



Arcabouço Estrutural, Petrografia e Idades U-Pb em Zircão de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada (2350 Ma) – Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil
Structural Framework, Petrography and U-Pb Zircon Ages of Dykes Intruding Granitoids from the 2350 Ma Lagoa Dourada Suite – Mineiro Belt, Southeastern Brazil

Stéphanhy Rodrigues Lopes; Leonardo Gonçalves & Cristiane Castro Gonçalves

*Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia,
Campus Morro do Cruzeiro, s/nº, 35400-000, Ouro Preto, MG, Brasil*
E-mails: *stephanyrlopes@hotmail.com; leonardogeologo@hotmail.com; cristianepcgoncalves@gmail.com*
Recebido em: 30/04/2020 Aprovado em: 20/08/2020
DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2020_4_66_81

Resumo

A Suíte Lagoa Dourada (SLD), localizada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco (CSF), datada em ca. 2,35 Ga, é composta por biotita-hornblenda tonalitos cortados por uma rede de diques classificados em 5 diferentes tipos (Tipos 1 a 5). Esses tipos foram individualizados a partir de suas relações de corte e orientação espacial, obtidas com cartografia de 4 áreas alvos, além da composição modal e textura. Com características microestruturais majoritariamente ígneas, a foliação observada nestes diques foi gerada durante a sua colocação, associada ao próprio fluxo magmático. As relações de corte observadas mostram que os diques Tipo 1 (ca. 2347 Ma) são os mais antigos, cuja idade obtida superpõe, dentro do erro analítico, a idade da rocha hospedeira. Esses diques foram alojados por meio de um sistema de fraturas sin-intrusivas provenientes da contração volumétrica do plúton durante a sua cristalização. O processo de ruptura da rocha hospedeira para a colocação dos demais tipos deve-se provavelmente ao fraturamento provocado pela pressão magmática, tendo a intrusão mais jovem (Tipo 5, ca. 2332 Ma) ocorrido aproximadamente 20 Ma após a sua cristalização. Tem-se então o registro singular da produção de crosta em ca. 2350-2330 Ma para a SLD e diques nela intrusivos, tempo que corresponde a um período de carência global do registro de geração de crosta continental (2,45 e 2,2 Ga).

Palavras-chave: *Cinturão Mineiro; crosta continental juvenil; enxame de diques Siderianos*

Abstract

The Lagoa Dourada Suite (LDS), located in the Mineiro Belt, southern margin of the São Francisco Craton, dated at ca. 2.35 Ga, is composed of biotite-hornblende tonalites crosscut by a network of dykes classified into 5 different types (Types 1 to 5). These types were individualized based on their cutting relations and spatial orientation, through the outcrop mapping of 4 workstations, besides the modal composition and texture. With microstructural features mostly igneous, the foliation observed in these dykes was generated during their emplacement, associated with the magmatic flow itself. The observed cutting relations show that Type 1 (ca. 2347 Ma) is the oldest one, whose obtained age overlaps, within the analytical error, the host rock age. It had been emplaced through a system of syn-intrusive fractures resulting from the volumetric contraction of the pluton during its crystallization. The host rock rupture responsible for the emplacement of the other types is probably due to the fracturing caused by the magmatic pressure, with the youngest intrusion (Type 5, ca. 2332 Ma) occurring approximately 20 Ma after its crystallization. Therefore, there is a singular record of the production of crust at ca. 2350-2330 Ma for LDS and intrusive dykes, a time that would correspond to a global paucity period in the continental crust formation (2.45 e 2.2 Ga).

Keywords: *Mineiro Belt; juvenile crustal growth; Siderian dike swarm*

1 Introdução

O entendimento da tectônica de placas e sua mudança ao longo do tempo, e dos processos determinantes para geração e estabilização da crosta continental, é fundamental para compreensão da história geológica da Terra. Entretanto, embora busque se reconhecer os mecanismos de formação da crosta continental juvenil (*e.g.* Cawood *et al.*, 2013), não há consenso se no Pré-cambriano esse processo foi contínuo (Belousova *et al.*, 2010; Dhuime *et al.*, 2012) ou episódico (Condie, 1998), com maior produção em 2,7, 1,9 e 1,2 Ga.

Os picos de crescimento seriam precedidos por produção mais lenta, sendo identificada entre 2,45 e 2,2 Ga, no Sideriano, uma importante lacuna no registro do magmatismo global (Condie *et al.*, 2009a), conhecida por “*crustal/magmatic age gap*”, “*magmatic shutdown*” ou “*magmatic lull*” (Condie *et al.*, 2009a; Partin *et al.*, 2014; Spencer *et al.*, 2018). Spencer *et al.* (2018) propõem que o período desta desaceleração tectono-magmática ocorreu provavelmente entre ~2,3-2,2 Ga. Para Condie *et al.* (2009a, 2009b) este hiato temporal resulta de uma desaceleração ou desligamento da tectônica de placas. Porém, os registros de crosta continental juvenil naquele intervalo de tempo aumentaram rapidamente nos últimos anos e questiona-se se essa quietude magmática realmente existiu ou se as rochas deste período não foram preservadas (Hawkesworth *et al.*, 2009, 2013; Partin *et al.*, 2014).

Foram relatadas rochas juvenis com idades entre 2,45 e 2,22 Ga no norte do Canadá (Partin *et al.*, 2014), norte da China (Diwu *et al.*, 2014), Austrália (Smits *et al.*, 2012), África Ocidental (Gasquet *et al.*, 2003) e no Brasil (*e.g.* Macambira *et al.*, 2009; Seixas *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2015). No Brasil tem-se a Suíte Lagoa Dourada (SLD), situada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco, datada em ca. 2,35 Ga por Seixas *et al.* (2012), período até então sem reconhecimento de magmatismo félsico juvenil no CM. Esta suíte é composta por biotita-hornblenda tonalitos e biotita trondhjemitos, que são cortados por uma rede de diques cujas relações petrográficas, estruturais, espaciais e seu “*timing*” de colocação ainda eram desconhecidos. Portanto, busca-se discutir o significado destes diques a partir da caracterização da diversidade petrográfica, controle estrutural, além do “*timing*” de colocação dos mesmos, a fim de melhor compreender a evolução da SLD. Por se tratar de importante exemplo de crosta continental juvenil durante o “*magmatic lull*”, tem-se uma contribuição ímpar para melhor compreensão da evolução crustal do planeta no Sideriano.

2 Geologia Regional

O Cráton São Francisco – CSF (Figura 1A; Almeida, 1977) é uma extensa unidade tectônica, localizada na Plataforma Sul-Americana, cercada por orógenos neoproterozoicos (Teixeira & Figueiredo, 1991; Teixeira *et al.*, 2015). Em sua borda meridional encontram-se preservados o Complexo Mantiqueira, o Complexo Juiz de Fora e o Cinturão Mineiro (Figura 1B), sendo a geologia desta região caracterizada por diversos conjuntos litológicos com idades e evolução geológica distintas. O Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985) possui importantes vestígios de ampla atividade plutônica proveniente de sucessivas colagens diacrônicas de arcos oceânicos e continentais ativos durante o paleoproterozoico (Figura 1C; Noce *et al.*, 2000; Ávila *et al.*, 2014; Teixeira *et al.*, 2015).

Com direção aproximada NE-SW, o CM é delimitado a norte pelo Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS), a leste pelo Lineamento Congonhas-Itaverava (LCI) e a sul por um terreno metamórfico de alto grau indiferenciado pertencente ao Cinturão Ribeira (Figura 1C; Teixeira *et al.*, 2015). Com aproximadamente 170 km de extensão, é tido como um fragmento crustal formado por rochas predominantemente juvenis (intermediárias a félsicas) associadas a sequências metavulcanossedimentares, que registram metamorfismo até fácies anfíbolito inferior (Noce *et al.*, 2000; Seixas *et al.*, 2012, 2013; Barbosa *et al.*, 2015; Teixeira *et al.*, 2015), cujas informações litológicas e geocronológicas são sintetizadas na Tabela 1.

A Suíte Lagoa Dourada aflora na porção central do Cinturão Mineiro, a leste da Suíte Resende Costa, com ~18 km de comprimento e 8 km de largura (Figura 1C), sendo composta por biotita-hornblenda tonalitos e biotita trondhjemitos com características geoquímicas comuns a suítes TTG arqueanas de alto alumínio (Seixas *et al.*, 2012). Com idade de cristalização estabelecida em ca. 2,35 Ga (Seixas *et al.*, 2012) é tida como resultante de um processo de geração de crosta continental juvenil paleoproterozoica, sendo um dos primeiros registros do magmatismo Sideriano no CM. Os biotita-hornblenda tonalitos são constituídos por oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda como minerais essenciais, e epidoto, apatita, allanita, titanita, magnetita, granada e zircão como minerais acessórios. Estas rochas possuem granulação média com texturas ígneas preservadas, conteúdo de minerais máficos de ~10% até ~25% e foliação dominante E-W. De acordo com Seixas *et al.* (2012) a diferenciação magmática da suíte é controlada por cristalização fracionada (hornblenda e minerais acessórios) e incorporação episódica e simultânea de novos pulsos de magma, refletindo diferentes níveis de fusão da fonte. Esse processo é registrado por uma rede de diques que podem estar foliados, com orientação subparalela ou discordante da foliação dos granitoides hospedeiros (SLD), sugerindo mais de uma geração (Seixas *et al.*, 2012).

