



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



TESE DE DOUTORADO

GEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA E CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO MAGMATISMO MÁFICO ASSOCIADO AO FEIXE DE FRATURAS COLATINA, ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

AUTORA: Juliane Belém

ORIENTADOR: Professor Antônio Carlos Pedrosa Soares (UFMG)

CO-ORIENTADES: Professores Ivo Dussin (UFMG) e Márcio Pimentel (UnB)

N° 28

**BELO HORIZONTE
DATA (18/12/14)**

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

**GEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA E CONTEXTO
GEOTECTÔNICO DO MAGMATISMO MÁFICO
ASSOCIADO AO FEIXE DE FRATURAS
COLATINA, ESTADO DO ESPÍRITO SANTO**

Juliane Belém

Tese de doutorado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Doutora em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional

ORIENTADOR: Professor Antônio Carlos Pedrosa Soares (UFMG)

CO-ORIENTADES: Professores Ivo Dussin (UFMG) e Márcio Pimentel (UnB)

Dedico esta tese aos meus
filhos Olívia e Arthur

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos que apoiaram e incentivaram a realização deste trabalho, em especial:

- Ao orientador Antônio Carlos Pedrosa Soares, Calota, pela atenção, dedicação, compreensão, preocupação e acima de tudo, amizade;
- Ao saudoso orientador Carlos Maurício Noce (*in memoriam*);
- Aos co-orientadores Ivo Dussin e Márcio Pimentel;
- A minha mãe, minha sogra e sogro (*in memoriam*) por me apoiar e incentivar; Aos meus irmãos (Cris, Bruno e Elaine);
- Ao André, pelo amor, dedicação, companheirismo, amizade, disponibilidade, atenção e acima de tudo paciência;
- Aos meus filhos Olívia e Arthur;
- Ao Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), pela estrutura oferecida;
- A Rede Geotectônica da PETRABRÁS;
- Ao Programa Geologia do Brasil-contratos CPRM-UFMG;
- Ao CNPq (projetos sob coordenação do orientador Antônio Carlos Pedrosa Soares);
- Ao Programa de Pós-graduação em Geologia da UFMG;

A Deus!

RESUMO

Diques máficos toleíticos de baixo-TiO₂ da suíte Fundão encontram-se alojados no Feixe de Fraturas Colatina, embora, localmente, possam mostrar inflexão para outras direções de faturamento. Eles têm direções, preferencialmente, NNW-SSE. A maior parte das ocorrências situa-se nas proximidades das cidades de Santa Teresa, Fundão, Pendanga e Ibirapu, no setor sul do Feixe Colatina. O embasamento, localizado na região de *back-arc* do orógeno Araçuaí, inclui paragneisses do Complexo Nova Venécia, granitos das supersuítas G2 e G3 e plútons pós-colisionais da supersuíte G5. Os contatos dos diques máficos da Suíte Fundão são abruptos e mostram bordas de resfriamento rápido (*chilled margins*), evidenciando contraste térmico com as rochas encaixantes. O enxame de diques da suíte Fundão engloba um conjunto de rochas máficas constituído principalmente por diabásios, perfazendo 46% dos diques estudados. Aflorando em 37% dos diques estão os basaltos. Os gabros perfazem 17% dos afloramentos. As rochas máficas da suíte Fundão se inserem numa série subalcalina de afinidade toleítica de baixo-TiO₂ pouco expandida (MgO= 7,50-3,60%), não foram encontradas amostras representativas de líquidos basálticos primários. Dados litogeoquímicos apontam para a existência de mais que uma suíte de baixo-TiO₂ na área de estudo que teriam sido geradas por diferentes quantidades de assimilação crustal, indicando AFC (Assimilação concomitante a cristalização fracionada) sem mudança de assembleia fracionante, como o processo evolutivo mais provável para as suítas. Evidências de campo sugerem dois eventos tectônicos: i) o alojamento dos diques teve início durante uma fase trativa, que originou juntas plumosas; ii) o segundo evento tectônico é indicado pela lineação *strike* de uma baixo *rake* impressas em fraturas preenchidas por carbonatos, clorita, quartzo, mica e/ou sulfetos e ao longo de contatos cisalhados dos diques. Idades U-Pb (SHRIMP e LA-MC-ICP-MS) em zircão e em cristais de titanita neoformada e recristalizada, sugerem cristalização magmática entre 490 Ma e 520 Ma. Grãos de zircão herdados registram toda a história do embasamento. Estes dados concordam com a evolução temporal da supersuíte G5 que representa um evento magmático pós-colisional (tarde orogênico) relacionado com o colapso gravitacional do orógeno Araçuaí. A Suíte Fundão é contemporânea a supersuíte G5, e representa um magmatismo basáltico, raso a intermediário, com contribuição do manto litosférico. Isso implica em uma rápida taxa de exumação, que tem sido citada na literatura. Dados Ar-Ar em rocha total e plagioclásio sugerem desequilíbrio isotópico provavelmente relacionado à abertura do Atlântico.

ABSTRACT

The Colatina fracture zone is a protracted, 250 km-long, 30 km-wide, medium- to high-angle dip, NNW-trending structure, clearly shown by remote sensing images on the on shore basement region of the hydrocarbon-rich, Mesozoic-Cenozoic Espírito Santo basin, southeastern Brazil. This basement, located in the back-arc region of the Araçuaí orogen, includes Ediacaran paragneisses (Nova Venécia complex) and related granites (G2 and G3 supersuites), cut by a myriad of Cambrian (525–490 Ma) post-collisional plutons (G5 supersuite), which form the host rocks of a mafic dyke swarm (Fundão suite) emplaced along the Colatina fracture system. Field evidence suggest two tectonic events related to the Fundão suite: i) dikes emplacement took place during a tractive phase, which form plumose joints; ii) low rake strike lineation imprinted on fracture coats composed of carbonate, chlorite, quartz, mica and/or sulfide, and along sheared dike contacts indicate the second tectonic event. We present new lithochemical and isotopic (Ar-Ar, Sm-Nd, Sr, and U-Pb) datasets from the mafic dikes, as well as from their host rocks, compared with a thorough data compilation from the literature. The mafic lithotypes are generally olivine-bearing and comprise fine-grained gabbro, porphyritic to equigranular dolerite, porphyritic and aphanitic to vitreous basalt varieties. Geochemical attributes suggest a within-plate, crustal-contaminated, tholeiitic series, which parental magma evolved from the lithospheric mantle. U-Pb (SHRIMP and LA-MC-ICP-MS) ages from zircon and titanite neofomed crystals, and recrystallized grain domains suggest magmatic crystallization from ca. 520 Ma to ca. 490 Ma. Inherited zircon grains record the whole history of the basement. These data fit with the timing evolution of the G5 supersuite, which represents a post-collisional (late orogenic) magmatic event related to the gravitational collapse of the Araçuaí orogen. Accordingly, the Fundão suite is coeval with the G5 supersuite, representing intermediate to shallow crust emplacement of basaltic magma related to underplating of lithospheric mantle magma. This implies in fast exhumation rates, which have been quoted in the literature. Ar-Ar data from whole-rock and plagioclase samples suggest isotopic resetting probably related to the Atlantic opening.

1. INTRODUÇÃO

O conjunto de fotolineamentos de direção NNW, denominado Feixe de Lineamentos Colatina, tem marcante expressão na região entre as cidades de Vitória e Ecoporanga, no Estado do Espírito Santo (Figura 1).

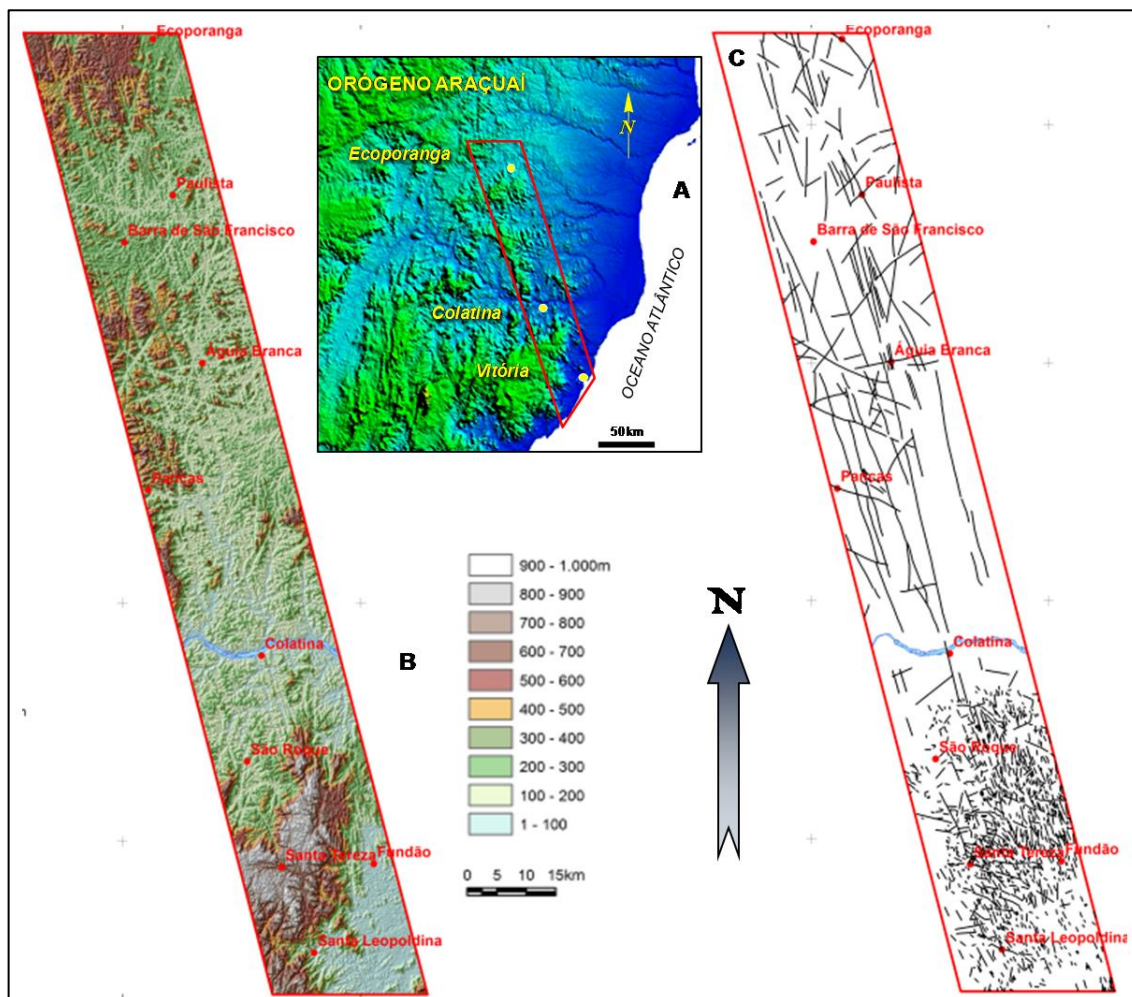


Figura 1. O Feixe de Lineamentos Colatina entre Vitória e Ecoporanga, em imagem de satélite (A), modelo digital de elevação de terreno (B) e mapa de fotolineamentos (C). Fonte: Roncato *et al.* (2011).

Nesta região, com aproximadamente 30 km de largura por 220 km de comprimento, realizou-se detalhado mapeamento litológico-estrutural de campo sobre a área de 6.600 km², onde foram descritos 2.910 afloramentos rochosos, nos quais foram medidas 7.400 atitudes de fraturas e 1.100 de foliação dúctil. Os acervos de dados litológicos e estruturais, que servem de base para a presente tese, foram adquiridos pelo projeto de pesquisa “Caracterização Morfoestrutural e Geológica do Feixe de Lineamentos Colatina” (Rede de Estudos Geotectônicos, Termo de Cooperação

PETROBRAS–UFMG 0050.0045308.08.4), coordenado pelo Prof. A. C. Pedrosa Soares. O conjunto de dados coletados em campo encontra-se em relatórios inéditos do projeto (Tente *et al.* 2010, Roncato *et al.* 2011), no roteiro de excursão de Alkmim *et al.* (2012), e brevemente sintetizados em Belém *et al.* (2013).

Com base neste grande acervo de dados de campo demonstra-se que este conjunto de fotolineamentos representa tão somente uma família de juntas, o Feixe de Fraturas Colatina, cuja direção predominante é N15W e o mergulho oscila em torno da vertical (Roncato *et al.* 2011; Alkmim *et al.* 2012). Estas fraturas cortam a foliação dúctil brasileira, assim como todas as demais estruturas e unidades geológicas regionais. A frequente presença de estrutura plumosa nas superfícies das juntas evidencia que o Feixe de Fraturas Colatina formou-se em regime distensivo, mas seus raros indicadores cinemáticos sugerem que foi reativado em regime transcorrente (Alkmim *et al.* 2012).

O Feixe de Fraturas Colatina corresponde, em expressão fotogeológica, ao “Alinhamento Vitória-Ecoporanga” (Silva *et al.* 1987) e à “Faixa Vitória-Colatina” (Novais *et al.* 2004). Entretanto, estas denominações são inadequadas para designar um conjunto de juntas, pois “alinhamento” carece de significado geológico preciso, e o termo “faixa” remete a conceitos como faixa de dobramentos e faixa móvel, os quais implicam em processo orogênico (Belém *et al.* 2013).

Ao Feixe de Fraturas Colatina associa-se o enxame de diques máficos denominado Suíte Fundão (Silva *et al.* 1987). Ao longo deste feixe de fraturas foram identificados setenta e cinco (75) ocorrências de rochas máficas da Suíte Fundão, correspondentes aos diques básicos que constituem o objeto desta tese (Figuras 2 e 3).

Os recursos financeiros para realização da presente tese foram concedidos pelos projetos “Caracterização Morfoestrutural e Geológica do Feixe de Lineamentos Colatina” (Rede de Estudos Geotectônicos–CENPES, Termo de Cooperação Científica PETROBRAS–UFMG–FUNDEP 0050.0045308.08.4) e “Evolução do Orógeno Araçuaí” (Bolsa de Produtividade em Pesquisa-1C, CNPq), e dos projetos de mapeamento geológico a cargo do “Laboratório de Geotectônica e Mapeamento Geológico Digital” do CPMTC-IGC-UFMG, coordenados pelo orientador (A. C. Pedrosa-Soares). A bolsa de doutorado da autora foi concedida pela CAPES.

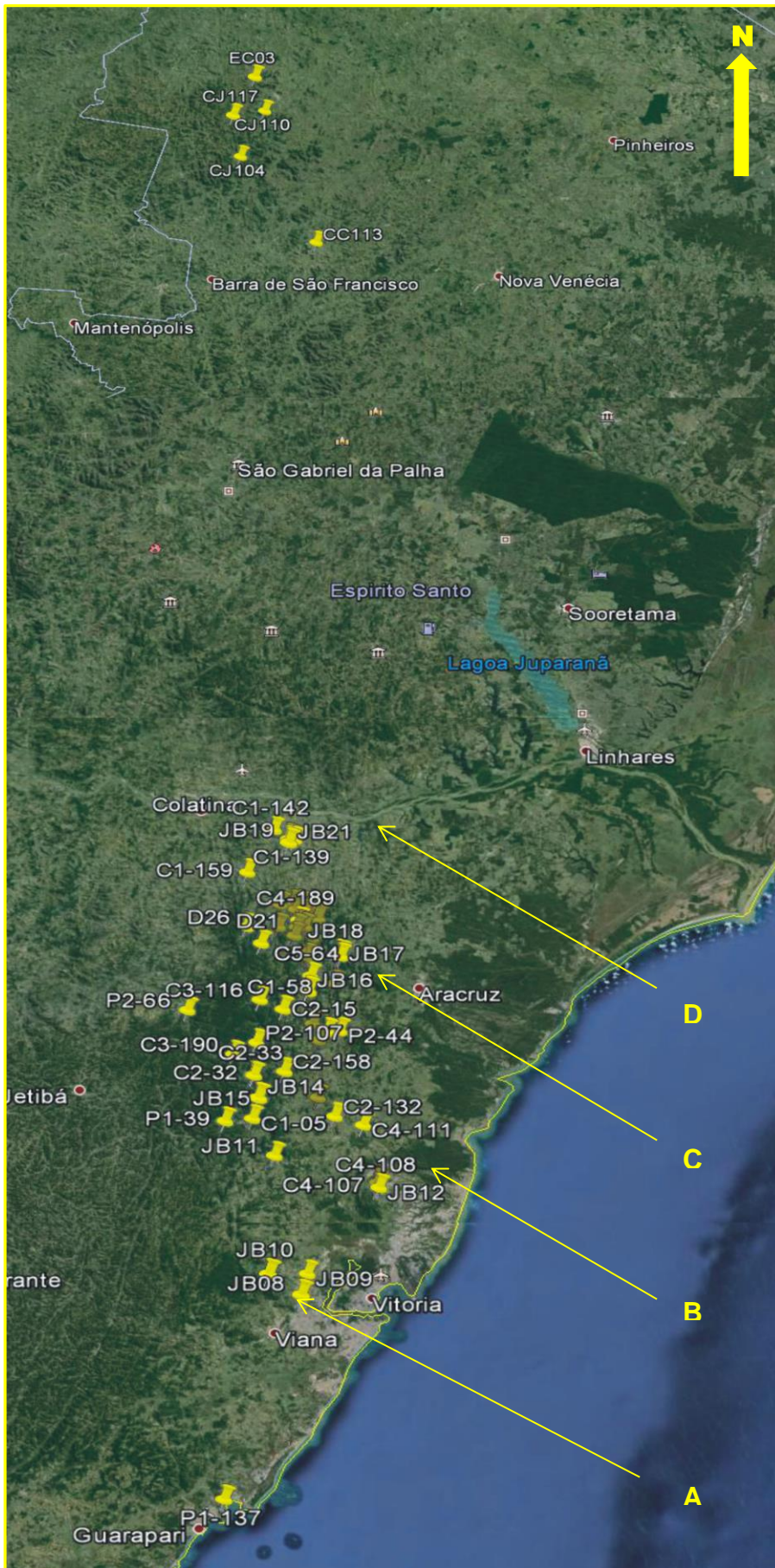


Figura 2. Localização das amostras coletadas em diques máficos.

