico previamente metassomatizado e enriquecido geraria tanto os metaenderbitos e metacharnoenderbitos Babilônia metaluminosos como também as metaultramáficas. Através de processos de diferenciação magmática, estas ultramáficas teriam evoluído para os metanoritos e metagabronoritos. Os metacharnockitos e metacharnoenderbitos metaluminosos do tipo Rio do Amparo-Bom Sucesso, teriam se formado por hibridização de material derivado de fonte mantélica e crustal. Com base no exposto, a evolução dos processos magmáticos e metamórficos neoarqueanos da região da Serra da Babilônia estaria relacionada aos eventos tardi- a pós-colisionais da orogenia Rio das Velhas, dentro dos quais houve o crescimento de coroas fosfato-silicáticas nos cristais de monazita da unidade Babilônia, a partir da ação de fluidos hidrotermais metamórficos. Todos estes processos geológicos tiveram lugar sob condições de fácies granulito a anfíbolito, correspondente à crosta inferior entre as descontinuidades sísmicas de Conrad e de Mohorovicic, conforme a figura I.



**Figura I.** Posição crustal das rochas da região durante o Neoarqueano.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. CARNEIRO, M.A. *et al.* Folhas Campo Belo (SF.23-V-B-VI) e Oliveira (SF.23-X-A-IV), escala 1:100.000: relatório final. Ouro Preto. Programa Geologia do Brasil: Mapas Geológicos. 192 p. 2007.
2. PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; CHERMAN, A.; CHRISPIM, S.; MACIEL, R.R. Mapa geológico da Folha Nepomuceno (SF.23-V-D-III) Escala 1:100.000. Nota Explicativa. Programa Geologia do Brasil: Mapas Geológicos, Rio de Janeiro, 92 p., 2007.
3. PINESE, J.P.P. Geoquímica, Geologia Isotópica e Aspectos Petrológicos dos Diques Máficos Pré-Cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção Sul do Cráton do São Francisco. PhD Thesis, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 p., 1997.
4. QUÉMÉNEUR J.J.G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. Geologia da Folha Lavras. In: Companhia Mineradora de Minas Gerais. Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas – Etapa I. Relatório final. Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, v. 1, p. 259-319. CD-ROM. 2003.
5. ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F.F.; STEVENS, G.; ARMSTRONG, R. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research* 224, p. 143-159. 2013.