Arcabouço Estrutural, Petrografia e Idades U-Pb em Zircão de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada (2350 Ma) – Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil
 Stéphany Rodrigues Lopes, Leonardo Gonçalves & Cristiane Castro Gonçalves

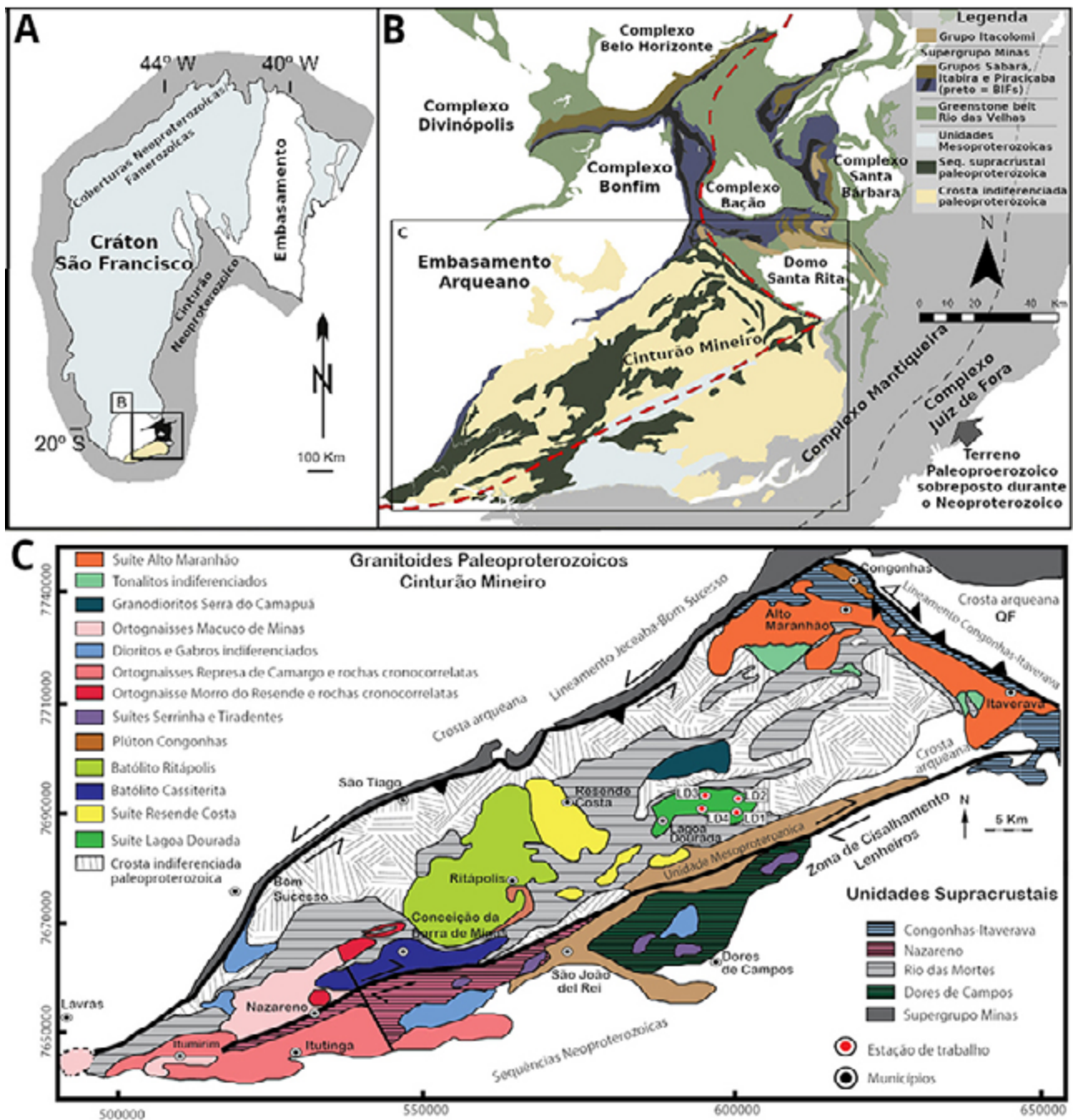


Figura 1 A. Cráton São Francisco e suas faixas marginais neoproterozoicas, destacando-se a localização do Cinturão Mineiro em sua borda meridional (quadrado preto, ampliado na figura B; modificado de Moreira *et al.*, 2018); B. Cráton São Francisco meridional, parte de suas rochas arqueanas e as faixas orogênicas retrabalhadas no Neoproterozoico, representadas pelos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora e o Cinturão Mineiro (linha tracejada cinza: zona de cisalhamento Abre Campo, que define o contato entre os complexos Juiz de Fora e Mantiqueira; linha tracejada vermelha: limite atual do CSF; Seq. (Sequência); modificado de Moreira *et al.*, 2018); C. Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro: principais unidades, entre elas, no setor central, a Suíte Lagoa Dourada, com destaque para a posição das 4 estações de trabalho (LD1 a LD4), além dos principais lineamentos reconhecidos na região (modificado de Vieira *et al.*, 2020).

Unidade	Idades U-Pb (Ma)	Litologia	Referência
Batólito Cassiterita	2472 ± 11 a 2414 ± 29	Tonalitos e granodioritos	4
Suíte Lagoa Dourada	2356 ± 3 e 2349.9 ± 4	Tonalitos e trondhjemitos	6
Suíte Serrinha – Tiradentes	2227 ± 22 a 2204 ± 11	Tonalitos a granodioritos, sub- e vulcânicas	1, 2
Suíte Resende Costa	2351 ± 48 2148 ± 6	Tonalitos e trondhjemitos	8 5
Suíte Alto Maranhão	2128 ± 9.9	Tonalitos e dioritos	7
Batólito Ritápolis	2149 ± 10	Tonalitos, granodioritos e granitos	3
Sequência Congonhas-Itaverava	2349 ± 14	Metabasaltos e metakomatiitos	8
Sequência Nazareno/ Dores de Campos	2223 ± 4/ 2199 ± 7	Anfibolitos, piroxenitos e gabros acamadados; komatiitos, riolitos, filitos e quartzitos	2
Sequência Rio das Mortes	2231 ± 5 a 2202 ± 11	Anfibolitos, metassedimentares e metaultramáficas	2

Tabela 1 Características geológicas dos granitoides e sequências metavulcanossedimentares do Cinturão Mineiro (1. Ávila *et al.* 2010; 2. Ávila *et al.* 2014; 3. Barbosa *et al.* 2015; 4. Barbosa *et al.*, 2019; 5. Moreira *et al.*, 2018; 6. Seixas *et al.*, 2012; 7. Seixas *et al.*, 2013; 8. Teixeira *et al.* 2015).

3 Amostragem e Métodos

3.1 Trabalho de Campo, Amostragem, Petrografia e Orientação Espacial dos Diques

As áreas alvo LD1 a LD4 (Figura 1C; previamente estudadas por Seixas *et al.*, 2012) representam os melhores afloramentos da suíte, que por serem esparsos exigiram interpolação entre pontos geograficamente distantes para delimitação do(s) plúton(s). Adotou-se, portanto, o mapeamento de ultra detalhe em afloramentos (*outcrop mapping*) com amplas exposições de rochas frescas para representação das estruturas observadas. Foram selecionadas áreas planas para delimitação da malha quadrangular de 2 x 2 metros através de cordas e piquetes, sendo construídos 5 mapas em escala 1:25, nas 4 estações de trabalho, que mostram as relações entre as diferentes gerações de diques e a trama do granitoide hospedeiro. Na estação LD4 foram elaborados dois mapas a fim de melhor representar os dois diques amostrados no local. Realizou-se a coleta de dados estruturais, análise petrográfica das rochas, e coleta de 23 amostras, das quais 16 foram selecionadas para confecção de 25 lâminas delgadas (Laboratório de Laminação – Lamin, DEGEO-UFOP) e 4 para análises geocronológicas, conforme Tabela 2.

A partir dos mapas, as direções preferenciais dos diques foram determinadas, sendo que seus comprimentos foram considerados para que as atitudes preferenciais fossem equivalentes à sua distribuição. Tomou-se 1 medida de orientação para cada 1 cm de comprimento no dique, logo, um dique com 8 cm teria sua atitude contabilizada 8 vezes para a construção da roseta. Para a análise de orientação espacial dos diques utilizou-se do *software Stereonet*®

9.2.3, enquanto que para o tratamento das imagens e digitalização dos mapas usou-se os *softwares GIMP 2.10.18 e Adobe Illustrator*® 23.0.1. Para a caracterização petrográfica das amostras (análise modal, aspectos texturais e sinais de alteração) utilizou-se de microscópio óptico de luz transmitida, com câmera acoplada para registro por fotomicrografias (Laboratório de Microscopia e Microanálises – LMic, DEGEO-UFOP).