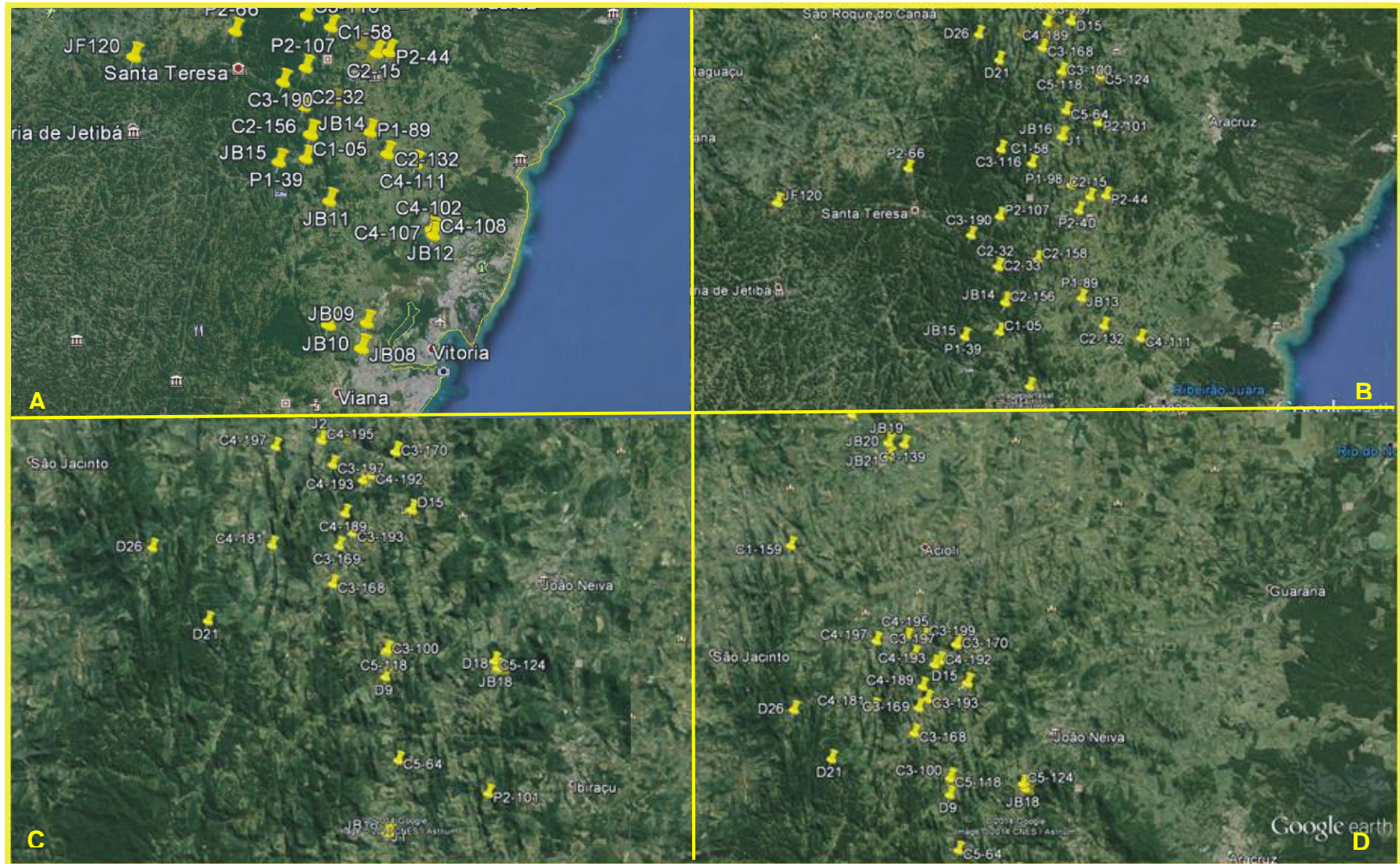


Figura 3. Localização das amostras coletadas em diques máficos. Detalhe das áreas (A – B - C- D) assinaladas na figura 2.

1.1. OBJETIVOS

A presente tese de doutoramento tem como objetivo principal a caracterização geoquímica e geocronológica destes diques máficos. Os objetivos específicos da tese incluem:

- Discriminação das suítes petrológicas referentes aos diques básicos, com base na caracterização litoquímica e por geoquímica isotópica (Sm-Nd e Sr);
- Análise petrogenética das suítes magmáticas identificadas;
- Estudos geocronológicos pelos métodos Ar-Ar e U-Pb dos diques básicos;
- Correlação com outras suítes magmáticas fanerozóicas continentais do Brasil;
- Interpretação do magmatismo básico associado ao Feixe de Fraturas Colatina no contexto da evolução geotectônica do sudeste do Brasil.

1.2. MÉTODOS E TÉCNICAS APLICADAS

O desenvolvimento deste projeto de doutoramento foi sistematizado em etapas de compilação bibliográfica, trabalhos de campo, análises laboratoriais, tratamento e interpretação de dados, e elaboração da tese e de artigos.

Resume-se a seguir o roteiro metodológico para a presente tese:

- A pesquisa bibliográfica consistiu do estudo de trabalhos já publicados, com ênfase na geologia regional e contexto geotectônico do Orógeno Araçuai, abertura do Atlântico Sul, e petrogênese e contexto geodinâmico do magmatismo das províncias basálticas continentais, além da geoquímica, petrologia e geocronologia de rochas basálticas;
- Organização e sintetização do acervo de dados obtidos no mapeamento realizado pelo “Caracterização Morfoestrutural e Geológica do Feixe de Lineamentos Colatina” (Rede de Estudos Geotectônicos–CENPES , Termo de Cooperação Científica PETROBRAS–UFMG–FUNDEP 0050.0045308.08.4);
- Estudos de campo e amostragem sobre os diques máficos;
- Análise petrográfica de 55 lâminas delgadas das amostras coletadas, ao microscópio ótico (ZEISS Axioskop 40);

- Seleção e preparação de amostras para análises litoquímicas e isotópicas;
- Obtenção de dados litoquímicos de rocha total para elementos maiores e traços (incluindo elementos terras raras, ETR) no Laboratório ACME;
- Organização e análise qualitativa e quantitativa dos dados litoquímicos para a identificação de suítes magmáticas;
- Análise petrogenética das suítes magmáticas identificadas, utilizando-se os dados petrográficos e litoquímicos;
- Seleção de amostras de diques para análises isotópicas pelo método Ar-Ar, no Laboratório Terrachron, Canadá;
- Seleção de amostras para análises isotópicas de Sm, Nd e Sr, realizadas no Laboratório de Geocronologia da UnB;
- Seleção de amostras, separação de zircão e titanita para análises isotópicas pelo método U-Pb nos equipamentos SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) e LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer), dos laboratórios de geocronologia do IG-USP e UnB;
- Integração dos dados e comparação com outras províncias basálticas continentais do cambriano e mesozóico no Brasil;
- Elaboração do documento final da tese.

1.2.1. Trabalhos de Campo

O acervo de dados de campo do projeto de pesquisa “Caracterização Morfoestrutural e Geológica do Feixe de Lineamentos Colatina” permitiu otimizar os trabalhos de campo específicos sobre as ocorrências de diques básicos, tornando possível elaborar os critérios a serem adotados para a amostragem representativa dos diques a serem estudados.

Os trabalhos de campo desta tese visaram o estudo detalhado das ocorrências de rochas máficas, enfatizando aspectos particulares de cada dique básico e sua amostragem sistemática. Foram estudadas setenta e cinco (75) ocorrências que representam diques *in situ* e blocos, das quais se obteve um total de 60 amostras (incluindo bordas e centros dos diques).

1.2.2. Amostragem

As rochas máficas da Suíte Fundão podem ser encontradas em afloramentos de diques encaixados em fraturas, principalmente ao longo de drenagens, assim como em blocos nas proximidades de afloramentos.

As amostras de diques coletadas para esta tese seguiram os seguintes critérios:

- Para diques delgados (i.e., de até 1 metro de espessura) foi coletada apenas uma amostra no centro do dique.
- Para diques espessos (> 1 metro) foram coletadas amostras nas bordas e centro dos diques.

No decorrer desta etapa foram coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas e para realização de análises geoquímicas e geocronológicas (Tabela 1). Para as análises petrográficas, litoquímicas e isotópicas foram coletados cerca de 10 kg de rocha básica por amostra, em cada um dos pontos de amostragem. Para as frações a serem analisadas para litoquímica e geoquímica isotópica foram retiradas as películas de alteração intempérica (óxidos de Fe e Mn) e hidrotermal (carbonato, clorita, sulfetos) que ocorrem em fraturas dos diques e suas bordas.

1.2.3. Petrografia

Foram realizados estudos petrográficos em cinquenta e cinco (55) lâminas delgadas, em microscópio ZEISS (Axioskop 40), visando a caracterização detalhada em termos de feições texturais e paragêneses minerais. Para discriminação dos minerais em fotomicrografia adotou-se as seguintes siglas:

Anf. Anfibólio	Grd. Granada	Mg. Magnetita	Pgl. Plagioclásio
Ap. Apatita	Hb. Honblenda	Mu. Muscovita	Qtz. Quartzo
Cpx. Clinopiroxênio	Il. Ilmenita	Ol. Olivina	Ti. Titanita
Epi. Epidoto	Kf. Feldspato potássico	Opx. Ortopiroxênio	Zr. Zircão
Es. Estauroлита	Mic. Microclina	Px. Piroxênio	Cd. Cordierita
Sil. Silimanita	Esp. Espinélio	Bt. Biotita	

Amostra	Posição	UTM_E	UTM_N	Localidade	Rocha	Mineralogia principal				Textura	Análises			
						Q	Cpx	Opx	Ol		Química	Sm-Nd-Sr	Ar-Ar	U-Pb
C3-169/2	Centro	346130	7815200	João Neiva	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Cpx	Opx	Ol	Intergranular				
C3-170	Centro	348181	7819234	João Neiva	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Intergranular	SIM	SIM	SIM	
C5-118	Centro	348387	7810973	João Neiva	Diabásio	Pgl	Opx	Cpx		Intergranular				
C1-139/B	Centro	344003	7831475	Santa Leopoldina	Basalto porfirítico	Pgl	Opx			Intergranular				
C4-111	Centro	359898	7780778	Serra	Basalto porfirítico	Pgl	Cpx	Opx		Subofítica				
C4-108	Centro	363305	7770230	Serra	Basalto porfirítico	Pgl	Opx	Cpx		Subofítica	SIM			
C5-64	Centro	349233	7806549	Ibiraçu	Gabro	Pgl	Cpx	Opx		Glomeroporfirítica	SIM			
CJ117	Centro	298516	7960053	Ecoporanga	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Glomeroporfirítica	SIM	SIM	SIM	
D15	Centro	349031	7816893	João Neiva	Gabronorito	Pgl	Opx	Cpx		Glomeroporfirítica	SIM	SIM	SIM	SIM
JB08-1	Borda	353733	7752441	Cariacica	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica	SIM		SIM
JB08-2	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Vidro	Intersetal	SIM	SIM	SIM
JB08-3	Centro	353733	7752441	Cariacica	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica	SIM	SIM	SIM
JB08-4	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM		SIM
JB08-5	Borda	353733	7752441	Cariacica	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl				Hialofítica	SIM		SIM
JB08-6	Borda	353733	7752441	Cariacica	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl				Hialofítica	SIM		SIM
JB08-7	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Cpx	Opx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	SIM
JB08-8	Centro	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	SIM
JB08-9	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM		SIM
JB08-10	Borda	353733	7752441	Cariacica	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica	SIM		SIM
JB08-11	Borda	353733	7752441	Cariacica	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Pilotaxítica	SIM		SIM
JB08-12	Centro	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM		SIM
JB09	Centro	354283	7756465	Cariacica	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	
JB10	Centro	348520	7755635	Cariacica	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	
JB11-1	Borda	347333	7774238	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Vidro	Ol	Subofítica	SIM	SIM	
JB11-2	Centro	347333	7774238	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Vidro	Ol	Subofítica	SIM	SIM	
JB12-1	Borda	363305	7770230	Serra	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx		Hialofítica	SIM		
JB12-2	Centro	363305	7770230	Serra	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Subofítica	SIM	SIM	
JB12-3	Centro	363305	7770230	Serra	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Subofítica	SIM		
JB12-4	Meio	363305	7770230	Serra	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Subofítica	SIM	SIM	
JB13	Borda	352649	7784959	João Neiva	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	
JB14-1	Borda	343779	7783791	Santa Leopoldina	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx		Hialofítica	SIM		SIM
JB14-2	Centro	343779	7783791	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Vidro	Cpx	Ol	Subofítica	SIM	SIM	SIM
JB14-3	Borda	343779	7783791	Santa Leopoldina	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	SIM
JB15	Centro	339354	7779519	Fundão	Diabásio	Pgl	Opx	Vidro			Intersetal	SIM		
JB16-1	Borda	349047	7803491	Pendanga	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Vidro	Opx	Ol	Cpx	Subofítica	SIM		SIM
JB16-2	Centro	349047	7803491	Pendanga	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Cpx		Intersticial	SIM	SIM	SIM
JB16-3	Borda	349047	7803491	Pendanga	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Vidro	Opx	Ol	Cpx	Subofítica	SIM	SIM	SIM
JB17	Centro	353403	7810546	Pendanga	Diabásio	Pgl	Opx	Ol			Intergranular	SIM		
JB18-1	Borda	353090	7810619	Pendanga	Olivina Gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	
JB18-2	Centro	353090	7810619	Pendanga	Olivina Gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM	SIM	
JB18-3	Borda	353090	7810619	Pendanga	Olivina Gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular	SIM		
JB19-1	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal	SIM		
JB19-2	Centro	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal	SIM	SIM	
JB19-3	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal	SIM	SIM	
JB19-4	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Subofítica	SIM		
JB19-5	Centro	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal	SIM		
JB19-6	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica	SIM		
JB20b	Centro	342957	7831411	Baunilha	Paragneisse	Pgl	Qtz	Grd	Cd	Bt	Esp	Intergranular	SIM	SIM
JB20c	Centro	342957	7831411	Baunilha	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx		Hialofítica	SIM		SIM
JB21a	Centro	343080	7830570	Baunilha	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Vidro		Subofítica	SIM		SIM
JB21b	Centro	343080	7830570	Baunilha	Norito	Pgl	Opx	Cpx	Anf	Bt	Intergranular	SIM		SIM
P1-137	Centro	346430	7716510	Fundão	Diabásio	Pgl	Cpx	Opx			Subofítica			

Tabela 1. Principais características dos afloramentos e metodologia analítica aplicada por amostra. Zona 24K – Datum Córrego Alegre.

Amostra	Posição	UTM_E	UTM_N	Localidade	Rocha	Mineralogia principal						Textura	Análises				
						Pgl	Qtz	Grd	Bt	Cd	Esp		Química	Sm-Nd-Sr	Ar-Ar	U-Pb	
57A	Centro	342957	7831411	Baunilha	Paragneisse	Pgl	Qtz	Grd	Bt	Cd	Esp	Intergranular					
57C1	Centro	342957	7831411	Baunilha	Paragneisse	Pgl	Qtz	Grd	Cd	Opx		Intergranular					
57G5	Centro	342957	7831411	Baunilha	Norito	Pgl	Opx	Cpx	Anf	Bt		Subofítica					
JF120	Centro	316506	7793310	Santa Teresa	Norito	-	-	-	-	-	-	-	SIM				SIM
CC113	Centro	317881	7933224	Pancas	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
CJ104	Centro	301200	7951054	Ecoporanga	Gabro	-	-	-	-	-	-	-					
CJ110	Centro	304386	7961898	Ecoporanga	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C1-05	Centro	343354	7780333	Fundão	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C1-58	Centro	345701	7800110	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C1-139	Centro	344003	7831475	Colatina	basalto porfirítico	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C1-142	Centro	340599	7833077	Santa Leopoldina	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C1-159	Centro	337431	7824652	São Roque	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C2-15	Centro	352795	7796771	Fundão	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C2-32	Centro	342570	7787977	Santa Lúcia	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C2-33	Centro	342720	7787900	Santa Lúcia	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C2-132	Centro	342570	7787977	Santa Lúcia	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C2-156	Centro	343779	7783791	Santa Leopoldina	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C2-158	Centro	347164	7789047	Santa Leopoldina	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C3-100	Centro	348436	7811074	Santo Antônio	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
C3-116	Centro	342026	7801476	Ibiraçu	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C3-168	Centro	345977	7813626	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C3-193	Centro	346632	7815780	João Neiva	Basalto porfirítico	-	-	-	-	-	-	-					
C3-197	Centro	345633	7818498	São Roque	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C3-199	Centro	346147	7819591	São Roque	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-98	Centro	362766	7771358	Serra	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-99	Centro	362828	7771270	Serra	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-100	Centro	362880	7771187	Serra	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-101	Centro	362915	7771165	Serra	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-102	Centro	362982	7771020	Serra	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-107	Centro	363288	7770268	Serra	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-189	Centro	346289	7816545	Colatina	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-192	Centro	347228	7818197	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-193	Centro	346923	7817953	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-195	Centro	345070	7819526	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-197	Centro	343168	7819138	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C4-200	Centro	347291	7815461	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C5-124	Centro	352935	7810928	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
C5-145	Centro	353403	7810546	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
D9	Centro	348444	7809950	Ibiraçu	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
D18	Centro	353076	7810578	Ibiraçu	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
D21	Centro	341042	7811731	Santa Leopoldina	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
D26	Centro	338461	7814555	Triunfo	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
J1	Centro	348948	7803501	Pendanga	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
J2	Centro	345051	7819590	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-	SIM				
P1-39	Centro	339354	7779519	Fundão	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
P1-89	Centro	352649	7784959	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
P1-98	Centro	350473	7797987	João Neiva	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
P1-137	Centro	346430	7716510	João Neiva	Basalto porfirítico	-	-	-	-	-	-	-					
P2-40	Centro	351603	7795094	Fundão	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
P2-44	Centro	354620	7797059	Fundão	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
P2-66	Centro	331391	7798519	Ibiraçu	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
P2-107	Centro	342434	7793741	Santa Teresa	Diabásio	-	-	-	-	-	-	-					
P2-101	Centro	353059	7805467	Santa Teresa	Basalto porfirítico	-	-	-	-	-	-	-					

Tabela 1. (continuação). Principais características dos afloramentos e metodologia analítica aplicada por amostra.

1.2.4. Análises Químicas

Para estas análises foram selecionadas cinquenta e oito (58) amostras de rochas básicas de acordo com critérios geológicos e petrográficos. As análises químicas foram realizadas pelo ACME Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). Todas as amostras foram preparadas pela autora, e passaram pelos processos de britagem, seguida de limpeza e secagem da brita no CPMTIC-IGC-UFMG. Cerca de 5 kg de amostra assim preparadas foram quarteadas até a obtenção de cerca de 300 g por amostra para envio ao Laboratório ACME, onde foram moídas e analisadas.

As análises de rocha total utilizaram os métodos de Fluorescência de Raios X, e por ICP-ES para óxidos maiores e elementos menores após digestão com HNO₃. Elementos traços foram analisados por ICP-MS (determinação de 45 elementos, incluindo terras raras). Metais-base foram liberados por digestão com água régia e analisados por ICP-MS.

Os dados litogeoquímicos obtidos incluem: i) elementos maiores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e perda ao fogo (PF)), ii) elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co), elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), e U, Th e Hf. Os elementos maiores são expressos em percentagem em peso (% peso), enquanto que os elementos traços são expressos em partes por milhão (ppm). Os valores da soma dos óxidos ficaram entre 99,72% e 99,79%. As normalizações utilizadas para diagramas do tipo spider e de elementos terras raras encontram-se identificadas em suas respectivas legendas.

1.2.5. Análises Isotópicas Sm-Nd-Sr

Os isótopos constituem uma ferramenta de enorme importância na determinação de idades absolutas das rochas e minerais, mas também são ótimos indicadores petrogenéticos, úteis na compreensão dos processos de geração de magmas e sua evolução fornecendo informações sobre os processos petrogenéticos. No sentido de identificar e caracterizar a(s) fonte(s), foram obtidos dados isotópicos para Sm-Nd e Sr.

Sua ampla utilização como parâmetro petrogenético está relacionada ao fato de que isótopos de Sm-Nd não são significativamente fracionados dentro da crosta por

metamorfismo ou processos sedimentares, além de serem imóveis sob condições de hidrotermalismo, e sendo assim, eles preservam a razão isotópica pai/filho de sua fonte (Rollison 1993). O fracionamento sofrido por este sistema ocorre no processo de diferenciação no manto, e é resultado, principalmente, de uma pequena diferença de compatibilidade entre o Sm e o Nd, sendo o último mais incompatível, e assim o manto apresenta-se mais enriquecido em Sm e a crosta em Nd (De Paolo 1981). A correlação isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i) \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ é usada como Indicador petrogenético (Dickin, 2006).

A razão média atual de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em condritos, assumida por muitos geocronólogos, importante para o cálculo ϵNd é de 0,512638, enquanto a razão média de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é assumida como sendo 0,1967 (Jacobsen & Wasserburg, 1984). DePaolo (1981) e DePaolo e Wasserburg (1976) introduziram a notação ϵNd para facilitar a interpretação dos dados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidos em rochas vulcânicas basálticas derivadas de magmas de fonte mantélica. O parâmetro ϵNd é uma comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra estudada para a época de sua formação (ϵt CHUR), ou de seu valor atual (ϵ_0 CHUR) com o valor de um reservatório condritico uniforme padrão (CHUR) no presente. Esse valor seria representativo da terra global nesse tempo. Segundo Sato (1998), se na época de cristalização da rocha o magma parental tinha uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevada que o CHUR, o valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ é positivo, implicando que a fonte é o manto. Se o magma parental possuía uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menor que a do CHUR, o valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ é negativo implicando que o magma é de origem crustal. Valores iguais a zero indicam composição isotópica similar ao CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*). Com isso, este parâmetro vem sendo usado como um excelente indicador petrogenético.

O isótopo radiogênico ^{87}Sr também é utilizado como parâmetro petrogenético, como traçador de processos geológicos, fornecendo informações sobre a origem das rochas ígneas e sobre os processos que afetaram suas composições químicas. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial das rochas, reflete particularmente as razões Rb/Sr dos sistemas nos quais o Sr residiu (Geraldes 2010). A principal contribuição deste parâmetro é a de possibilitar diferenciar se um magma teve sua origem exclusivamente no manto superior, ou se foi gerado exclusivamente ou parcialmente no interior da crosta continental (Leeman & Manton 1971 *in* Geraldes 2010). O uso da sistemática Rb-Sr vem sendo utilizada com ressalvas como método geocronológico por ser uma das mais

sensíveis a fracionamento frente a eventos metamórficos subsequentes. Em geral, durante os eventos metamórficos, a sistemática Rb-Sr é afetada com relativa facilidade, porém nem sempre sofre uma rehomogeneização completa, com isso as idades obtidas são intermediárias entre o penúltimo e o último evento. Isso acontece porque os elementos químicos correspondentes estão alojados em minerais sensíveis a solubilização, como a biotita e feldspatos.

Foram selecionadas vinte (20) amostras sendo seis (6) amostras representantes das bordas dos diques e quatorze (14) amostras representantes os centros dos diques estudados. Dentre as quais três tiveram suas idades determinadas por meio de análises U-Pb em aparelho SHRIMP (JB08 centro e bordas, JB14 centro e bordas e JB16 centro e bordas – Geocronologia U-Pb).

As amostras selecionadas para análises isotópicas de Sm-Nd foram enviadas ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). As determinações isotópicas pelo método Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). No procedimento entre 50 e 100 mg de cada amostra foram pulverizados e misturados com uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . Esta mistura é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de ataques ácidos com HF, HNO₃ e HCl, até que as soluções fiquem absolutamente claras e homogêneas. As soluções são então evaporadas em placas quentes dentro de cabines de ar. Os elementos terras raras, juntamente com Y e Ba são separados através de colunas de troca catiônica. Posteriormente é realizada a extração dos Sm e Nd da fração de elementos terras raras, a separação é obtida através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas com Teflon e empacotadas com resina LN-Spec (resina líquida HDEHP ácidodi-(etilhexil) fosfórico impregnada em pó de teflon). A fração coletada nesta segunda coluna é evaporada com duas gotas de 0,025N H₃PO₄ e o seu resíduo é dissolvido com HNO₃ destilado e depositado em conjuntos de filamentos de Re. As medidas isotópicas são feitas com espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262, na forma metálica e de modo estático. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada usando $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e a constante de decaimento considerada foi de $6,54 \times 10^{-12}/\text{y}$. As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0,05\%$ (1σ) e $\pm 0,00001$ (1σ), respectivamente, baseados em análises repetidas dos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. Os cálculos dos valores de idades TDM seguem De Paolo (1981).

Para a análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 50 mg de amostra foram pulverizados e as concentrações de Rb e Sr foram realizadas por diluição isotópica. O Sr foi separado do pó de rocha total pelo procedimento convencional de troca catiônica segundo Pankhurst & O’Nions (1973). As amostras de Sr foram então colocadas sobre filamentos duplos de Re e as análises isotópicas foram realizadas com o espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT-262. As correções de fracionamento de massa foram feitas utilizando o valor de 8,3752 para a razão $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. As incertezas 1σ para as razões medidas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são melhores que 0,2% e 2%, respectivamente. As análises de diluição isotópica foram feitas com solução *spike* ^{85}Rb - ^{84}Sr e o branco do procedimento para o Sr é tipicamente menor que 100 pg.

1.2.6. Análises Geocronológicas pelo Método ^{40}Ar - ^{39}Ar

Como o argônio é um gás nobre, ele não forma ligações fortes no interior da rede cristalina e pode escapar do mineral com relativa facilidade. Em geral, a perda de Ar pode ser atribuída a incremento na temperatura devido ao soterramento profundo, metamorfismo regional ou algum evento termal que tenha afetado a amostra analisada. A perda de Ar em muitos minerais pode ocorrer sem produzir qualquer mudança física ou química perceptível na rocha.

De maneira geral, considera-se que a temperatura de fechamento, ou temperatura abaixo da qual ocorre a retenção de argônio nos minerais mais comuns usados no método Ar-Ar varia em torno de 550°C para hornblenda, 350°C para a biotita, e 200°C para o plagioclásio. Devido à possibilidade de perda de argônio acima de determinadas temperaturas, as datações Ar-Ar são geralmente consideradas como idades de resfriamento regional (exumação de terrenos) ou idades mínimas de cristalização magmática (Dickin 2006).

O método de datação ^{40}Ar - ^{39}Ar foi fundamentado no método de datação K-Ar. O método K-Ar se baseia no decaimento natural do isótopo radioativo ^{40}K para o elemento radiogênico ^{40}Ar . A principal diferença entre os dois métodos está no fato de que na geocronologia Ar/Ar nenhuma análise química direta do K é requerida. Ele é medido como uma função do ^{39}Ar que é produzido do ^{39}K por ativação neutrônica. Para a determinação da idade, é necessário somente a determinação da razão do ^{40}Ar radiogênico para produzir o ^{39}Ar .

Para obter a idade, utiliza-se a expressão: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = (e^{\lambda t} - 1)/J$; onde J é o fator de correção incorporando a razão isotópica do K, a meia-vida de formação do ^{39}Ar e o fluxo de nêutrons durante a irradiação.

A principal vantagem do método Ar/Ar sobre o K/Ar consiste no fato das amostras serem aquecidas gradualmente, em temperaturas cada vez mais altas, até que a amostra seja fundida e as idades calculadas em cada etapa - *steps* (Dallmeyer 1979). A razão isotópica de argônio liberado em cada etapa é medido para calcular a “idade da etapa” (*step age*) com um erro analítico associado. No final, as idades das etapas ($\pm 1 \sigma$ de erro) são plotadas contra a quantidade cumulativa de ^{39}Ar liberado (% ^{39}Ar). Resultando no espectro de idade, que permite verificar a retentividade do argônio.

Um cristal pode conter Ar de várias fontes. O ^{40}Ar é derivado do ^{40}K , e pode entrar como sair da rede cristalina do mineral ao longo de microfraturas que estão presentes praticamente em todos os cristais. Este argônio que “entra” na rede cristalina do mineral, pode ter uma composição isotópica atmosférica ou pode conter ^{40}Ar radiogênico. A técnica denominada de aquecimento gradual ou aquecimento por etapas, na qual o Ar adicional pode ser removido pelo aquecimento gradual do grão (*step heating*) permite avaliar este argônio que “entra” na rede cristalina do mineral. A descrição detalhada desta técnica encontra-se em Ruffet *et al.* (1991).

Para o propósito deste estudo, três amostras (ver descrição na tabelas 1) foram selecionadas com base no teor de TiO_2 . A mostra D15 (gabro) representa o menor teor de TiO_2 (1,16%), a amostra C3170 (olivina gabro) representa o maior teor de TiO_2 (1,89%) e a amostra CJ117 (olivina gabro) representa o teor médio de TiO_2 (1,25%), A preparação de amostras e procedimentos analíticos para as medições passo de aquecimento são detalhados por Ruffet *et al.* (1991, 1995) e Castonguay *et al.* (2001, 2007).

1.2.7. Análises Geocronológicas pelo Método U-Pb

As datações U-Pb em zircões ou em outros minerais (badeleíta, monazita, titanita, granada, rutilo e perovskita) são em geral consideradas como as melhores estimativas da cristalização de rochas ígneas, ou informam duplamente sobre a idade do metamorfismo e a dos protólitos ou do material fonte. Durante a cristalização destes minerais (zircão, badeleíta, monazita, titanita, granada, rutilo e perovskita) a quantidade

de Pb primário incorporado é muito pequena, pois, este elemento é incompatível nesses tipos de minerais. No entanto, frequentemente observa-se a presença de Pb inicial em quantidades não desprezíveis. Este fato torna estes minerais excelentes marcadores de tempo geológico pelo método U-Pb. Atualmente as determinações geocronológicas U-Pb em zircões podem utilizar técnicas com a análise de diferentes populações de zircões, análise de monocristais, ou mesmo métodos que dispensam análises químicas como o da evaporação de zircões (idades Pb-Pb), a microsonda iônica SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) e LA-ICPMS, que faz análises pontuais em um único cristal.

A representação mais comum empregada no método U-Pb é a que faz uso do diagrama Concórdia que utiliza $^{206}\text{Pb}_{\text{Rad.}}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}_{\text{Rad.}}/^{235}\text{U}$. Esse diagrama parte do princípio de que, em sistema fechados e que não foram perturbados por eventos posteriores, as duas idades devem ser concordantes com os pontos analíticos dispostos ao longo da curva concórdia. Em alguns casos, os pontos obtidos com várias populações são discordantes. Quando estes pontos ficam abaixo da curva concórdia implica que o sistema foi aberto. Nesse caso o alinhamento destes pontos define uma reta que toca a curva concórdia em dois pontos, denominados de intercepto superior, indicando a idade provável de cristalização, e um intercepto inferior que pode significar um evento metamórfico, hidrotermal, ou intempérico quando a perda de Pb é episódica ou não ter significado geológico quando a perda de Pb é contínua.

Para este estudo, nove amostras foram selecionadas para datação em zircão e titanita (ver tabelas 1). Para esta metodologia foram englobadas todas as amostras retiradas de cada dique estudado e selecionado. Os grão de zircão das amostras D15 (gabro), JB08 (JB08-1 até JB08-12, olivina basalto/diabásio porfirítico), JB14 (JB14-1 até JB14-3, olivina basalto/diabásio porfirítico), JB16 (JB16-1 até JB16-2, olivina basalto/diabásio porfirítico), JB20b (paragneisse granulitizado), JB20c (basalto porfirítico), JB21a (diabásio porfirítico), JB1b (norito) foram analisadas com o método U-Pb em aparelho SHRIMP II, no Laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas, da Universidade de São Paulo (USP). Os grãos de titanita das amostras D15 (gabro), JB14 (olivina diabásio porfirítico), JB16 (olivina diabásio porfirítico), e JB20c (diabásio porfirítico) foram analisada com o método U-Pb em aparelho LA-MC-ICP-MS, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

Cerca de 10 a 20 kg de cada amostra foram coletados. A britagem, a lavagem e a secagem das amostras foram realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do CPMTCC-UFMG, de acordo com os procedimentos convencionais. Posteriormente, as amostras foram encaminhadas para o Laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas, da Universidade de São Paulo (USP), onde foram moídas, peneiradas e concentradas na fração 80# a 120#. O concentrado de minerais pesados foi encaminhado para o laboratório de preparação de amostras da USP, onde os líquidos densos, bromofórmio de densidade 2,88 g/cm³ e iodeto de metileno (3,31 g/cm³), foram utilizados para separar os zircões e titanitas do restante do concentrado. Posteriormente foi realizada a montagem de *mounts* circulares de 2,5 cm de diâmetro em resina epoxy, os quais em seguida foram polidos até que os grãos fossem revelados, e então metalizados com carbono para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e secundários, utilizando para isso o equipamento de MEV (catodoluminescência). Em seguida, os *mounts*, passaram por uma lavagem, com a qual a cobertura de carbono foi retirada, para novamente serem metalizados, desta vez com ouro, para a realização das análises U-Pb nos zircões.