3.2 Geocronologia

Datações geocronológicas U-Pb em zircão foram realizadas em 4 amostras (2 da rocha hospedeira e 2 de diques; Tabela 2) no Laboratório de Geoquímica Isotópica da UFOP (LOPAG). Os cristais de zircão foram separados por técnicas convencionais: trituração e pulverização da amostra, subsequente concentração de minerais pesados, seleção manual dos grãos, utilizando-se agulha metálica e lupa binocular, que foram embutidos em resina epoxy.

Imagens de catodoluminescência (CL) foram obtidas em Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM 6510 (LMic – DEGEO - UFOP), sob voltagem de 20kV, para se observar a morfologia externa e características internas dos grãos. A análise isotópica foi realizada no setor de Isótopos Radiogênicos do LOPAG, através do *Laser Ablation-Sector Field-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-SF-ICP-MS)* da *Thermo-Finnigan Element 2* acoplado a um sistema de laser Photon-Machines 193nm. O laser disparou a uma frequência de 10 Hz, usando energia de 6 J/cm² e He como gás transportador da amostra. Utilizou-se o modo “*peak jumping*” durante 20 s de *background* seguidos por 20 s de ablação da amostra, com furos de 30 µm de diâmetro. O padrão primário utilizado foi o zircão BB (Santos *et al.*, 2017) e para as referências

Estação	Coordenadas		Amostra	Classificação das rochas	Análises	
	UTM E	UTM N			Lâmina	Geocronologia
LD1	602513	7690010	SL 16	Hornblenda biotita tonalito (Tipo 5)	x	
			SL 17	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
LD2	603732	7691068	SL 4	Hornblenda biotita tonalito (Tipo 5)	x	x
			SL 5	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	x
			SL 6	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
			SL 7	Contato entre hospedeira e enclave	x	
			SL 8	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
			SL 9	Contato de dique com hospedeira	x	
LD3	598843	7692302	SL 1	Biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2)	x	
			SL 2	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	x
			SL 3	Biotita granodiorito (Tipo 3)	x	
LD4	598546	7689647	SL 10	Contato de dique com hospedeira	x	
			SL 11	Biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1)	x	
			SL 12	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)		
			SL 13	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
			SL 14	Biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1)	x	x
			SL 15	Biotita granodiorito (Tipo 3)	x	

Tabela 2 Relação das estações de trabalho, amostras coletadas, lâminas e análises geocronológicas realizadas.

secundárias e terciárias usou-se os padrões Plešovice (Sláma *et al.*, 2008) e GJ (Jackson *et al.*, 2004), respectivamente. Os dados obtidos foram reduzidos no *software GLITTER* 4.4.4 (Van Achterbergh *et al.*, 2001), aplicando correção de Chumbo (Pb) comum através de planilha MS Excel (Gerdes & Zeh, 2006), com base no modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975). O Isoplot (Ludwig, 2003) foi utilizado e os erros reportados no nível 2σ .

4 Resultados

4.1 Classificação e Orientação Espacial dos diques

Os diques foram classificados em 5 tipos (Tipo 1 a 5), com base nas relações de corte e orientação espacial, além da composição modal e textura. Morfologicamente estes diques são subverticais e tanto retilíneos quanto levemente curvos e sinuosos. A Figura 2 mostra a classificação geral, baseada no diagrama QAP (Streckeisen, 1976), para as rochas félsicas presentes na Suíte Lagoa Dourada, estudadas através de lâminas delgadas: hospedeira, Tipo 2, Tipo 3 e Tipo 5. O Tipo 4 foi classificado macroscopicamente, como descrito a seguir.

4.1.1 Tipo 1

Trata-se de diques de biotita plagioclásio hornblendito de granulação média e espessura entre 5 a 10 cm, cuja disposição espacial é exemplificada pela Figura 3 (mapa estação LD3 - que melhor retrata os diferentes litotipos encontrados na SLD, dentre os mapas confeccionados). A foliação interna é subparalela às suas paredes e o contato abrupto com a rocha hospedeira (Figura 4A). Estes diques são compostos de hornblenda (~60%), plagioclásio (~17%) e biotita (entre 3 e 7%) como minerais essenciais (Figura 4B), além de quartzo (<3%), epidoto (<3%), apatita (~2%), allanita (~3%), zircão (<2%) e minerais opacos (<1%) como acessórios. Tem-se grãos de hornblenda euédricos a subédricos, orientados. O plagioclásio, intersticial, apresenta-se bem preservado, com maclas polissintéticas, acompanhando a orientação dada pelos grãos máficos, embora em alguns casos se observe sericitização e saussuritização. Os cristais de biotita são lamelares, de granulação fina e em grande parte com orientação preferencial. Dentre os minerais acessórios, a apatita ocorre em grãos arredondados inclusos em hornblenda e plagioclásio, enquanto o quartzo, quando presente (<3%), apresenta-se em forma alongada e com extinção ondulante.

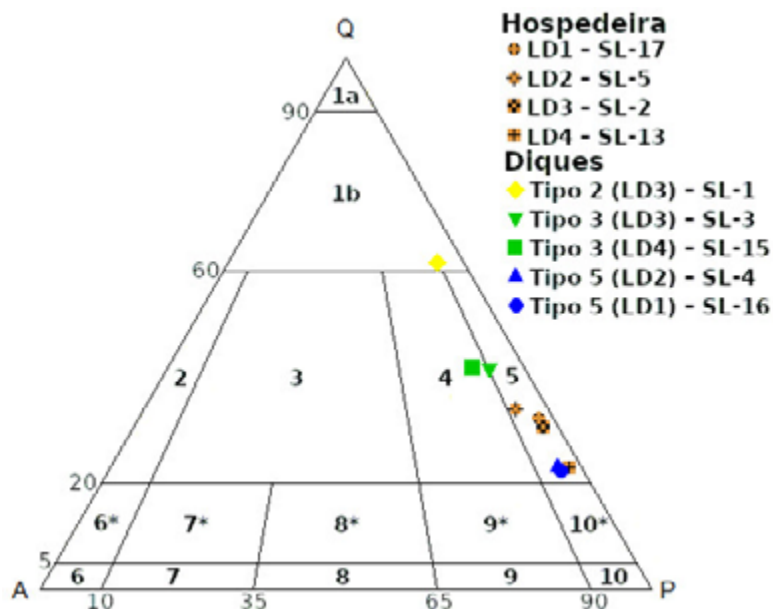


Figura 2 Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) com a classificação das amostras coletadas. 1a- Quartzolito; 1b- Granitoide rico em quartzo; 2- Alcalifeldspato granito; 3- Granito; 4- Granodiorito; 5- Tonalito; 6- Alcalifeldspato sienito; 7- Sienito; 8- Monzonito; 9- Monzodiorito/monzogabro; 10- Diorito/Gabro/Anortosito (* usar prefixo *Quartzo* para adjetivar os termos de classificação).

4.1.2 Tipo 2

Estes diques possuem espessura de até 20 cm (Figura 3), compostos por biotita granitoide rico em quartzo, de granulação fina a média (Figura 2). A rocha apresenta bandas biotíticas e quartzo-feldspáticas subparalelas aos contatos do dique (Figura 4C), sem evidências de deformação plástica ou segregação mineral, tratando-se de bandamento composicional primário, o que implica em variações na proporção modal e definição de classificação. As bandas de biotita são descontínuas e não repetitivas, o que deve se relacionar à sua proporção modal, sendo este o único máfico presente. Observa-se quartzo (~50%), plagioclásio (~30%) e biotita (~10%) como minerais essenciais (Figura 4D), além de epidoto (<5%), apatita, allanita, zircão e minerais opacos, que somam ~3%, como acessórios. O quartzo apresenta grãos inequigranulares, anédricos, com extinção ondulante, circundando e inclusos em “blebs” no plagioclásio. O plagioclásio é euédrico a subédrico, inequigranular, com contatos levemente sinuosos e alguns grãos alongados. São frequentemente maclados, saussuritizados e sericitizados. A biotita é lamelar de granulação fina (que pode estar superestimada em função das características macroscópicas, vide Figura 4C) e encontra-se bordejada por clorita, orientada, caracterizando foliação que é acompanhada pelos grãos alongados de

plagioclásio na porção leucocrática (Figura 4D). Os cristais de apatita ocorrem com formas arredondadas inclusos nos grãos de plagioclásio e quartzo, e observa-se epidoto em núcleos de allanita ou associados aos grãos de biotita.