As amostras analisadas com equipamento SHRIMP II foram realizadas com base nos procedimentos analíticos e reduções, segundo Sato (1995, 1998). Para o procedimento neste equipamento os *mounts* foram confeccionados levando-se em consideração a escolha dos mais diferentes tipos, quanto a sua morfologia e cor, objetivando-se assim a análise de todas as variedades de cristais presentes. A complementação da redução dos dados foi realizada utilizando o software SQUID 1.06 e o programa para Diagramas de Concórdia ISOPLOT 4 (Ludwig 2003, 2009). As concentrações de urânio, chumbo e tório foram referenciadas para o zircão-padrão TEMORA (Black *et al.* 2003) e o *spot* do equipamento tem diâmetro igual a 30 µm.

Para análises com LA-MC-ICP-MS (*New Wave* modelo UP213 nm) foram utilizados os procedimentos operacionais e rotinas descritos por Chemale *et al.* (2012). Para o cálculo das idades foram selecionados os cristais com discordância abaixo de 20%, teor de chumbo comum inferior a 0,5% e erros das razões individuais sempre abaixo de 10%.

2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLÓGICO

O Feixe de Fraturas Colatina desenvolveu-se no núcleo de alto grau metamórfico do Orógeno Araçuai (Figura 4), em parte de sua região de retro-arco que se caracteriza pela abundante ocorrência de paragneisses e rochas graníticas, originadas do Ediacarano até o limiar Cambriano-Ordoviciano (Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gradim *et al.* 2014).

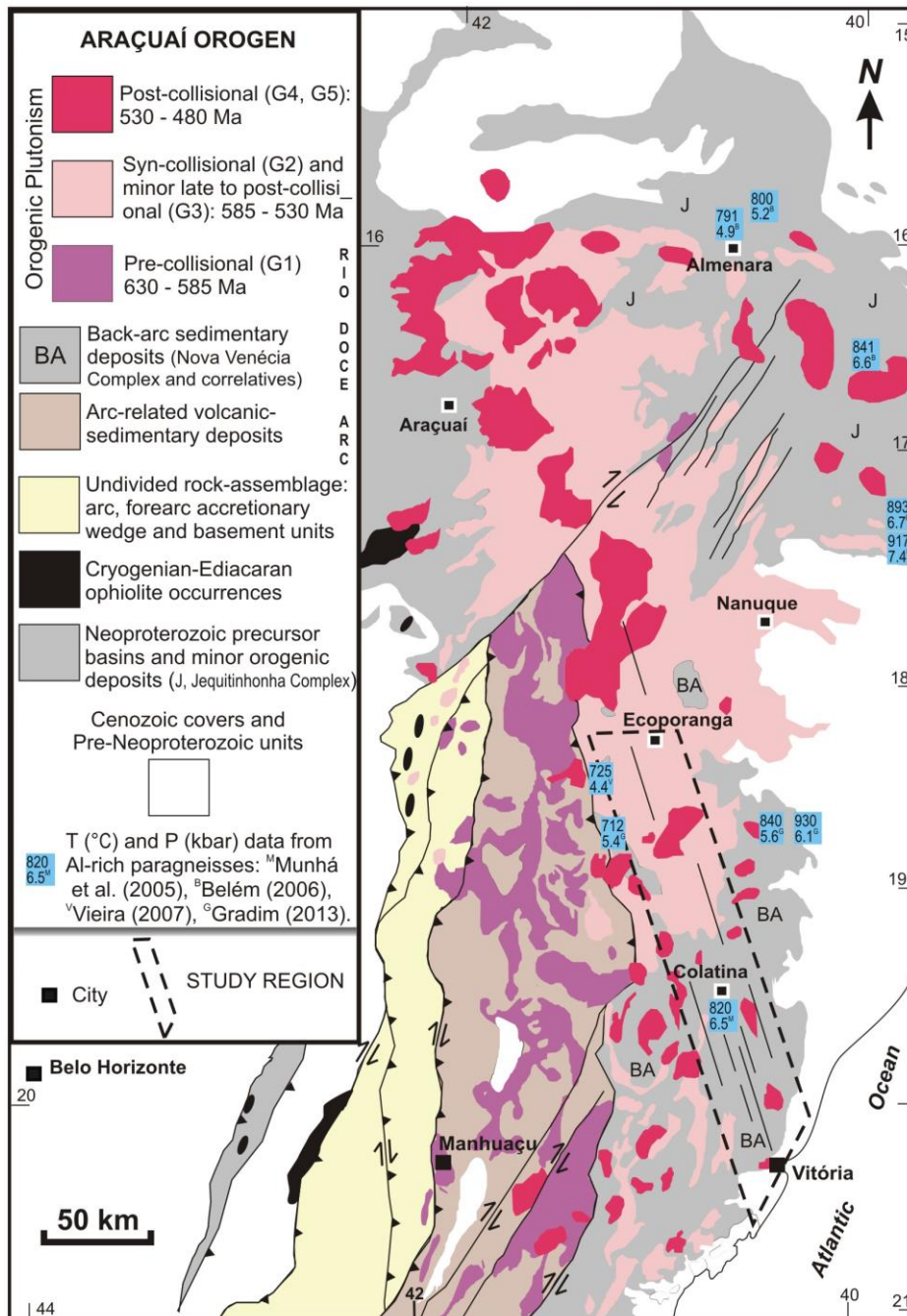


Figura 4. Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuai (modificado de Gradim *et al.* 2014).

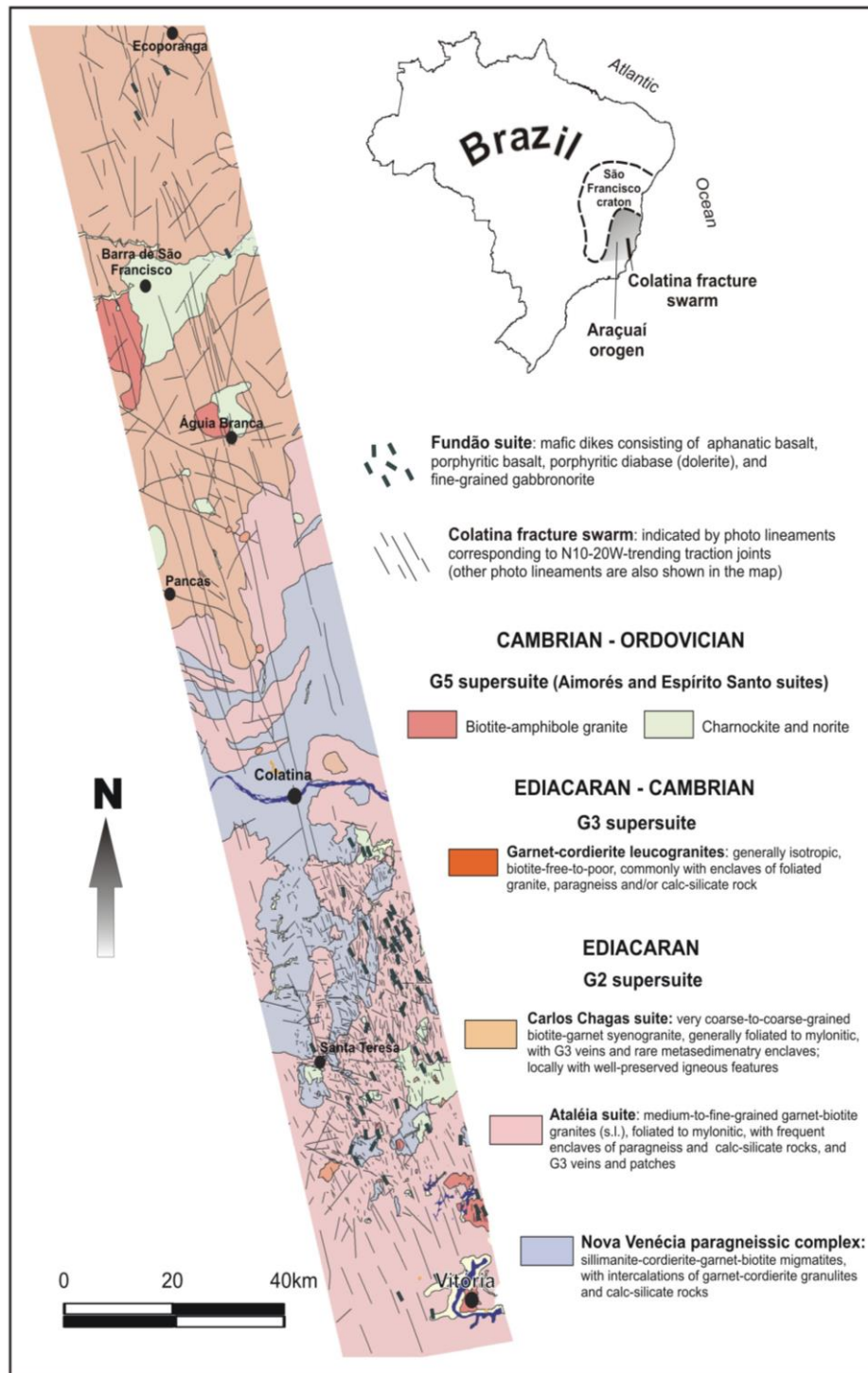


Figura 5. Mapa geológico da região do Feixe de Fraturas Colatina entre Vitória e Ecoporanga (modificado de Roncato *et al.* 2011, in Belém *et al.* 2014, submetido).

Na região aqui enfocada, as unidades litoestratigráficas principais são o Complexo Nova Venécia, e as supersuítas graníticas G2, G3 e G5. Este conjunto litológico hospeda os diques máficos da Suíte Fundão, os quais se encontram encaixados majoritariamente em fraturas do Feixe Colatina (Figura 5).

2.1. COMPLEXO NOVA VENÉCIA E SUÍTES GRANÍTICAS DO TIPO S

O Complexo Nova Venécia consiste de paragnaisse peraluminoso, migmatítico, rico em biotita, cordierita, granada e/ou sillimanita, com intercalações de rocha calcissilicática e cordierita granulito (Gradim *et al.* 2014). Diferentes episódios de fusão parcial, em intensidades variadas, resultaram na formação de grande quantidade de neossomas graníticos relacionados às supersuítas G2 e G3, conferindo diversas estruturas migmatíticas ao paragnaisse Nova Venécia. Tanto o paragnaisse quanto o cordierita granulito contêm grãos detríticos de zircão com idades entre 630 Ma e 590 Ma, além de atributos litoquímicos que evidenciam protolitos areno-pelíticos com contribuição sedimentar do Arco Rio Doce, depositados na bacia de retro-arco do Orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 2004, Gradim *et al.* 2014). A idade do clímax do metamorfismo colisional no Complexo Nova Venécia, em torno de 575 Ma, é dada pelas datações de fusões graníticas sincinemáticas à foliação regional dos paragnaises, representadas por granitos foliados ou não deformados da Supersuíte G2 (Vauchez *et al.* 2007, Roncato 2009, Silva *et al.* 2011, Gradim *et al.* 2014).

A Supersuíte G2 é representada, na região estudada, pelos granitos tipo S das suítas Ataléia e Carlos Chagas (Figura 5). Ambos são portadores de biotita e granada, mas apresentam marcantes diferenças de granulação, composição e associação litológica, dentre outras feições distintivas (Roncato 2009, Gradim *et al.* 2014). As rochas graníticas da Suíte Ataléia têm granulação relativamente mais fina e se associam diretamente ao paragnaisse Nova Venécia, do qual representam fusão parcial autóctone (Figura 5). Os granitos da Suíte Carlos Chagas apresentam granulação grossa a muito grossa, com cristais de feldspato potássico que atingem 10 cm na maior dimensão, e baixo conteúdo de minerais máficos (Figura 5).

As rochas graníticas das suítas Ataléia e Carlos Chagas têm idade entre 590 Ma e 550 Ma, e mostram-se geralmente foliadas pela intensa deformação colisional. Localmente, a Suíte Carlos Chagas apresenta partes com feições ígneas muito bem preservadas. O granito Carlos Chagas representa a fácies interna do batólito homônimo que se estende dos arredores de Pancas para norte, cuja borda é ornamentada pelo granito Ataléia. Para sul de Pancas aumentam as áreas ocupadas pelo Complexo Nova Venécia e Suíte Ataléia, bem como se torna frequente a presença de ortopiroxênio em rochas destas unidades, as quais também tendem a ganhar tonalidade esverdeada

decorrente da cor do feldspato e quartzo, indicando exposição de nível crustal relativamente mais profundo, em fácies granulito (Figura 5).

A rocha típica da Supersuíte G3 é um leucogranito a cordierita e/ou granada, geralmente com sillimanita, com pouca ou nenhuma biotita, que raramente ocorre em corpos de expressão mapeável (Figura 5). O leucogranito G3 forma veios e corpos de formas irregulares associados aos granitos da supersuíte G2, dos quais constitui uma fase tardia de fusão parcial datada entre ca. 545 Ma e 530 Ma. Desta forma, a Supersuíte G3 é considerada como tardi-colisional a pós-colisional em relação à deformação compressiva regional e à Supersuíte G2 (Noce *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2011; Gradim *et al.* 2014).

No conjunto, os processos regionais de geração de granitos peraluminosos do tipo S das supersuítes G2 e G3 perduraram por 60 Ma, no mínimo, entre 590 Ma e 530 Ma, podendo ser explicados por diferentes processos térmicos orogênicos, os quais levaram à fusão dos paragneisses do Complexo Nova Venécia e a refusão de granitos da Supersuíte G2 (Gradim *et al.* 2014).

2.2. PLUTONISMO PÓS-COLISIONAL (SUPERSUÍTE G5)

O plutonismo pós-colisional (também chamado de “pós-orogênico” ou “pós-tectônico”), englobado na Supersuíte G5 (De Campos *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2011), se manifesta na forma de uma miríade de intrusões circunscritas que, na região enfocada, estão hospedadas no Complexo Nova Venécia e supersuítes G2 e G3 (Figura 5).

A Supersuíte G5 está representada na região do Feixe de Fraturas Colatina por plútons das suítes intrusivas Aimorés e Espírito Santo (Vieira *et al.* 2014). Estes corpos intrusivos, que podem ocorrer em maciços composicionalmente homogêneos ou zonados, incluem granitos tipo I, a biotita e anfibólio, assim como rochas charnockíticas e noríticas. Os plútons G5 são desprovidos da foliação dúctil regional, mas podem mostrar foliação de borda originada durante o processo intrusivo, assim como conformam a estrutura das encaixantes ao seu redor. Além disso, apresentam diversas feições ígneas e de mistura de magmas (Wiedemann *et al.* 2002; De Campos *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2006, Castañeda *et al.* 2007, Baltazar *et al.* 2010, Queiroga *et al.* 2012, Roncato *et al.* 2012).

Apresentam composições granítica e charnockítica, predominantes, com termos enderbíticos e mais básicos subordinados. O magmatismo G5 estaria relacionado ao colapso extensional do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2005, Wiedemann *et al.* 2002, Campos *et al.* 2004, Martins *et al.* 2004, Mendes *et al.* 2005, Silva *et al.* 2005, Alkmim *et al.* 2006, Marshak *et al.* 2006). Datações U-Pb demonstram que a cristalização magmática destas rochas ocorreu em torno de 505-490 Ma (Castañeda *et al.* 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

Uma das subdivisões da Supersuíte G5 é a Suíte Aimorés que engloba intrusões situadas no norte do Espírito Santo e leste de Minas Gerais. As intrusões da Suíte Aimorés são constituídas majoritariamente por biotita granito, charnockito e norito (Castañeda *et al.* 2007, Gradim *et al.* 2005, Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

O conteúdo em SiO₂ das rochas do Suíte Aimorés varia de 50,73 a 74,65%, com os monzodioritos apresentando entre 50,73 e 55,78%, os charnockitos, entre 60,69 e 67,43%, e os granada-granitos, entre 72,76 e 74,65% (Melo 2011). Os monzodioritos mostram conteúdos mais elevados em TiO₂ (2,33 - 2,94%) e MgO (2,3 - 3,51%), porém mais baixos em K₂O (2,19 - 2,84%). O conteúdo em Ba (1.508 - 1.816 ppm) é semelhante ao dos charnockitos (1.352 - 1.842 ppm). Os leucogranitos com granada são mais enriquecidos em K₂O (5,34 - 5,90%), porém mais empobrecidos em TiO₂ (0,24 - 0,28%), MgO (0,47 - 0,53%) e Zr (108 - 135 ppm). No diagrama de saturação em alumina, os monzodioritos e charnockitos situam-se no campo metaluminoso (A/CNK < 1), enquanto os leucogranitos mostram-se peraluminosos (A/CNK, entre 1,1 e 1,16). Os charnockitos apresentam Mg# em torno de 0,22, com anomalias levemente positivas de Eu e Ce.

No diagram TAS de classificação das séries magmáticas de Irvine e Baragar (1971), estas rochas situam-se no campo da série subalcalina, com exceção dos monzodioritos que se situam no campo da série alcalina. Mostram contribuição crustal (ETR) e o processo evolutivo pode ser o resultado da cristalização fracionada ou de contaminação promovida pela mistura de magmas.

2.3. SUÍTE FUNDÃO

O enxame de diques máficos na região de ocorrência do então denominado Feixe de Lineamentos Colatina (ES) foi inicialmente cartografado por Silva e Ferrari (1976).