4.1.3 Tipo 3

Trata-se de diques de biotita granodiorito (Figura 2) com espessura de até 25 cm (Figura 3), textura granular anédrica e granulação fina a média (Figura 4E). Apresentando foliação interna subparalela aos limites da intrusão, estes diques se diferem do tipo anterior por não apresentarem bandamento composicional primário e possuírem espessura maior. A composição principal é dada por plagioclásio (~40%), quartzo (~35%) e biotita (~12%), e como acessórios microclíneo (~3-7%) e epidoto, apatita, allanita, zircão e minerais opacos, que não excedem ~3%. Os grãos de plagioclásio apresentam macla polissintética e carlsbad, forma anédrica a subédrica, contatos retilíneos a levemente sinuosos e sericitização, saussuritização, zoneamento e pertita, por vezes. Os grãos de quartzo são anédricos a subédricos, com granulação fina a média e podem estar alongados, com extinção ondulante (Figura 4F) e subgrãos localmente. A biotita é lamelar com granulação fina e encontra-se orientada subparalelamente aos contatos da rocha. O epidoto está associado a allanita e biotita.



Figura 3 Mapa de detalhe de afloramento na estação LD3, com 19 quadriculas e área total de 76m², exibindo a disposição espacial entre os diques intrusivos no granitoide da Suíte Lagoa Dourada.

Arcabouço Estrutural, Petrografia e Idades U-Pb em Zircão de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada (2350 Ma) – Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil
Stéphany Rodrigues Lopes, Leonardo Gonçalves & Cristiane Castro Gonçalves

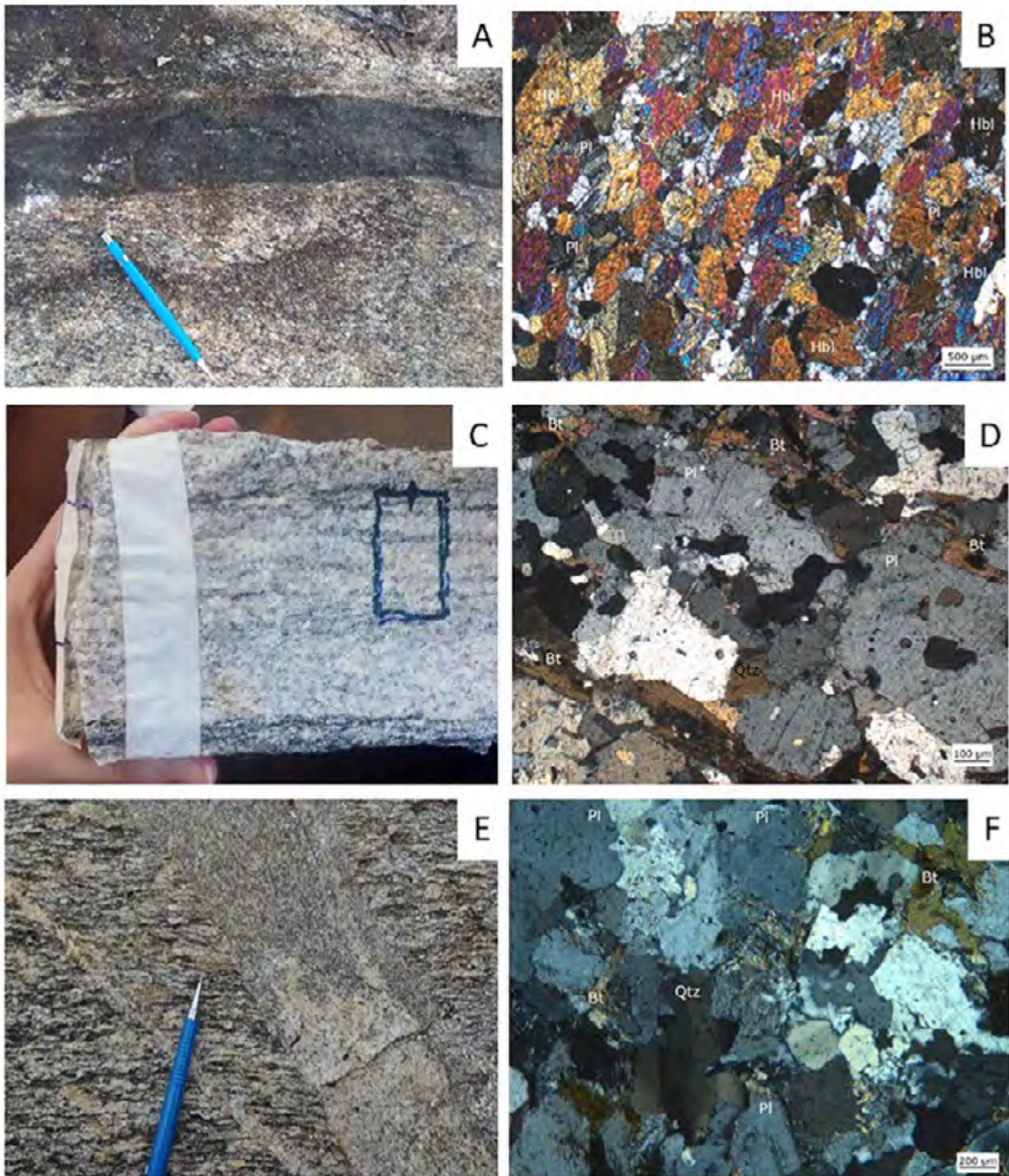


Figura 4 A. Dique máfico (biotita plagioclásio hornblendito), Tipo 1 - estação LD4; B. Grãos de hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl) orientados (SL14A – Tipo 1); C. Biotita granitoide rico em quartzo com bandamento composicional primário, Tipo 2 - estação LD3; D. Grãos de plagioclásio (Pl) euhédricos a subédricos, quartzo (Qtz) e cristais de biotita (Bt) orientados, definindo foliação (SL1B – Tipo 2); E. Dique Tipo 3, biotita granodiorito, estação LD3; F. Grãos de quartzo (Qtz), biotita (Bt) e plagioclásio (Pl) (SL3 – Tipo 3) - (B, D e F - fotomicrografias em luz transmitida plano-polarizada).

4.1.4 Tipo 4

É composto pelos diques leucocráticos de menor espessura (Figura 3), não ultrapassando 5 cm. São rochas quartzo-feldspáticas (Figura 5A) identificadas em algumas regiões por apresentarem alto relevo, se destacando da rocha hospedeira. Dada a dificuldade de amostragem, devido particularmente a sua pequena espessura, tais diques foram classificados como diques leucograníticos, com base exclusivamente nas características macroscópicas.

4.1.5 Tipo 5

Estes diques de hornblenda biotita tonalito (Figura 2) possuem de 10 a 30 cm de espessura (Figura 3) e granulação fina a média (Figura 5B). Apesar da coloração escura, são compostos essencialmente por plagioclásio (~55%), quartzo (~20%), biotita (~12%) e hornblenda (~8%), além de apatita (<2%), epidoto, allanita, zircão e opacos (que somam ~3%), como minerais acessórios. O plagioclásio é euédrico a subédrico (Figura 5C) por vezes com dupla macla (polissintética e carlsbad), macla acunhada, zoneamento, saussuritização e sericitização. O quartzo, intersticial, é anédrico a subédrico, com granulação fina a média, por vezes com extinção ondulante. A hornblenda é subédrica granular, comumente associada a biotita e com inclusões de opacos. A biotita é lamelar, de granulação fina predominantemente, e intersticial. Dentre os minerais acessórios, a apatita ocorre em grãos arredondados, enquanto o epidoto cresceu a partir de núcleos de allanita, ambos inclusos em hornblenda e plagioclásio. Notam-se fraturas discretas, sobretudo no plagioclásio, e cristais sem orientação dominante. Merece destaque a ocorrência de xenólitos da rocha encaixante nos diques tipo 5 (Figura 5B).

4.1.6 Orientação e distribuição espacial dos diques

A partir dos 5 mapas de ultra detalhe, as atitudes preferenciais dos diques de cada tipo foram determinadas (Figura 6). Para os diques Tipo 1 determinou-se direção preferencial N75W, com base em 56 medidas (~46% dos dados; Figura 6A). Os diques Tipo 2 apresentaram direção preferencial N75E (~30%) com base em 425 medidas (Figura 6B), enquanto os diques Tipo 3 mostraram direção preferencial N25W (~20%), a partir de 185 medidas (Figura 6C). Os diques Tipo 4, amplamente distribuídos, produziram 1136 medidas que mostram direção predominante para N75E (~20%; Figura 6D), já os diques Tipo 5, a partir de 111 medidas, mostraram direções dominantes em N80W (~31%) e N50W (~20%; Figura 6E).

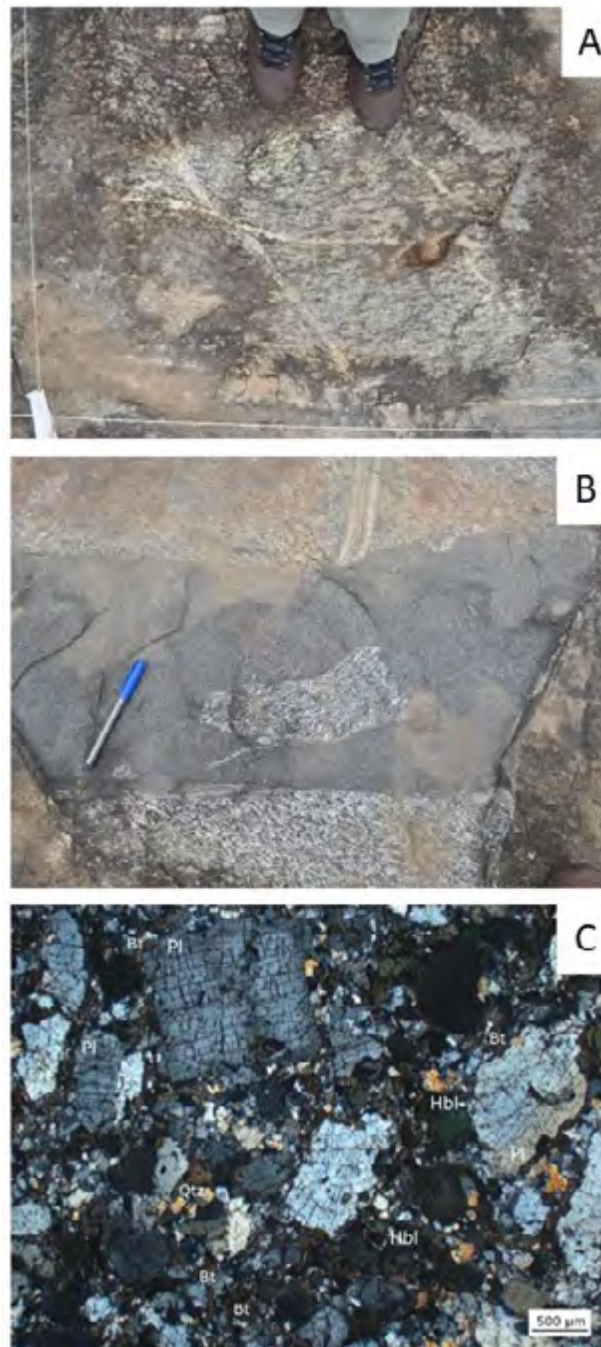


Figura 5 A. Diques leucograníticos Tipo 4 - estação LD3; B. Hornblenda biotita tonalito - Tipo 5 - estação LD2 - com enclave da rocha hospedeira; C. Respectiva fotomicrografia, luz transmitida plano-polarizada: plagioclásio (Pl) euédrico-subédrico, quartzo (Qtz), hornblenda (Hbl) e biotita (Bt) (SL4).

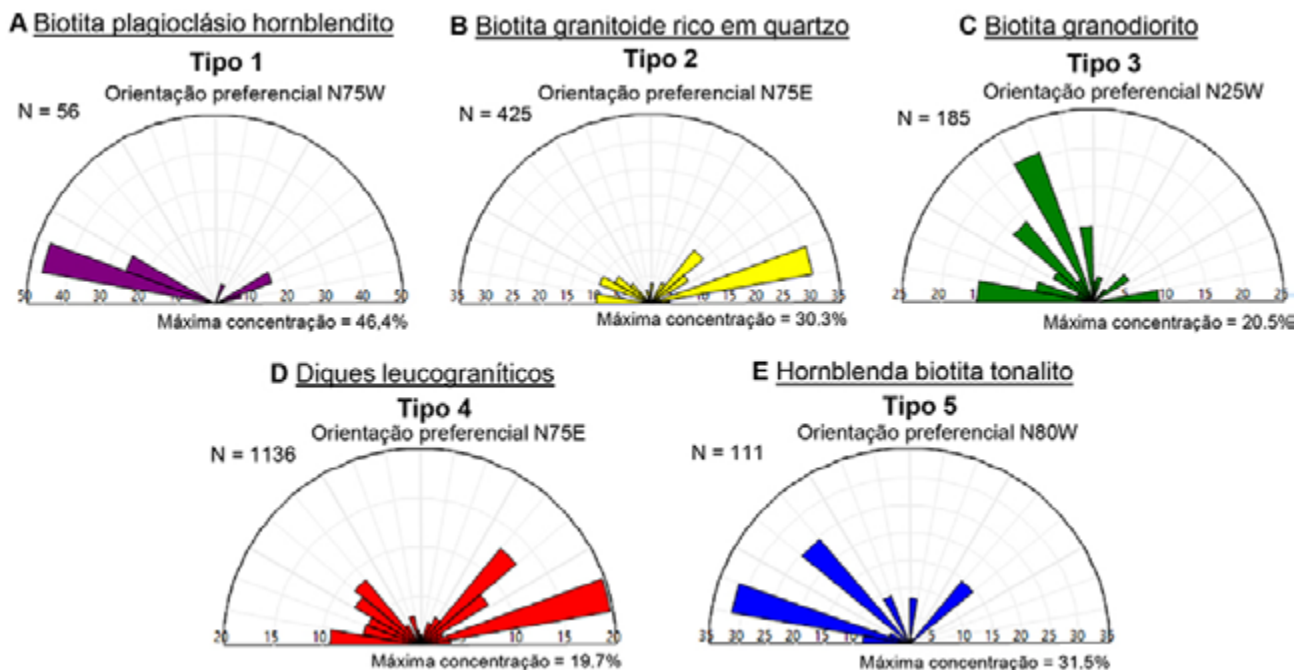


Figura 6 Diagramas de rosetas mostrando as direções preferenciais dos diques cartografados.

4.2 Geocronologia U-Pb

Foram datadas duas amostras de biotita-hornblenda tonalito, hospedeira dos diques, coletadas nas estações LD3 (amostra SL2) e LD2 (amostra SL5), uma amostra de dique Tipo 1, biotita plagioclásio hornblendito (estação LD4) e uma amostra de dique Tipo 5, hornblenda biotita tonalito (estação LD2), por U-Pb em zircão, LA-SF-ICP-MS. As relações espaciais entre estes diques podem ser observadas na quadrícula E1 - estação LD4 (Figuras 7A e B).

Os grãos de zircão das amostras da rocha hospedeira (SL2 e SL5) apresentam coloração acastanhada, são predominantemente prismáticos, euédricos, com comprimento entre 94 μm e 390 μm . A maioria dos cristais apresenta padrão de crescimento concêntrico e regular, do centro para a borda (zoneamento oscilatório; Figuras 8A e B). Compatível com grãos magmáticos, todos exibem altas razões Th/U, entre 0,149 e 0,788. Os cristais de zircão da amostra SL14 (Tipo 1) são subédricos a euédricos, prismáticos, de cor acastanhada e comprimento máximo de

234 μm . Apresentam alta razão Th/U, variando de 0,301 a 0,624, e a maioria exibe zoneamento oscilatório (Figura 8C). Já os cristais da amostra SL4 (Tipo 5) são castanho-claros a transparentes, arredondados a alongados, prismáticos e com comprimento entre 56 μm e 200 μm . A maioria destes grãos também apresenta zoneamento oscilatório (Figura 8D) e exibem altas razões Th/U, entre 0,200 e 0,898.

Na amostra SL2 (hospedeira - LD3), 28 análises foram realizadas em 26 grãos, produzindo uma idade concordante de 2353 ± 5 Ma e MSWD = 0,80 (Figura 9A). Na amostra SL5 (hospedeira - LD2), 23 análises foram realizadas em 22 grãos, produzindo uma idade concórdia de 2358 ± 7 Ma e MSWD = 0,92 (Figura 9B). Para o dique máfico Tipo 1 (SL14), 24 análises foram realizadas em 24 grãos, produzindo uma idade concordante de 2347 ± 5 Ma e MSWD = 1,04 (Figura 9C). E na amostra SL4 (Tipo 5 - LD2), 36 análises foram realizadas em 35 grãos, produzindo uma idade concórdia de 2332 ± 4 Ma e MSWD = 0,93 (Figura 9D).