Alguns autores registraram a ocorrência destes basaltos dentro da Faixa de Colatina a noroeste de Vitória (Teixeira & Rodarte, 2003; in Novais *et al.*, 2004). As intrusões subparelelas à direção da do Feixe Colatina indicaram idades de ca. 174Ma (K-Ar, rocha total, Radambrasil, 1983). Os basaltos que ocorrem nesta área foram datados por Teixeira & Rodarte, 2003; in Novais *et al.*, 2004, pelo método Ar-Ar em plagioclásio ($128 \pm 1,4$ Ma; método de platô e $125,5 \pm 1,5$ Ma; método de isócronas), bem como em rocha total ($136,3 \pm 0,9$ Ma; método de platô) e $135,3 \pm 0,9$ Ma; método de isócronas). Na época, a interpretação para tal magmatismo era de um evento cretácico, provavelmente correspondendo à fragmentação do Gondwana e posterior abertura do Oceano Atlântico Sul.

Valente *et al.* (2009) descreveram os diques máficos da Suíte Fundão como diabásios que ocorrem, mais comumente, como blocos em ravinas. Estes autores destacaram que estes diabásios apresentam idades do Cretáceo Inferior e seriam relacionados aos processos geodinâmicos de fragmentação do Gondwana. Segundo estes autores os diques seriam contemporâneos aos de outras províncias basálticas continentais mesozóicas da Plataforma Sul-Americana, com destaque para a província Paraná. Os dados litogeoquímicos destes autores classificaram as rochas da Suíte Fundão como basaltos a basaltos andesíticos que integram uma única suíte de baixo-TiO₂ de uma série toleítica. E definiram que estes diabásios foram gerados com pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental, à semelhança de outras províncias contemporâneas.

Informações detalhadas acerca das características petrográficas, litoquímicas, geocronológicas efetuadas por métodos mais confiáveis, tais como a datação isotópica U-Pb (zircões e titanitas) não constituíram objetivo dos trabalhos anteriores. Este trabalho mostra o primeiro estudo direcionado aos diques máficos desta região focando a datação radiométrica pelo método U-Pb. Em uma região com ocorrência de eventos térmicos subsequentes, seria esperado que estas rochas e minerais tivessem experimentado perda parcial de Ar depois da cristalização. Neste caso, as idades obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ representariam a idade de resfriamento regional ou idades mínimas para estas rochas. E se este fosse o panorama, seria possível observar nos dados analíticos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a influência destes eventos térmicos subsequentes?

3. PROVÍNCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS DO CAMBRIANO E MESOZÓICO NO BRASIL

Neste capítulo será apresentada uma breve revisão sobre as províncias basálticas continentais da Plataforma Sul-Americana, originadas no Cambriano e Mesozóico. Estas suítes ocorrem na forma de enxames de diques e como sistemas vulcânicos. O objetivo desta revisão é apresentar informações compiladas de dados publicados para comparação com os dados adquiridos nesta tese.

3.1. CAMBRIANO – A SUÍTE ITABAIANA

A Suíte Itabaiana engloba um enxame de diques máficos de direção geral a WNW-ESE (raramente N-S), que ocorre no extremo leste do Estado da Paraíba, em terrenos da Zona Transversal, no extremo oriental da Província Borborema (Trindade *et al.* 2006; Almeida & Hollanda 2009).

O enxame de diques máficos de Itabaiana caracteriza-se como uma série subalcalina constituída por basaltos, basaltos andesíticos e andesito com afinidade toleítica. Estas rochas apresentam microfenocristais de plagioclásio, piroxênio e olivina. A matriz é composta por plagioclásio, piroxênio e menores proporções de óxidos de Fe-Mg-Ti e vidro. A similaridade entre os espectros multi-elementos destes diques sugere origem a partir de uma fonte comum, moderadamente enriquecida em elementos incompatíveis (em relação ao condrito), tais como Rb, Ba, Th, K e terras-raras leves, e em elementos imóveis (Zr, Hf, Ti) em menor proporção. As discretas diferenças em termos de fracionamento nos espectros de ETR sugerem que pequenas variações nas proporções de fusão parcial possam estar associadas à evolução destes magmas. Estas basaltos têm na cristalização fracionada o processo petrogenético dominante, com retirada progressiva de Ca, Fe, Mg e Ti como função da cristalização de plagioclásio, piroxênio, olivina e ilmenita. Os olivina-basaltos toleíticos mostram padrões ETR homogêneos, com La/Yb_N entre 6,33 e 6,98. Já os espectros obtidos para os quartzo-basalto toleíticos são relativamente menos fracionados que a média dos olivina-basaltos, com La/Yb_N entre 3,92 e 4,23 (Almeida & Hollanda 2009).

Este enxame de diques máficos representa um episódio magmático fissural, posterior à deformação imposta pela Orogenia Brasileira na região oriental da Província

Borborema. As datações Ar-Ar de amostras dos diques de Itabaiana resultaram em idades de cristalização magmática em torno de 525 Ma (Trindade *et al.* 2006). Estes autores, com base nesta idade e em dados paleomagnéticos, contextualizam o enxame de diques máficos no interior relativamente estabilizado do Supercontinente Gondwana Ocidental, cuja amalgamação resultou dos eventos colisionais brasileiro-panafricanos em cerca de 550 Ma (Trindade *et al.* 2006).

3.2. PROVÍNCIAS MESOZÓICAS

Neste tópico serão apresentadas informações a respeito das províncias basálticas Paraná, Pelotas, Santos e Campos, e sobre os enxames de diques de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis.

3.2.1. Província Paraná

Os basaltos da Província Paraná foram divididos em duas suítes denominadas de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂. Estas suítes foram discriminadas por critérios geoquímicos e por suas quinze diferentes concentrações de TiO₂ (Bellieni *et al.* 1986; Mantovani *et al.* 1985; Hergt *et al.* 1991).

Os basaltos toleíticos da Província Paraná são diferenciados, isto é, não apresentam composição primária, pois mais de 90% deles apresenta valores de #Mg < 56 (Peate *et al.* 1992). Estes autores propuseram uma subdivisão dos derrames em seis tipos distintos de magmas. As variedades de baixo-TiO₂ constituem as suítes Gramado e Esmeralda, ao passo que as de alto-TiO₂ foram incluídas nas suítes Urubici, Pitanga, Ribeira e Paranapanema.

Estas rochas basálticas, que estão associadas a rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, ocorrem preferencialmente em áreas geográficas distintas, possibilitando dividir a Província Paraná em duas regiões com diferentes características (Piccirillo & Melfi 1988). A subprovíncia sul, situada em latitudes superiores a aproximadamente 26°S, é caracterizada pela predominância de rochas básicas de baixo-TiO₂ (70% em volume), intermediárias (cerca de 17%) e ácidas (aproximadamente 13%). A subprovíncia norte, localizada em latitudes inferiores a aproximadamente 26°S, é

caracterizada por um grande volume (cerca de 99%) de rochas básicas de alto-TiO₂, ausência de rochas intermediárias e pequena proporção de ácidas (Peate 1997, 1999; Marques & Ernesto, 2004).

Dados isotópicos das rochas vulcânicas da Província Paraná mostram que as rochas básicas e intermediárias de baixo-TiO₂ da subprovíncia do sul sofreram significativos processos de contaminação crustal. Já os basaltos da subprovíncia norte não foram significativamente afetados por este processo evolutivo.

As suítes de baixo-TiO₂ (Gramado e Esmeralda) encontram-se localizadas na subprovíncia sul da Província Paraná (Petrini *et al.* 1987; Marques & Ernesto 2004). O magma do tipo Gramado ocorre predominantemente nas escarpas da Formação Serra Geral e possui composição equivalente ao basalto Tafelberg em Etendeka (Erlank *et al.* 1984), ocupando 30% do derrame preservado. O magma do tipo Esmeralda é representado por uma unidade menor (cerca de 5% a 10% do derrame preservado) do que o do tipo Gramado, localizando-se principalmente em direção à parte central da província (Peate *et al.* 1992).

A gênese dos basaltos toleíticos da Província Paraná está associada a fontes sublitosféricas relacionadas à pluma de Tristão da Cunha (e.g., White & McKenzie, 1989; Wilson, 1992, Gibson *et al.* 1995a). Devido a diferenças composicionais e isotópicas significativas entre as rochas toleíticas desta província e rochas vulcânicas modernas associadas à pluma de Tristão da Cunha, especula-se que os líquidos de composição primária da pluma tenham sofrido variações substanciais durante os últimos 130 Ma, devido à interação com o manto litosférico empobrecido e frio (Gibson *et al.* 1995b; Ewart *et al.* 1998; Gibson *et al.* 2005). Esta premissa se faz necessária para qualquer modelo que relacione a pluma com a gênese dos basaltos toleíticos da Província Paraná, no intuito de esclarecer a origem das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂. Alternativamente, um modelo mais simples postula que as rochas toleíticas da província foram originadas a partir de um manto litosférico heterogêneo, que entrou em fusão devido a uma anomalia térmica subjacente (representada pela pluma de Tristão da Cunha; Peate & Hawkesworth 1996; Comin-Chiaramonti *et al.* 1997). Os dados geoquímicos e isotópicos (Marques *et al.* 1999) parecem corroborar esta última hipótese. Modelos de mistura binária (Faure 1986) indicam que um membro final provável é o componente mantélico EMI (*enriched mantle I*), que é dominante, enquanto o outro membro final poderia ser o componente mantélico EMII (*enriched*

mantle II). Este último apresenta composições isotópicas similares às suítes de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província Paraná. Todas as suítes de alto-TiO₂ da subprovíncia norte são significativamente dominadas pelo componente mantélico do tipo EMI (Marques *et al.* 1999).

3.2.2. Bacias do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas

A margem continental sul-sudeste do Brasil compreende as bacias rifte do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. Estas bacias ocupam, atualmente, a planície costeira, a plataforma continental e o talude da porção oeste do Oceano Atlântico Sul (Chang *et al.* 1988; 1990). Tais bacias originaram-se a partir de mecanismos que causaram a quebra do Supercontinente Gondwana Ocidental, como consequência de extensão crustal ortogonal, possivelmente associada à passagem da litosfera subcontinental sobre a pluma de Tristão da Cunha durante o Neocomiano (ca. 137-130 Ma; Chang *et al.* 1992; Thomaz Filho *et al.* 2000; Mohriak *et al.* 2002). O rifteamento foi precedido por extrusão de derrames basálticos nestas bacias, bem como na Bacia do Paraná. Fodor *et al.* (1983, 1984) realizaram estudos geoquímicos e geocronológicos para estes basaltos, obtendo a idade de $138,1 \pm 3,5$ Ma (K-Ar em rocha total) para os basaltos de Santos.

Fodor & Vetter (1984) analisaram basaltos das bacias de Espírito Santo, Campos e Santos, obtendo idades de 138 a 105 Ma (K-Ar em rocha total). Deste modo, eles podem ser genericamente considerados contemporâneos aos basaltos continentais da Província Paraná (Turner *et al.* 1994; Renne *et al.* 1996 a,b; Stewart *et al.* 1996), e aos diques toleíticos dos enxames de Ponta Grossa e da Serra do Mar (Regelous 1993). Três principais conjuntos de rochas basálticas podem ser distinguidos de acordo com suas características composicionais, quais sejam: SiO₂: 49-54%, TiO₂: 0,5-3,0%, FeO/MgO: 0,6-5,0 e La/Yb_N: 1-6 (Fodor & Vetter 1984). Assim, foram caracterizados os seguintes grupos:

- Basaltos enriquecidos em elementos incompatíveis, tais como K (alguns com K₂O > 2,0%), Rb (>18 ppm), Zr (>120 ppm) e em elementos terras raras leves. Algumas amostras deste grupo apresentaram teor de FeO_T = 16%, muitas com teor de SiO₂ entre 51 e 54%. Este grupo apresentou características semelhantes aos basaltos toleíticos da Província Paraná;

- Basaltos menos enriquecidos em elementos incompatíveis ou transicionais, com teores de $K_2O < 0,40\%$ e padrão uniforme de elementos terras raras. Este grupo apresentou características semelhantes aos diabásios do Atlântico Norte e basaltos do tipo FAMOUS;
- Basalto empobrecido, com razão $Ce/Yb_N = 0,7$, onde $Ce_N = 4$.

Com base nas características composicionais destes grupos, os basaltos enriquecidos foram classificados como P-MORB e T-MORB (*Mid-ocean ridge basalt*; p.ex: $Zr/Nb \sim 4-25$), os transicionais como T-MORB (p.ex.: $Zr/N \sim 8-27$) e os empobrecidos como N-MORB (p.ex.: $Zr/Nb > 30$). Segundo Fodor & Vetter (1984), as razões de elementos traços dos basaltos da margem sudeste do Brasil implicam derivação a partir de uma fonte mantélica heterogênea com proporções variáveis de misturas de materiais de manto empobrecido (N-MORB) e do tipo pluma (P-MORB, p.ex: Tristão da Cunha). As diferenças composicionais devem refletir, em parte, diferentes zonas de fusão durante a fragmentação do Supercontinente Gondwana, onde a descompressão adiabática mantélica gradual, durante o rifteamento, deve ter propiciado fusões simultâneas, porém a diferentes profundidades, quais sejam: superiores, mais empobrecidas, e inferiores, mais enriquecidas. Fusões que produziram magmas enriquecidos, transicionais e empobrecidos marcam a transição de basaltos continentais, antes do rifteamento e separação, para basaltos do tipo N-MORB, após o estabelecimento do Oceano Atlântico Sul. Enquanto componentes mantélicos do tipo P-MORB foram considerados para as composições enriquecidas de alguns basaltos (p.ex: $Zr/Nb < 8$), a contaminação crustal foi, possivelmente, o processo responsável para o enriquecimento composicional em alguns elementos (p.ex: $Ti/Zr = 40-57$; $La/Yb_N = 5-6$ e $\delta O_{18(V-SMOW)} = +12,2$), observado nos outros dois tipos.

Mizusaki *et al.* (1992) apresentaram dados geoquímicos e propuseram um modelo petrogenético para os basaltos de Campos. Segundo estes autores, a fonte geradora do vulcanismo em Campos foi predominantemente astenosférica, sem contribuição litosférica substancial (p.ex: fonte fértil, amostra parental com $La/Yb_N = 0,97$), possivelmente do tipo pluma. Modelos quantitativos de fusão modal em equilíbrio indicaram que cerca de 20% de fusão parcial de uma fonte mantélica do tipo granada lherzolito poderia gerar as razões La/Yb_N dos basaltos de Campos (0,9-1,0 até 4,4-7,1; Lobo 2000).

Por outro lado, em Pelotas a fonte da suíte de alto-TiO₂ é do tipo enriquecida, com pelo menos alguma contribuição litosférica. O modelo de fusão não modal em equilíbrio mostrou que uma mesma fonte mantélica não seria capaz de originar as diferentes razões observadas nas suítes de baixo-TiO₂ (La/Yb_N= 2,50) e alto-TiO₂ (La/Yb_N= 5,05) encontradas em Pelotas. A suíte de alto-TiO₂ pode ter sido gerada por cerca de 22% de fusão parcial de uma fonte mantélica do tipo granada lherzolito, e a suíte de baixo-TiO₂ de Pelotas pode ter sido gerada por cerca de 28% de fusão parcial de uma fonte mantélica também do tipo granada lherzolito, mas menos enriquecida que aquela relacionada à suíte de alto-TiO₂ (Lobo 2000).

3.2.3. O Enxame de Diques de Ponta Grossa

O Enxame de Diques de Ponta Grossa adquiriu sua configuração durante o Cretáceo Inferior. O magma basáltico intruiu como diques em fraturas e falhas de distensão transversais às estruturas do embasamento pré-Devoniano (Almeida 1986; Piccirillo & Melfi 1988). Estes diques distribuem-se desde a região costeira até as bordas dos derrames da Província do Paraná, cortando tanto o embasamento da Bacia do Paraná, como também suas rochas sedimentares paleozóicas (principalmente a Formação Itararé e o Grupo Passa Dois). Os diques deste enxame encontram-se alinhados preferencialmente na direção NW-SE e subordinadamente a NE-SW. Alguns diques apresentam extensão com mais de 100 km e até centenas de metros de espessura (Almeida 1986). O alojamento destes diques ocorreu durante as fases iniciais de rifteamento e/ou flexura, cortando os derrames basálticos mais antigos (Piccirillo *et al.* 1990). O estudo das espessuras dos diques permitiu estimar uma distensão crustal mínima de 3 km para a região de Ponta Grossa, em virtude da colocação destes corpos hipabissais (Pinese 1989).