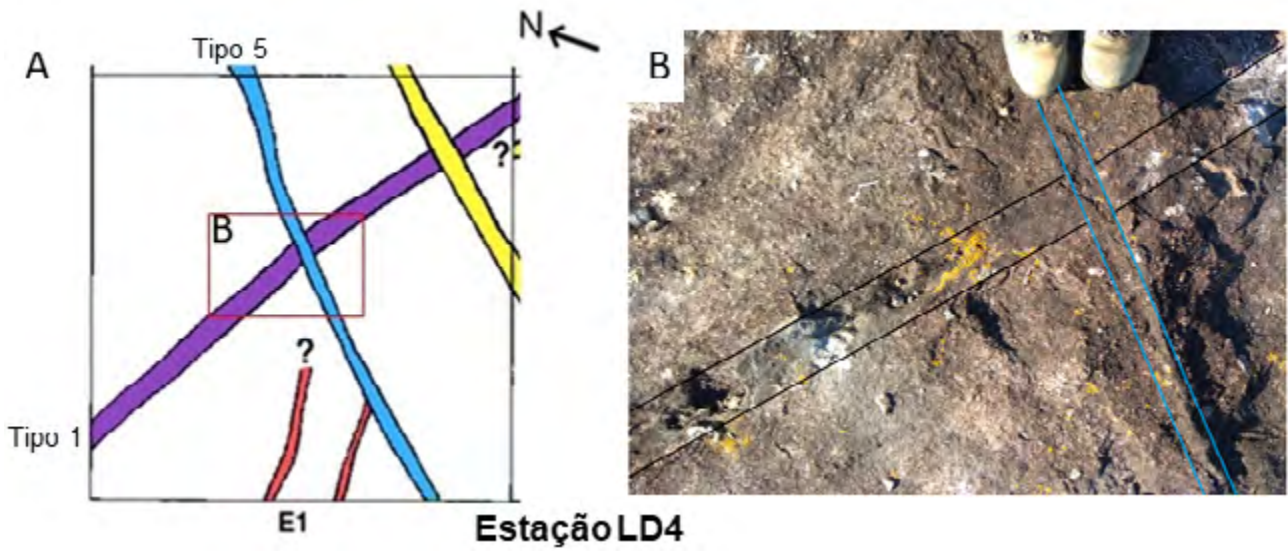


Figura 7 Relações de corte entre os diques Tipos 1 e 5; A. quadrícula E1, estação LD4; B. aspecto em campo.

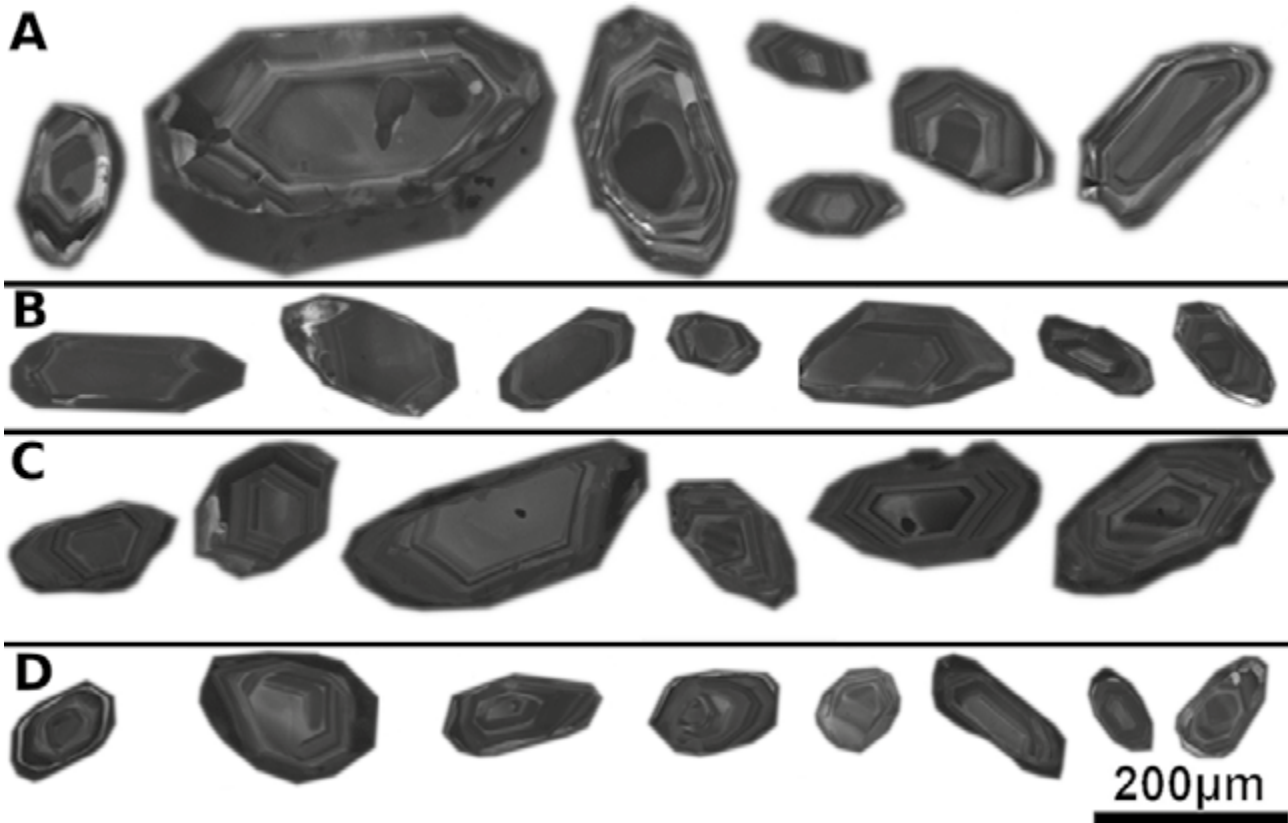


Figura 8 Imagens de catodoluminescência (CL) de grãos prismáticos, subédricos-euédricos, com zoneamento oscilatório; A. SL2 - estação LD3 e; B. SL5 - estação LD2, rocha hospedeira; C. diques de biotita plagioclásio hornblendito, Tipo 1 (SL14) - estação LD4; D. diques de hornblenda biotita tonalito, Tipo 5 (SL4) - estação LD2.

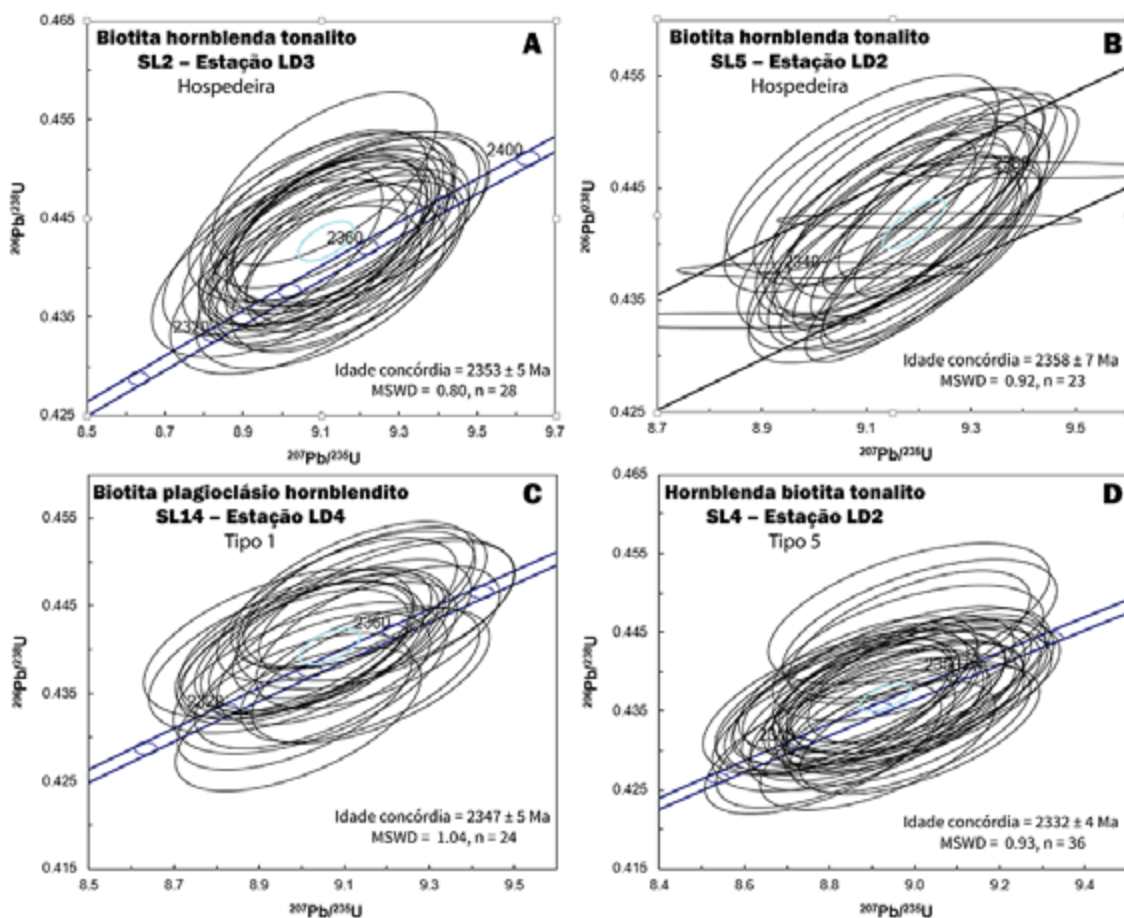


Figura 9 Diagramas Concórdia - U-Pb em zircão por LA-SF-ICP-MS; A. SL2; B. SL5, rocha hospedeira; Diques: C. Tipo 1-SL14 e D. Tipo 5-SL4.