As idades K-Ar e Ar-Ar (em rocha total e plagioclásio) dos diques de Ponta Grossa estão entre $132,0 \pm 10$ a $129,2 \pm 0,4$ Ma (Rocha-Campos *et al.* 1988; Renne *et al.* 1996a), sendo correlacionáveis com idades dos derrames basálticos da Província Paraná (137 a 127 Ma; Turner *et al.* 1994). De acordo com os dados geoquímicos, os diques deste enxame apresentam predominantemente caráter básico (cerca de 87% deles), ocorrendo em menor volume rochas intermediárias (10%) e ácidas (3%). Os diabásios deste enxame não apresentam composições primárias (p.ex: #Mg < 65). Os

diques básicos apresentam certa semelhança aos derrames de alto-TiO₂ do tipo Paranapanema da subprovíncia norte da Província do Paraná, sendo os mais abundantes os que apresentam teor de TiO₂ entre 2 e 3% (cerca de 66%) do que os que possuem TiO₂>3% (cerca de 14%). Subordinadamente (~ 20%) ocorrem diques com baixo-TiO₂, à semelhança dos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul (TiO₂≤2%) da Província do Paraná (Piccirillo *et al.* 1988, 1990; Marques 2001). Dados químicos e isotópicos revelaram que estes diques não sofreram significativos processos de contaminação crustal, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr < 0,7060 (Piccirillo *et al.* 1990).

Dados paleomagnéticos indicam que os diques do enxame de Ponta Grossa são mais jovens do que as rochas vulcânicas mais antigas da Província Paraná, situadas a noroeste, tendo sido, provavelmente, os alimentadores das rochas vulcânicas da região nordeste da Bacia do Paraná. Os dados químicos e isotópicos revelaram que componentes astenosféricos não representam fatores significantes quanto à gênese destes diques (Piccirillo *et al.* 1990).

3.2.4. O Enxame de Diques da Serra do Mar

O Enxame de Diques da Serra do Mar ocorre ao longo da região costeira dos estados de Santa Catarina, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo (Comin-Chiaramonti *et al.* 1983; Hawkesworth *et al.* 1992; Garda 1995; Valente 1997). Os diques que constituem este enxame ocorrem, em geral, com atitudes subverticais, tendo alguns deles uma extensão superior a 15 km. Os diques podem apresentar várias dezenas de metros de espessura, mas, em geral, as espessuras encontram-se em torno de 1 a 3 m. Estes diques orientam-se predominantemente a N40-50°E (Almeida 1986) e estão encaixados em rochas de alto grau metamórfico da Faixa Ribeira (Comin-Chiaramonti *et al.* 1983). Intrusões compostas e múltiplas, efeitos metassomáticos localizados e estruturas atípicas já foram observados nestes diques no Rio de Janeiro (Porto Jr. & Valente 1989; Porto Jr. *et al.* 1991; Duarte *et al.* 1991; Valente *et al.* 1991, 1992a, 1992b). Os diques do Enxame de Diques da Serra do Mar são compostos por andesibasaltos, latibasaltos e aqueles do limite andesibasaltos/latibasaltos. Dados petrográficos, geoquímicos e mineralógicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional com afinidade toleítica.

As rochas básicas do Enxame de Diques da Serra do Mar que afloram no litoral do Estado de São Paulo têm características geoquímicas que permitiram dividí-las em dois diferentes tipos de magmas (Regelous 1993). Os diabásios Paraíba e Ubatuba são do Cretáceo Inferior (134-130 Ma; Ar-Ar em rocha total e plagioclásio), e semelhantes aos diques de Ponta Grossa e aos derrames basálticos da Província Paraná (Turner *et al.* 1994; Stewart *et al.* 1996). A maioria dos diques é caracterizada por altos teores de TiO_2 ($\text{TiO}_2 > 3\%$), bem como, altas concentrações de P, Zr, Ba, Sr e Rb, correspondendo a cerca de 85% dos afloramentos, sendo raros os diques com teores de TiO_2 entre 2 e 3% (Comin-Chiaramonti *et al.* 1983). Diques basálticos toleíticos de baixo- TiO_2 ($\text{TiO}_2 < 2\%$) são ainda mais raros, perfazendo cerca de 10% do conjunto de afloramentos (Marques & Ernesto 2004).

Os diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar no Estado do Rio de Janeiro não apresentam composição primária (p.ex.: $\#Mg < 50\%$). O enxame compreende essencialmente uma suíte de alto- TiO_2 ($\text{Ti/Y} > 310$; Valente *et al.* 1998) e uma suíte subordinada de baixo- TiO_2 ($\text{Ti/Y} < 310$; Monteiro & Valente 2003). Dados geoquímicos de rocha total e isotópicos indicaram que os toleítos de alto- TiO_2 evoluíram essencialmente por AFC (*assimilation and fractional crystallization*) em diferentes graus de contaminação (Marques & Ernesto 2004; Corval 2005). No entanto, os diabásios menos evoluídos parecem ter sido amplamente preservados deste processo. Dados geoquímicos e isotópicos indicam, também, que estes magmas estão associados a uma fonte predominantemente astenosférica, composicionalmente similar à pluma de Tristão da Cunha (Valente 1997; Valente 2001).

Os diques básicos toleíticos com $\text{TiO}_2 > 3\%$ apresentam características geoquímicas que permitiram dividí-los em três grupos. O mais abundante é composicionalmente semelhante aos derrames de alto- TiO_2 do tipo Urubici, da subprovíncia sul da Província Paraná (Peate 1997), enquanto os que ocorrem subordinadamente são semelhantes aos tipos Paranapanema e Pitanga (Corval 2005) da subprovíncia norte. Entretanto, cerca de 28% dos diques do Enxame da Serra do Mar, possuem características distintas daquelas dos demais diques da mesma região e também dos derrames de alto- TiO_2 . Os diques de baixo- TiO_2 deste enxame são composicionalmente semelhantes aos derrames de baixo- TiO_2 da subprovíncia sul da Província do Paraná que sofreram significativa contaminação crustal ($\text{Sr} > 0,7060$). Segundo Marques & Ernesto (2004), existe uma grande similaridade, especialmente no

que se refere às concentrações de elementos como Zr, Y, Nb e terras raras, entre os diques de baixo-TiO₂ e os basaltos de Campos, cuja área de ocorrência é adjacente ao Enxame de Diques da Serra do Mar. Contudo, dados geoquímicos recentes de elementos traços incompatíveis (Dutra *et al.* 2006) indicam que os diabásios da suíte de baixo-TiO₂ de Búzios e os basaltos de Campos representam magmas composicionalmente distintos. Além desta incompatibilidade, a razão La/Yb_N = 1,13 de uma amostra dos basaltos de Campos é marcadamente diferente da razão La/Yb_N = 0,37 da amostra parental dos diabásios de baixo-TiO₂, tendo ambas conteúdos semelhantes de MgO (~7,80% peso). Esta é uma forte indicação de que ambos não foram originados a partir de uma mesma fonte ou por mesmas quantidades de fusão parcial.

3.2.5. O Enxame de Diques de Florianópolis

O Enxame de Diques de Florianópolis é mais bem representado na Ilha de Santa Catarina, próximo à borda SE da Província Paraná-Etendeka no sul do Brasil. Os diques encontram-se verticais a subverticais cortando rochas do embasamento cristalino, principalmente granitos brasileiros. A maioria dos diques apresenta orientação N30-55°E, correspondendo às direções do embasamento cristalino. Existem ainda alguns diques com orientações NW, ocasionalmente cortando diques de orientação NE. Estes corpos hipoabissais apresentam espessuras entre 0,5 a 10 metros. Dados em Ar-Ar sugerem idades entre 119,0 ± 0,9 Ma e 128,3 ± 0,5 Ma com dois picos de magmatismo, o primeiro em 119-122 Ma e o segundo em 126-128 Ma. Entretanto, não se pode afirmar que o alojamento destas duas fases de magmatismo ocorreu continuamente ou esporadicamente (Raposo *et al.* 1998). Estas idades são compatíveis com os estágios finais de rifteamento, sugerindo que o alojamento destes diques encontra-se relacionado com o processo de extensão da crosta continental anteriormente à formação do Oceano Atlântico Sul.

Estudos geoquímicos mostram que o enxame de Florianópolis é composto principalmente por basaltos (Marques *et al.* 1993). Estes diques são similares geoquimicamente com os derrames basálticos de Paraná (Piccirillo & Melfi 1988) e com os diabásios do Enxame de Diques de Ponta Grossa (Piccirillo *et al.* 1990). Cerca de 90% dos diques básicos deste enxame são de alto-TiO₂ (TiO₂ > 3%), enquanto só 10% pertencem ao tipo baixo-TiO₂ (TiO₂ < 2%) (Marques 2001). Os diques de baixo-

TiO₂ são representados por basaltos toleíticos, andesibasaltos toleíticos e andesitos toleíticos, enquanto os de alto-TiO₂ são principalmente representados por andesibasaltos toleíticos, com subordinados latiandesito, latibasaltos e latitos. Os diques de baixo-TiO₂ possuem características geoquímicas semelhantes às dos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná. Os diques de alto-TiO₂ são geralmente semelhantes aos derrames de alto-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná. No entanto, foi identificado um pequeno grupo de diques semelhantes aos derrames de alto-TiO₂ da subprovíncia norte da Província do Paraná, mas com maior enriquecimento em elementos incompatíveis com grande raio iônico, indicando que os magmas que o originaram podem ter sido afetados por contaminação crustal mascarando, assim, as características geoquímicas originais (Marques & Ernesto 2004). Dados isotópicos de Pb sugerem o envolvimento de um componente mantélico altamente enriquecido em Pb radiogênico (tipo HIMU) na gênese dos magmas de uma parte dos diques alto-TiO₂ do Enxame de Diques de Florianópolis (Marques *et al.* 2003).

4. MAGMATISMO MÁFICO AO LONGO DO FEIXE DE FRATURAS COLATINA

As rochas máficas que ocorrem como diques e blocos, ao longo do Feixe de Fraturas Colatina, compõem a Suíte Fundão. Os melhores afloramentos observados ocorrem em leitos de drenagens e em pedreiras.

Estes diques são corpos tabulares, subverticais, orientados na direção NNW-SSE, correspondente ao Feixe de Fraturas Colatina (Figura 5). A maior parte das ocorrências, somando cerca de 98% do total, situa-se nas proximidades das cidades de Santa Teresa, Fundão, Pendanga e Ibiraju, no setor sul do Feixe de Fraturas Colatina. Os 2% restantes aparecem próximo a Ecoporanga, no extremo noroeste do feixe. No setor central do Feixe Colatina não foram encontrado diques máficos, nem blocos (Figura 5).

Os diques da Suíte Fundão ocorrem invariavelmente encaixados em estruturas rúpteis e intrudem todas as unidades anteriormente descritas no item sobre “Geologia Regional”. O contato é brusco e se faz ao longo de planos de fraturas. Nas bordas de diques é possível observar disjunções colunares centimétricas a métricas, cujos planos são sempre perpendiculares à direção da intrusão. Estas rochas máficas estão livres de deformação e não há indícios de interferência dessas intrusões na estruturação dúctil das rochas encaixantes, isto é, a foliação das encaixantes não sofreu mudança de atitude nas proximidades do contato com os diques máficos (Figura 6).

A espessura média aflorante dos diques foi calculada em 4,10 m, com mínimo de 20 cm e valores máximos de 8 m. O comprimento médio aflorante dos diques é de 9,17 m, com mínimo de 50 cm e máximo de 17 m.

O enxame de diques da suíte Fundão engloba um conjunto de rochas máficas constituído principalmente por diabásios de granulação variando entre fina e grossa, perfazendo 46% dos diques estudados. Aflorando em 37% dos diques estão os basaltos com granulação variando entre muito-fina e fina. Os gabros com granulação variando entre fina a média perfazem 17% dos afloramentos.

Estas rochas mostram coloração variando entre cinza-esverdeado e cinza-escuro. A textura macroscópica é afanítica a microfanerítica, por vezes microporfirítica, sendo o plagioclásio é o mineral principal formador de microfenocristais. Os fenocristais de

plagioclásio apresentam tamanhos variando entre 0,5 e 3,0 mm e estão imersos em uma matriz de granulação muito fina a fina (Figura 6).

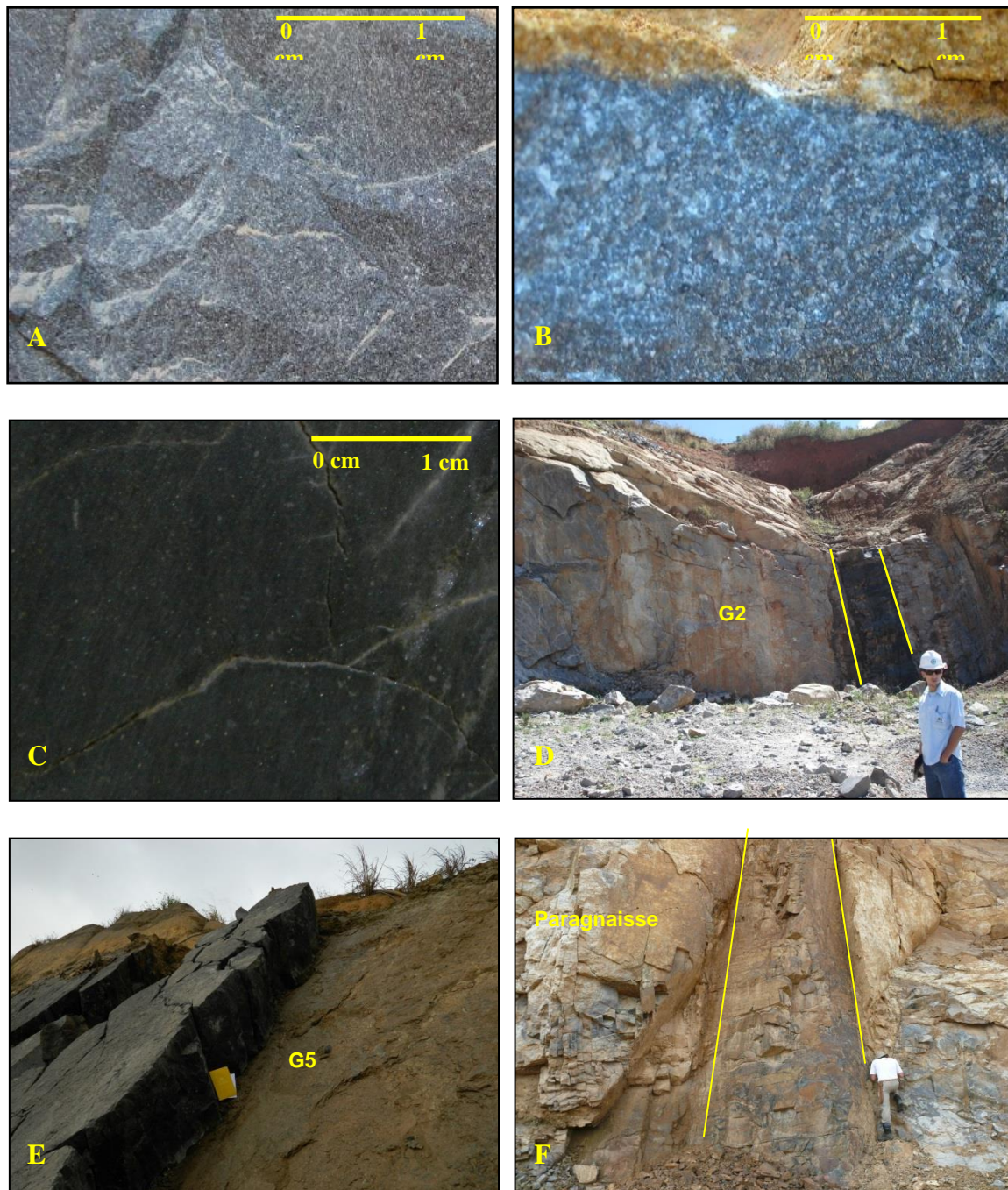


Figura 6. Fotos de afloramentos de rochas máficas da Suíte Fundão. A. amostra JB13 (diabásio porfirítico). B. amostra CJ117 (gabro). C. amostra JB21 (basalto). D. Afloramento dique máfico da Suíte Fundão em contato com G2 (amostra JB08 – diabásio). E. Afloramento dique máfico da Suíte Fundão em contato com G5 (amostra JB21 – basalto). F. Afloramento dique máfico da Suíte Fundão em contato com paragnaisse (amostra JB20 – basalto).

4.1. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

A partir da análise petrográfica de cinquenta e cinco (55) lâminas delgadas observou-se que a assembleia mineral das rochas máficas (basaltos, diabásios e gabros) é muito uniforme, embora ocorram marcantes variações texturais. Apresenta, em geral, matriz inequigranular predominantemente constituída por cristais subédricos de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina (quando este mineral ocorre). Apatita, zircão e minerais opacos (ilmenita e magnetita) são acessórios, podendo ocorrer cristais euédricos de magnetita. Vidro e óxidos de Fe-Mg-Ti que ocorrem nos interstícios entre os cristais de plagioclásio, piroxênios e olivina (Figura 7).

A textura subofítica, sem orientação de fluxo evidente, foi observada principalmente em amostras classificadas como diabásio e basalto. Nestas rochas ocorrem também as texturas intergranular (interstícios preenchidos por material cristalino) e intersetal (interstícios preenchidos por vidro). A textura hialofídica é comum em basaltos de granulação muito fina, com microfenocristais de plagioclásio e piroxênios imersos em matriz vítrea. Nos gabros e diabásios de granulação grossa é comum observar a textura glomeroporfírica. A amostra JB12 (diabásio porfírico – localizado na cidade de Serra) apresentou forte orientação, nas amostras retiradas da borda do dique, determinada especialmente pelos micrólitos de plagioclásio e piroxênios caracterizando uma textura traquítica (Figura 7).

Microfenocristais de plagioclásio estão presentes em todas as lâminas. Em geral, estes são euédricos a subédricos (1,0-1,5 mm), sem quaisquer evidências de desequilíbrio com a matriz. Por vezes apresentam morfologia tipo *swallow-tail* (rabo de andorinha), tipicamente relacionada a resfriamento rápido. Esta textura geralmente é visualizada em amostras de bordas de diques em contato com rochas da Supersuíte G2. A olivina, quando presente, possui concentração inferior a 10% da composição modal das rochas e ocorrem como microfenocristais anédricos (1,0-1,5 mm), arredondados e submilimétricos a milimétricos e podem apresentar evidências de idiguinsitização ou goethitização.

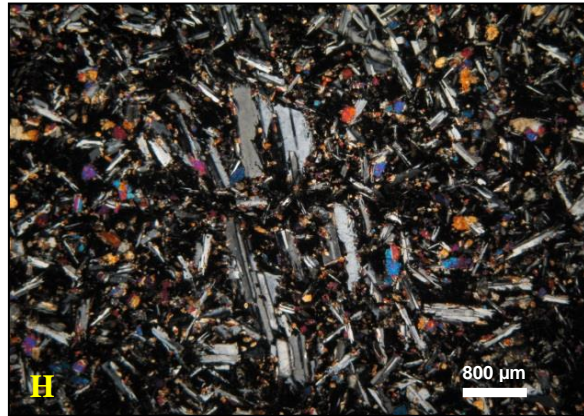
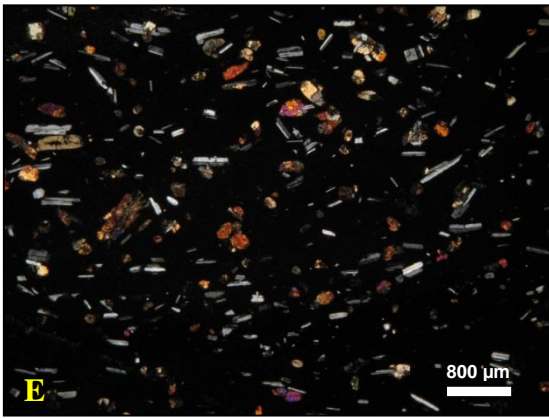
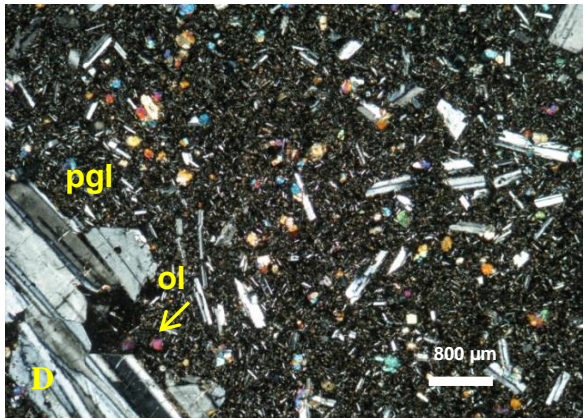
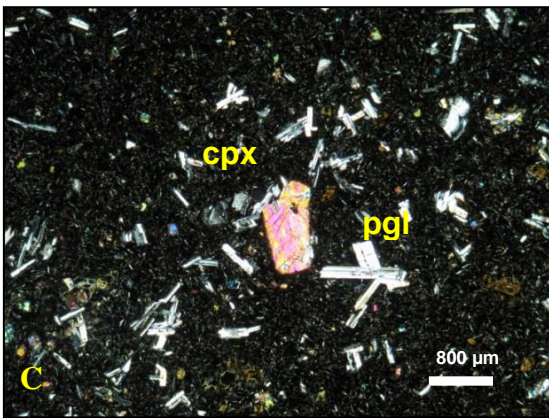
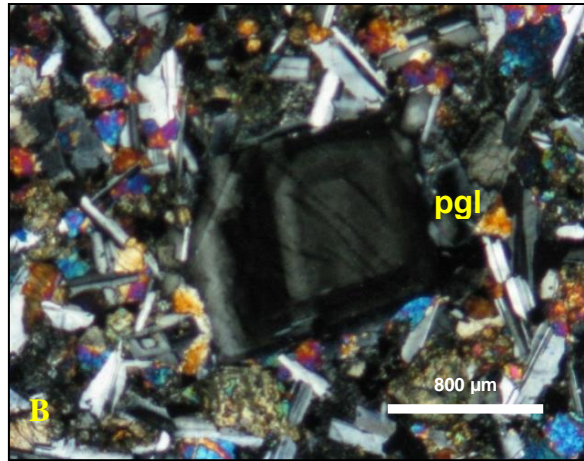
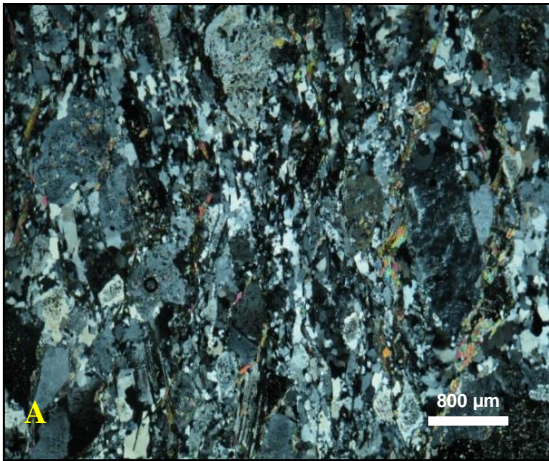
O plagioclásio representa a fase mineral mais abundante, perfazendo aproximadamente 45-50% da composição modal das rochas analisadas. Ocorrem em fenocristais, microfenocristais e cristais na matriz. Os fenocristais e microfenocristais são prismáticos, subédricos a euédricos, submilimétricos a milimétricos. Na matriz o plagioclásio ocorre como cristais ripiformes subédricos a euédricos, submilimétricos;

em esferulitos e em intercrescimento granofírico e mirmequítico. Em geral, os plagioclásios podem apresentar saussuritização como produto de alteração, e normalmente mostram bordas retas e nítidas no contato com piroxênios e com os óxidos.

Os clinopiroxênios são comuns e representam 20-30% da composição modal das rochas. Ocorrem como fenocristais ou microfenocristais, prismáticos, normalmente anédricos a subédricos e por vezes subarredondados. Os ortopiroxênios representam em média, 25% da composição modal das rochas. Também ocorrem como fenocristais ou microfenocristais, normalmente anédricos a subédricos. Em algumas lâminas é possível observar o processo de uralitização dos piroxênios. Os anfibólios são raros e ocorrem frequentemente como acessórios.

Os resultados deste estudo revelaram a existência de três grupos principais de rochas máficas, classificadas como basalto porfirítico, diabásio porfirítico e gabro. Todas apresentam variações com presença de olivina.

Considerando os aspectos texturais pode-se ainda ampliar os tipos em função do seu posicionamento, relacionado à cristalinidade ou ao ambiente. Os porfiríticos (cerca de 60% das rochas estudadas) são caracterizados por dois estágios de resfriamento com velocidades diferentes. O magma sobe na crosta em baixa velocidade, ou aloja-se em uma câmara magmática, este magma se resfria lentamente, cristalizando minerais grandes. Neste estágio, há coexistência de sólido e líquido. Quando este magma retoma a ascensão e extravasa na superfície, a parte líquida transforma-se em matriz de granulometria fina ou vítrea, formando a massa fundamental, e os minerais grandes já cristalizados tornam-se fenocristais. Os hipocristalinos ou hialocristalinos, constituídos por uma mistura de cristais e vidro, ocorrem em 18% das amostras de basaltos retiradas das bordas dos diques estudados, são formados por um resfriamento rápido do magma.



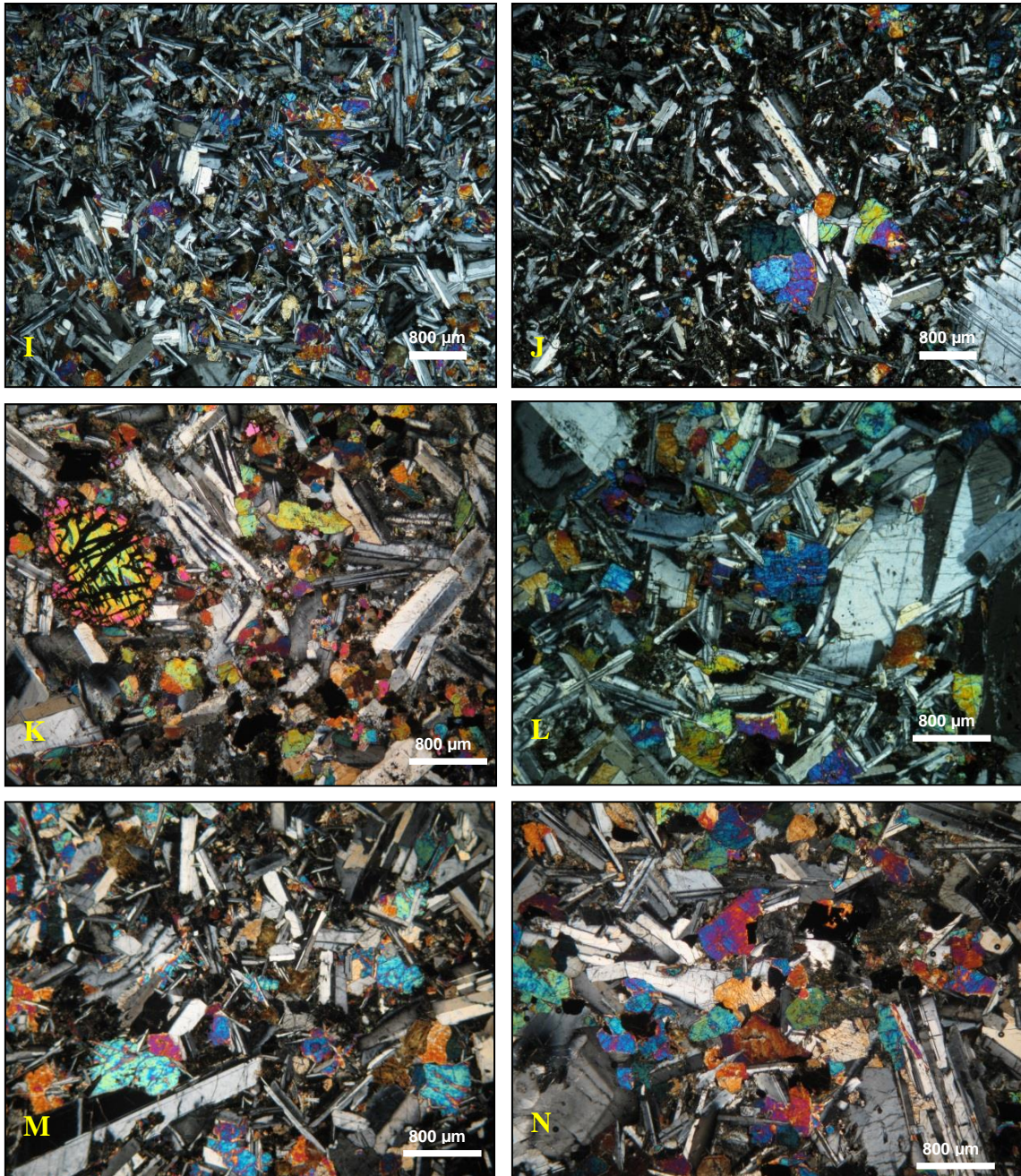


Figura 7. Fotomicrografia com luz polarizada e nicóis cruzados de rochas máficas da Suíte Fundão. A. diabásio porfirítico evidenciando forte orientação determinada pelos micrólitos de plagioclásio e piroxênios (amostra JB12). B. diabásio porfirítico mostrando feldspato manteado-zonado (Amostra JB08-4). C. basalto porfirítico (Amostra JB08-1). D. olivina basalto porfirítico (Amostra JB16-3). E. basalto de granulação muito fina e matriz vítrea (amostra JB20c). F. olivina basalto porfirítico (Amostra JB11-2). G. olivina diabásio (amostra JB13). H. diabásio porfirítico (amostra JB21a). I. diabásio (amostra JB17). J. olivina diabásio porfirítico (amostra JB19-3). K. olivina gabro (Amostra C3170). L. gabro (Amostra JB18-1). M. gabro (amostra CJ117). N. gabronorítico (amostra D15).

5. LITOQUÍMICA

Para análise litogeoquímica cinquenta e oito (58) amostras de rochas máficas da suíte Fundão foram enviadas ao laboratório. Os dados litogeoquímicos obtidos incluem: elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e PF (perda ao fogo), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co), elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e U, Th e Hf. Os elementos maiores estão expressos em percentagem de peso (% peso) enquanto que os elementos traços são expressos em partes por milhão (ppm). Em anexo a tabela completa com os dados litogeoquímicos.

As análises litoquímicas foram avaliadas tendo em vista padronizar os resultados, já que algumas amostras poderiam apresentar resultados insatisfatórios para o tratamento de dados. Os resultados foram avaliados levando em consideração os seguintes itens:

- Valores máximos e mínimos considerados satisfatórios para a soma dos óxidos maiores entre 98% e 102%;
- Todo o FeO e Fe_2O_3 foram considerados como Fe_2O_3 total;
- Valor de perda ao fogo abaixo de 2%;

O valor mínimo para a soma dos óxidos maiores foi de 99,61% e o maior valor para a soma dos óxidos foi de 99,84%. Os valores de perda ao fogo (PF) para estas amostras estão, em geral, abaixo de 2% (média 1,34%), o que é indicativo do baixo grau de alteração intempérica das amostras estudadas. Rochas com valores elevados de PF são, geralmente, mais alteradas do que aquelas com valores mais baixos (Irvine & Baragar, 1971). Três amostras apresentaram valores de perda ao fogo diferente do padrão desejado (JB08-1 com 5,7%, JB08-5 com 5,9% e JB08-6 com 6,6%). Optou-se por incluir estas amostras no conjunto de dados a ser trabalhado com a ressalva de observar o comportamento destas amostras em relação às demais amostras avaliadas positivamente quanto ao critério de perda ao fogo.

5.1. CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA

As amostras estudadas apresentam valores de SiO₂% variando entre 48,92% e 52,96%, com média de 50,26%. O TiO₂% apresenta valor médio de 1,47% com valor máximo de 1,89% e mínimo de 1,15%. O Fe₂O_{3 total} % mostra valor médio de 12,41%, com mínimo de 10,01% e máximo de 14,98%. O MnO% tem média de 0,21% e os valores mínimo e máximo não variam muito em relação à média. O MgO% também mostra valores médios em torno de 5,70%, com mínimo de 3,60% e máximo de 7,50%. O CaO% apresenta média de 9,71% com valor mínimo de 7,03% e máximo de 13,12%. O Na₂O% mostra média de 2,42% com mínimo de 2,12% e valor máximo de 3,20% e o K₂O% média de 0,86% com mínimo de 0,44% e máximo de 1,68%. A amostra JB15 (diabásio) apresentou resultados discrepantes para todos os óxidos analisados e optou-se por descartar esta amostra do tratamento de dados.

Todas as amostras estudadas foram classificadas como representantes de uma suíte de baixo TiO₂. Os critérios usados na classificação foram os apresentados na literatura (2% < TiO₂ < 2% e 310 ppm < Ti/Y < 310 ppm; Bellieni *et al.* 1986; Hergt *et al.* 1991). Para se enquadrarem na suíte de baixo TiO₂ (Figura 8) ambos os parâmetros acima foram respeitados.

As amostras foram classificadas predominantemente como basalto a andesito basalto de médio potássio (Figuras 9 a 12), inseridos na série subalcalina com afinidade toleítica (Irvine & Baragar 1971). O caráter toleítico da série (Figuras 9 a 12) é corroborado pela presença de hiperstênio (e ausência de nefelina) na norma CIPW em todas as amostras estudadas. A classificação química das amostras que se baseou no diagrama TAS (LeMaitre 1989) foi compatível com o esperado para rochas máficas de composição basáltica (Cox *et al.* 1979; Middlemost 1980).

A classificação química com base em elementos altamente móveis como os álcalis (Na₂O + K₂O) pode ser inapropriada para rochas com teores elevados de potássio. No entanto, os resultados obtidos pela utilização dos diagramas com base no total de álcalis *versus* sílica são similares e, portanto, sugerem que, se houve mobilização pós-magmática dos óxidos, este processo não afetou substancialmente a classificação química no TAS (Figura 12).

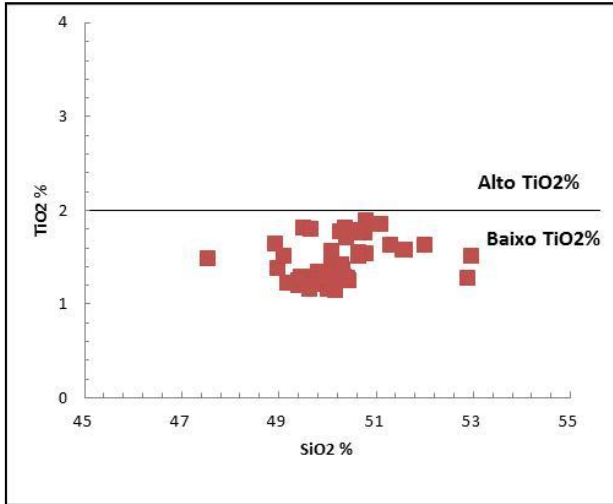


Figura 8. Diagrama de variação SiO₂% versus TiO₂% mostrando a separação entre suítes de baixo e alto TiO₂.