5 Discussão

A cartografia de ultra detalhe das 4 estações de trabalho, previamente estudadas sob ponto de vista petrológico, geoquímico e isotópico (vide Seixas *et al.*, 2012), combinada com análises petrográfica e geocronológica, permitiu a identificação de 5 tipos de diques intrusivos nos granitoides da Suíte Lagoa Dourada, ordenados do mais velho para o mais jovem. Tais tipos foram identificados como biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1), biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2), biotita granodiorito (Tipo 3), diques leucograníticos (Tipo 4) e hornblenda biotita tonalito (Tipo 5), que possuem direção preferencial entre N25W e N80W (Tipo 1, Tipo 3 e Tipo 5) e N75E (Tipo 2 e Tipo 4).

Estes diques são subverticalizados e as foliações internas, quando presentes, são subparalelas aos seus limites externos. Com características microestruturais

majoritariamente ígneas, tais como cristais de hornblenda ígnea orientados e grãos de plagioclásio com zoneamento normal, estas rochas não registram a superposição de evento metamórfico e/ou deformacional regional. Cronologicamente suportado por relações de corte, o Tipo 1 é o mais antigo, com idade de cristalização igual a ca. 2347 Ma, que superpõe, dentro do erro analítico, a idade da rocha hospedeira (~2350 Ma). O Tipo 5 é o mais jovem, com idade de cristalização de ca. 2332 Ma, aproximadamente 20 Ma após a cristalização da rocha hospedeira.

5.1 Características Ígneas

A caracterização petrográfica e textural da rede de diques presente na Suíte Lagoa Dourada aponta domínio de grãos primários (*e.g.* hornblenda e plagioclásio) que mostram: formas euédricas a subédricas, não fraturados ou recristalizados, por vezes com orientação preferencial

de forma subparalela aos limites do dique, além de plagioclásio com zoneamento normal e maclas retilíneas. Tal padrão textural remete a processos estritamente ígneos, sem influência de processos posteriores (Paterson *et al.*, 1989). Grãos de quartzo intersticiais, anédricos, não mostram feições de deformação, o que reforça o caráter ígneo, uma vez que por serem mais suscetíveis, tendem a mostrar feições geradas por processos deformacionais (Paterson *et al.*, 1989). Extinção ondulante pode ser localmente observada em quartzo e mais raramente em feldspatos, o que deve ser proveniente da própria colocação e progressiva cristalização dos diques, já que não há indício de metamorfismo/deformação superpostos.

A forte orientação dos cristais de hornblenda observada nos diques Tipo 1 é atribuída à sua própria colocação (*sin-emplacement*), tendo cristalizado sob ação do fluxo magmático, definindo foliação ígnea que registra condições de moderada temperatura, condizente com sua cristalização. A ausência de feições texturais que indiquem que a hornblenda seja proveniente da biotita, assim como ausência de piroxênio ou indícios de sua substituição pelo anfibólio, descarta a hipótese de que se tratasse de anfibólio secundário. Os diques Tipo 2 e Tipo 3 também apresentam foliação interna primária, subparalela aos limites das intrusões, além de ser identificado no Tipo 2 bandamento composicional primário. Estas características também corroboram a ausência de deformação superposta nestes reticulados de veios.

5.2 Geocronologia e Idade de Cristalização

As idades U-Pb em zircão obtidas para a rocha hospedeira, biotita-hornblenda tonalito (2353 ± 5 Ma - LD3 e 2358 ± 7 Ma - LD2), corroboram a idade de cristalização de ca. 2350 Ma obtida por Seixas *et al.* (2012) e confirmada por Moreira *et al.* (2018). Estudos anteriores correlacionavam os diques presentes na SLD a eventos regionais mais jovens, associando-os a um importante período de magmatismo no CM ocorrido em ca. 2,2 -2,1 Ga (*e.g.* Ávila *et al.*, 2010; Seixas *et al.*, 2013; Barbosa *et al.*, 2015). Dentro deste contexto tectônico, esta rede de diques registraria as fases pós-magmáticas da SLD (Seixas *et al.*, 2012). Entretanto, o dique máfico Tipo 1 produziu uma idade concordante de 2347 ± 5 Ma, idade de cristalização cronocorrelata com a rocha hospedeira, representando a formação de diques sin-intrusivos. Os diques mais jovens, Tipo 5, produziram idade concórdia de 2332 ± 4 Ma, demonstrando que após ca. 20 Ma da cristalização da hospedeira o sistema foi submetido a novo processo de magmatismo. As relações de campo sugerem que os diques Tipos 2, 3 e 4 devem ter se cristalizado neste intervalo de 20 Ma, portanto entre ~2350 Ma e ~2330 Ma, embora estudos futuros sejam necessários para se estabelecer as idades absolutas de sua cristalização.

5.3 Contexto de formação dos diques cartografados

Diques são geralmente colocados ao longo de superfícies que perderam sua força coesiva, seja pela pressão do magma em ascensão ou por regimes distensivos locais, sendo frequentemente cortados ou deslocados por estruturas intrusivas mais recentes (Newall & Rast, 1970). Corpos magmáticos de origem profunda, em condição tardi-magmática, se contraem em decorrência de sua cristalização e contrapondo-se a esta mudança volumétrica ocorre a dilatação do plúton, formando um sistema de fraturas, preenchidas por diques geralmente de natureza básica (Araújo *et al.*, 1998). Condição condizente com os diques máficos sin-intrusivos do Tipo 1 (biotita plagioclásio hornblendito) que possuem direção preferencial N75W, subconcordante com a foliação da rocha hospedeira (E-W).

Embora o mecanismo de colocação de corpos ígneos mais difundido seja a intrusão ao longo de fraturas pré-existentes (Gill, 2014), também pode ocorrer o fraturamento da rocha hospedeira durante a ascensão magmática (Rubin, 1995). Durante esta ascensão, em dado momento, a pressão magmática supera a força de coesão da rocha hospedeira e ela se rompe, formando fissuras em diferentes direções que são preenchidas simultaneamente pelo magma (Hill, 1977; Cosgrove, 1995). Tal processo resulta em uma rede de diques de diferentes orientações que se entrecortam, sendo observadas ramificações de variadas dimensões (vide Figura 3; Tzschichholz & Wangen, 1999). A espessura e o período de propagação dessas fraturas são essencialmente controlados pela queda desta pressão. Para altas taxas de injeção tem-se rachaduras amplas e conseqüentemente diques mais espessos, como observado principalmente nos diques Tipos 3 e 5. Menor injeção de magma resulta em diques mais estreitos (Tipos 2 e 4) e a formação das fissuras cessa quando a pressão magmática diminui e os parâmetros coesivos da rocha hospedeira são novamente atingidos (Perkins & Kern, 1961; Tzschichholz & Wangen, 1999). Neste contexto, tem-se o registro da entrada de diferentes lotes de magma durante a cristalização da SLD, produzidos em variadas condições de fusão da fonte (Seixas *et al.*, 2012), demonstrando assim sucessivos aportes magmáticos no sistema e conseqüente acúmulo e aumento da pressão magmática. Sugere-se, portanto, que após a cristalização da hospedeira, os diques Tipos 2 a 5 tenham sido colocados por meio do fraturamento promovido pela ascensão dos diferentes pulsos magmáticos, sendo o Tipo 5 possivelmente vinculado também ao sistema de “*stopping*” (Gill, 2014). Neste processo é comum ocorrer o desprendimento e afundamento de blocos da rocha encaixante no fundido, que podem permanecer como xenólitos ou serem assimilados (Gill, 2014), como observado nos diques Tipo 5 (Figura 5B), sugerindo a atuação de tal mecanismo.

Embora números crescentes de ocorrências magmáticas estejam produzindo idades no intervalo de 2,45 a 2,2 Ga, período da calmaria magmática (e.g. Diwu *et al.*, 2014), ainda resta em aberto se o baixo volume de rochas datadas nesse período se deve a uma desaceleração da tectônica de placas ou à não preservação destas rochas. Em função das rochas identificadas, de biotita plagioclásio hornblendito a diques leucograníticos, a rede de diques da Suíte Lagoa Dourada registra um amplo leque de composição dos magmas associados à geração da crosta continental juvenil na margem sul do Cráton São Francisco. Tem-se, portanto, um registro singular da produção de crosta continental juvenil em ca. 2350-2330 Ma, preenchendo parte da carência global desse registro no Sideriano. Para se ter um modelo tectônico global neste intervalo paleoproterozoico e definir se o modelo de crescimento e evolução da crosta continental foi episódico ou contínuo necessita-se de maiores informações geocronológicas, melhor caracterização de contribuições mantélicas associadas a contribuições crustais, permitindo assim melhor compreensão da evolução crustal.

6 Conclusões

A partir de dados de campo, petrográficos e geocronológicos, novas perspectivas sobre o contexto de formação da Suíte Lagoa Dourada e de diques nela intrusivos, e consequentemente do Cinturão Mineiro, são apresentadas. A integração destes dados com informações já disponíveis na literatura leva às seguintes conclusões:

- Cinco (5) tipos de diques são reconhecidos como intrusivos na SLD: biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1), biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2), biotita granodiorito (Tipo 3), diques leucograníticos (Tipo 4) e hornblenda biotita tonalito (Tipo 5);
- Estes tipos são cronologicamente ordenados por relações de corte. O Tipo 1 é o mais antigo, com idade de cristalização de 2347 ± 5 Ma, ao passo que o Tipo 5 é o mais jovem, já que secciona todos os demais e tem idade de cristalização de 2332 ± 4 Ma;
- Os diques se apresentam com sua morfologia original e características microestruturais majoritariamente ígneas, portanto não registram a superposição de evento metamórfico/deformacional regional, preservando suas feições primárias de cristalização;
- A foliação observada nos diques Tipo 1, 2 e 3 foram geradas durante sua colocação (*sin-emplacement*), associadas ao próprio fluxo magmático;

- Os diques Tipo 1 devem ser sin-intrusivos associados a contração volumétrica da rocha hospedeira, enquanto os demais tipos relacionam-se potencialmente ao fraturamento devido ao aumento da pressão magmática, sendo o Tipo 5 ainda vinculado ao processo de intrusão “*stopping*”;
- Portanto, determina-se que a cristalização da Suíte Lagoa Dourada, seguida da intrusão dessa rede de diques, ocorreu de forma rápida, dentro de um período de ca. 20 Ma.

7 Agradecimentos

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq; processo 167846/2017-5) e ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais – DEGEO - Universidade Federal de Ouro Preto, pela bolsa de mestrado concedida a Stéphany R. Lopes. Agradecem também ao Laboratório de Geoquímica Isotópica (UFOP) pelas análises geocronológicas e ao Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic-UFOP), parte da Rede de Microscopia e Microanálise de Minas Gerais/Brasil/FAPEMIG, pelo suporte. Ao prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas pelo apoio e contribuições para a realização deste trabalho. Aos professores Drs. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt (UFRGS) e André Danderfer Filho (UFOP) pelas críticas e sugestões à versão preliminar do manuscrito. Ao editor Dr. Gustavo Pires, agradecemos pelo tratamento editorial cuidadoso, e ao revisor Dr. Fabiano Faulstich por suas correções, cujas ressalvas levaram a uma melhoria significativa do manuscrito. CCG agradece ao CNPq (processo 429072/2016-3) pelo suporte financeiro.

8 Referências

- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Araújo, J.F.V.; Bezerra, P.E.L.; Lima, M.I.C.; Kaul, P.F.T.; Rocha, R.M.; Siga-Júnior, O. & Gonzalez, S.R. 1998. *Manual técnico de geologia*. Rio de Janeiro, IBGE, 306 p.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Moura, C.A.V. & Pereira, R.M. 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 464-482.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Bongiolo, E.M.; Dussin, I.A. & Vieira, T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, 243: 221–251.
- Barbosa, N.S.; Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Montecinos, P.M. & Bongiolo, E.M. 2015. 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in

- the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research*, 270: 204 - 225.
- Barbosa, N.; Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Montecinos, P.M.; Bongiolo, E.M. & Vasconcelos, F.F. 2019. U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. *Precambrian Research*, 326: 399–416.
- Belousova, E.A.; Kostitsyn, Y.A.; Griffin, W.L.; Begg, G.C.; O'Reilly, S.Y. & Pearson, N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119: 457–466.
- Cawood, P.A.; Hawkesworth, C.J. & Dhuime, B. 2013. The continental record and the generation of continental crust. *Geological Society of America Bulletin*, 125(1–2): 14–32.
- Condie, K.C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 97–108.
- Condie, K.C.; O'Neill, C. & Aster, R.C. 2009a. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 282: 294–298.
- Condie, K.C.; Belousova, E.; Griffin, W.L. & Sircombe, K.N. 2009b. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, 15: 228–242.
- Cosgrove, J.W. 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 92(1): 187–196.
- Dhuime, B.; Hawkesworth, C.J.; Cawood, P.A. & Storey, C.D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, 335: 1334–1336.
- Diwu, C.; Sun, Y.; Zhao, Y. & Lai, S. 2014. Early Paleoproterozoic (2.45–2.20 Ga) magmatic activity during the period of global magmatic shutdown: Implications for the crustal evolution of the southern North China Craton. *Precambrian Research*, 255: 627–640.
- Gasquet, D.; Barbey, P.; Adou, M. & Paquette, J. 2003. Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research*, 127: 329–354.
- Gerdes, A. & Zeh, A. 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 47–61.
- Gill, R. 2014. *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Porto Alegre, Bookman, 427p.
- Hawkesworth, C.J.; Cawood, P.A.; Kemp, A.I.S.; Storey, C. & Dhuime, B. 2009. Geochemistry: A matter of preservation. *Science*, 323: 49–50.
- Hawkesworth, C.; Cawood, P.A. & Dhuime, B. 2013. Continental growth and the crustal record. *Tectonophysics*, 609: 651–660.
- Hill, D.P. 1977. A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, 82: 1347–1352.
- Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L. & Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47–69.
- Ludwig, K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, 4: 73p.
- Macambira, M.J.B.; Vasquez, M.L.; da Silva, D.C.C.; Galarza, M.A.; Barros, C.E.M. & Camelo, J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic Bacajá domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 235–246.
- Moreira, H.; Seixas, L.; Storey, C.; Fowler, M.; Lasalle, S.; Stevenson, R. & Lana, C. 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers*, 9: 977–995.
- Newall, G. & Rast, N. 1970. *Mechanism of igneous intrusion*. Liverpool, Geological Journal Special Issue, 2, Seel House Press, 380 p.
- Noce, C.M.; Teixeira, W.; Quéméneur, J.J.G.; Martins, V.T.S. & Bolzachini, E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 225–239.
- Partin, C.A.; Bekker, A.; Sylvester, P.J.; Wodicka, N.; Stern, R.A.; Chacko, T. & Heaman, L.M. 2014. Filling in the juvenile magmatic gap: evidence for uninterrupted Palaeoproterozoic plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 388: 123–133.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H. & Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349–363.
- Perkins, T.K. & Kern, L.R. 1961. Widths of hydraulic fractures. *Journal of Petroleum Technology*, 13 (09): 937–949.
- Rubin, A.M. 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 287–336.
- Santos, M.M.; Lana, C.; Sholz, R.; Buick, I.; Schmitz, M.D.; Kamo, S.L.; Gerdes, A.; Corfu, F. & Tapster, S. 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 41: 335 – 358.
- Seixas, L.A.R.; David, J. & Stevenson, R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research*, 196–197: 61– 80.
- Seixas, L.A.R.; Bardintzeff, J.M.; Stevenson, R. & Bonin, B. 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca.2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 238: 18– 41.
- Sláma, J.; Košler, J.; Condon, D.J.; Crowley, J.L.; Gerdes, A.; Hanchar, J.M.; Horstwood, M.S.A.; Morris, G.A.; Nasdala, L.; Norberg, N.; Schaltegger, U.; Schoene, B.; Tubrett, M.N. & Whitehouse, M.J. 2008. Plešovice zircon – a new natural

Arcabouço Estrutural, Petrografia e Idades U-Pb em Zircão de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada (2350 Ma) – Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil

Stéphany Rodrigues Lopes, Leonardo Gonçalves & Cristiane Castro Gonçalves

- reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249: 1-35.
- Smits, R.G.; Hand, R. & Collins, W.J. 2012. Insights into the 2300 Ma magmatic shutdown. *Mineralogical Magazine Goldschmidt Conference abstracts*, 2387p.
- Spencer, C.J.; Murphy, J.B.; Kirkland, C.L.; Liu, Y. & Mitchell, R.N. 2018. A Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull as a potential trigger for the supercontinent cycle. *Nature Geoscience*, 5p.
- Stacey, J.S. & Kramers, J.D. 1975. Approximate of terrestrial lead isotope variation by a two-stage model. *Earth Planet Science Letters*, 26: 207-221.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Teixeira, W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Teixeira, W. & Figueiredo, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53: 1–22.
- Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Dussin I.A.; Correa Neto, A.V.; Bongiolo, E.M.; Santos, J.O. & Barbosa, N. 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, 256: 148-169.
- Tzschichholz, F. & Wangen, M. 1999. Modellization of hydraulic fracturing of porous materials. *Southampton, UK: WIT Press*, 227–261.
- Van Achterbergh, E.; Ryan, C.G.; Jackson, S.E. & Griffin, W.L. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix. In: SYLVESTER, P.J. (ed.). *Laser Ablation-ICP Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications*. Ottawa, Mineralog. Assoc. Canada (MAC) Short Course Series, 29, p. 239-243.
- Vieira, R.R; Gonçalves, C.C. & Gonçalves, L. 2020. Evidências da colocação sintectônica de plutons revelada por estudos de campo, petrográficos, microestruturais e de química mineral: Estudo de caso da Suíte Alto Maranhão (2130 Ma), Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 43(1): 376-396.