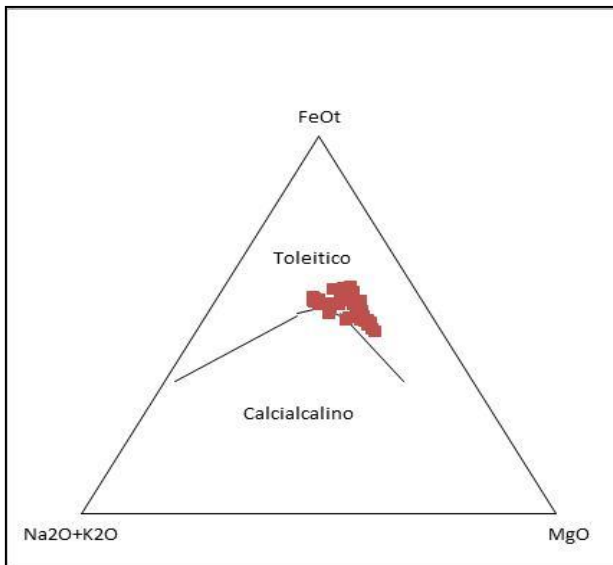


Figura 9. Diagrama de classificação AFM para as amostras estudadas.

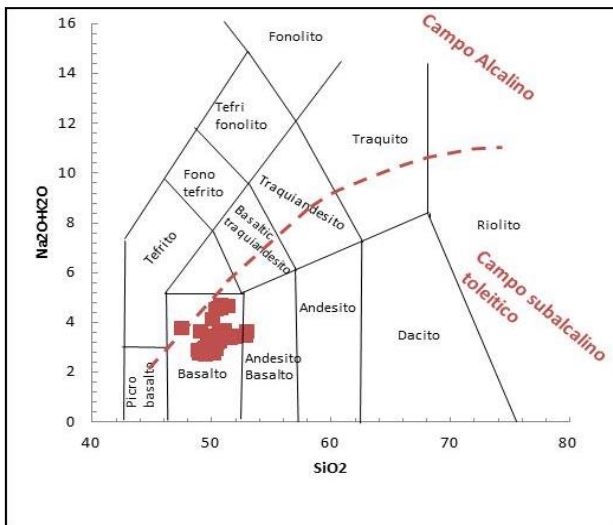


Figura 10. Diagrama de classificação de rochas (LeMaitre 1989) para as amostras estudadas.

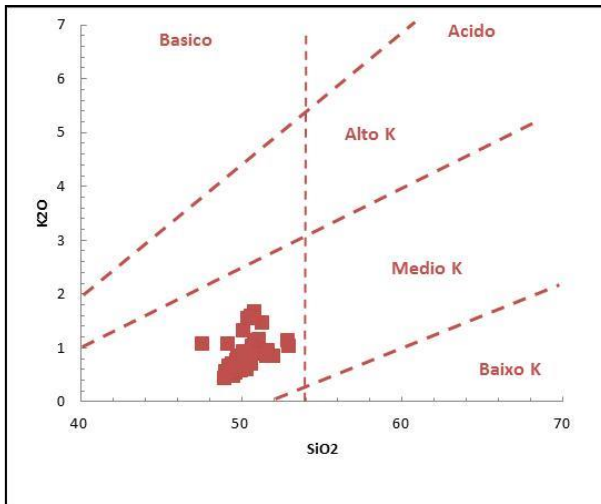


Figura 11. Diagrama mostrando a subdivisão de rochas da série subalcalina (Pitcher *et al.* 1985).

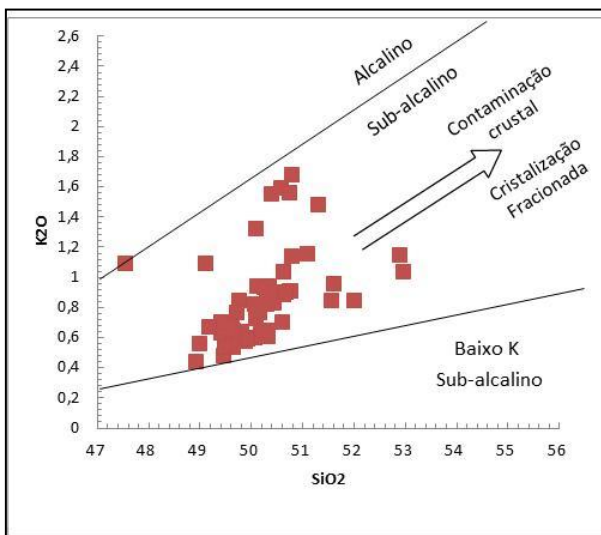


Figura 12. Diagrama mostrando a subdivisão de rochas em relação à %K₂O x SiO₂ (Middlemost 1980).

O ambiente tectônico de formação das rochas, segundo o diagrama Zr/Y vs. Zr (Pearce & Cann 1973) mostra a persistência das amostras no campo característico de ambiente intraplaca (Figura 13).

O diagrama binário Zr/Y vs. Nb/Y abaixo (Condie 2005) mostra que estas rochas se posicionam no campo dos basaltos que se formaram a partir de plumas mantélicas (Figura 14). Entretanto, todas as amostras mostraram números de magnésio elevados (p.ex: #Mg<60) indicando que os basaltos deste enxame não apresentam composições primárias. Vale ressaltar também que a contaminação crustal foi, possivelmente, um processo relevante no enriquecimento composicional de alguns elementos, como

observado na razão $La/Yb_{(N)}$, em variando entre 2,55 e 11,85 com média de 4,97. Estas razões serão discutidas posteriormente neste capítulo.

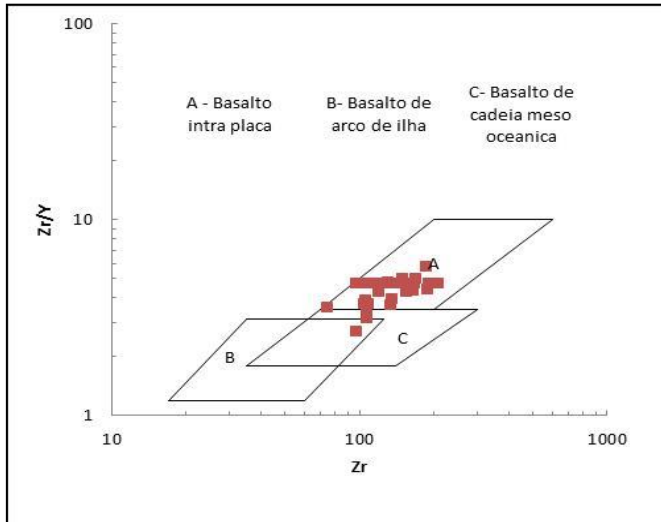


Figura 13. Diagrama Zr-Nb-Y (Pearce & Cann 1973).

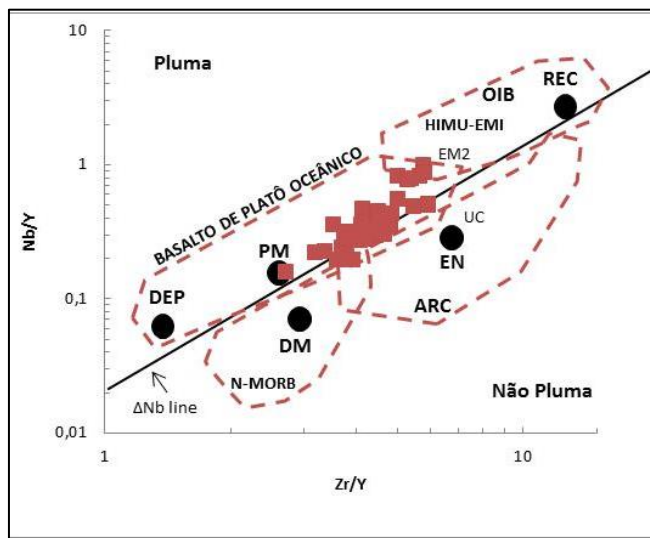


Figura 14. Diagrama mostrando a composição do manto e os campos dos basaltos para vários setores tectônicos. Somente basaltos toleíticos são inclusos (Condie, 2005). Siglas: PM: manto primitivo; DM: manto empobrecido superior; HIMU: fontes com elevada razão U-Pb; EM1 e EM2: fontes mantélicas enriquecidas; ARC: basaltos relacionados a arcos; MORB-N: basaltos de dorsal meso-oceânica; DEP: manto empobrecido profundo; OIB: basalto de ilha oceânica; REC: componente reciclado; SUB: subducção; ΔNb line: expressa abundância ou excesso de Nb

5.2. DISCRIMINAÇÃO DE SUÍTES MAGMÁTICAS

Para discriminar o número de suítes de baixo TiO_2 , presente no enxame de diques máficos do Feixe de Fraturas Colatina os resultados das análises químicas foram

normalizados segundo o condrito (Sun & McDonough, 1989) e posteriormente calculadas razões entre Elementos Terra Raras (ETR) normalizados.

Primeiramente, pode-se observar a ocorrência de dois grupos distintos pelo cálculo das razões $La/Yb_{(N)}$. Um grupo apresenta as maiores razões $La/Yb_{(N)}$, acima de nove (com média de 10,39), e a segundo grupo com as razões $La/Yb_{(N)}$ menores, abaixo de oito (com média de 4,31).

Os diagramas de variação $Lu_{(N)}$ versus $La_{(N)}$, $Yb_{(N)}$ versus $La_{(N)}$, $Yb_{(N)}$ versus $Ce_{(N)}$ e $Eu/Gd_{(N)}$ versus $La/Yb_{(N)}$ para as rochas dos diques máficos da suíte Fundão sugerem a ocorrência de duas suítes de baixo TiO_2 na área de estudo (Figuras 15 e 16). Ressaltamos que estas suítes não apresentam diferenças petrográficas (macroscópicas e microscópicas) relevantes.

Uma hipótese seria a possibilidade de ter ocorrido processos de cristalização fracionada associada a diferentes quantidades de assimilação crustal. Processos evolutivos envolvendo contaminação crustal devem ser acompanhados de cristalização fracionada, uma vez que a grande maioria dos magmas não representa líquidos superaquecidos (Bowen 1928).

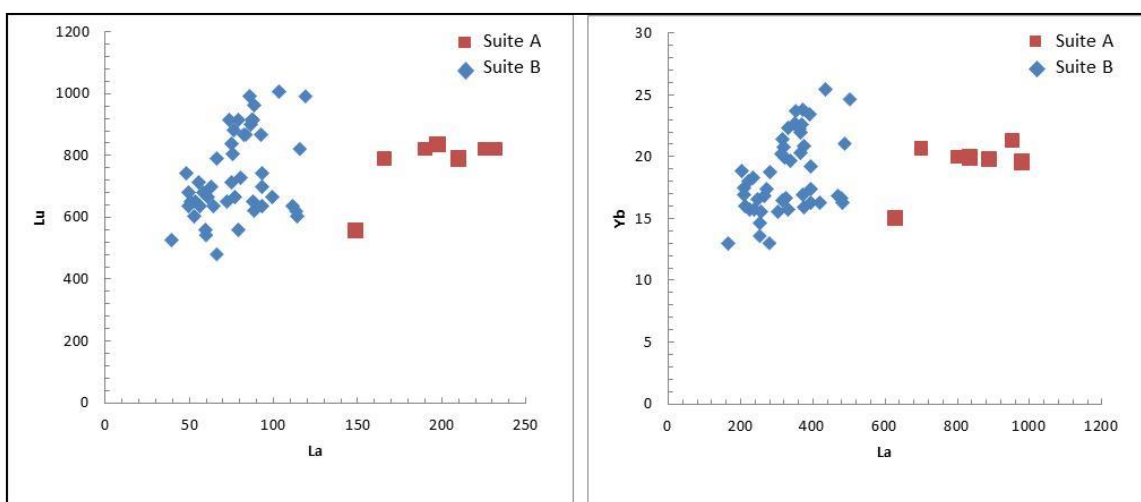


Figura 15. Diagrama de variação $Lu_{(N)}$ versus $La_{(N)}$ para os diques do Feixe de Fraturas Colatina. Diagrama de variação $Yb_{(N)}$ versus $La_{(N)}$, $Yb_{(N)}$ versus $Ce_{(N)}$ e $Eu/Gd_{(N)}$ versus $La/Yb_{(N)}$, para os diques do Feixe de Fraturas Colatina.

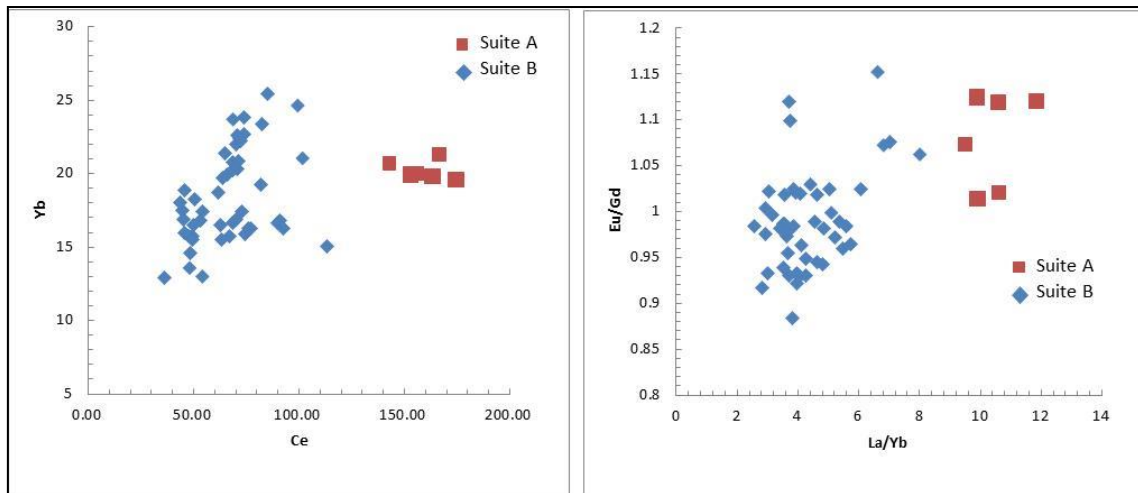


Figura 15. (continuação) Diagrama de variação $Lu_{(N)}$ versus $La_{(N)}$, $Yb_{(N)}$ versus $La_{(N)}$, $Yb_{(N)}$ versus $Ce_{(N)}$ e $Eu/Gd_{(N)}$ versus $La/Yb_{(N)}$, para os diques do Feixe de Fraturas Colatina.

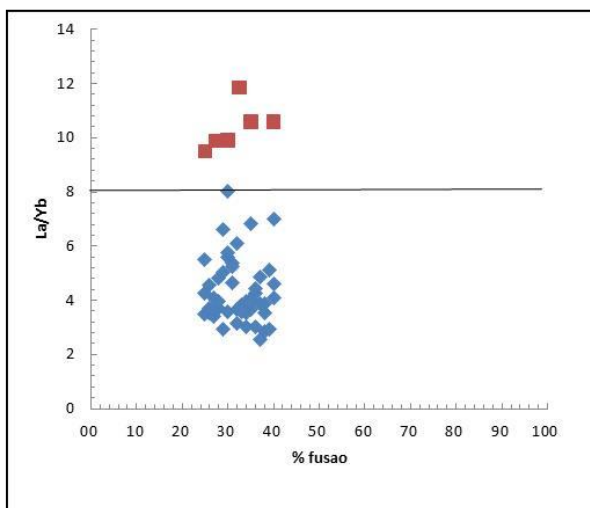


Figura 16. Diagrama de variação $La/Yb_{(N)}$ versus percentagem de fusão do manto peridotítico (% fusão), para os diques do Feixe de Fraturas Colatina.

5.3. PROCESSOS EVOLUTIVOS

A ascensão do magma até a superfície ou sua segregação para porções mais rasas na crosta pode produzir uma série de processos de diferenciação magmática que provocam a variação da composição do magma. Os principais mecanismos de diferenciação são:

- Imiscibilidade de líquidos

Consiste na separação de um líquido inicialmente homogêneo em duas fases líquidas composicionalmente distintas. Em muitos processos de diferenciação, a

imiscibilidade dos líquidos resulta em um líquido rico em óxidos, sulfetos e carbonatos separado de um líquido rico em fases silicatadas.

- **Cristalização fracionada**

O magma primário pode conter cristais com uma densidade distinta do magma, e em condições favoráveis, pode-se produzir a separação desses cristais, por acumulação na porção superior (os feldspatos, por exemplo) ou no fundo da câmara magmática (olivinas, piroxênios, por exemplo). Isto origina a segregação de determinados componentes minerais, variando a composição do magma residual.

- **Assimilação**

Durante a ascensão em direção à superfície, o magma pode reagir ou fundir porções das rochas encaixantes e incorporá-las, variando assim a composição do magma original.

- **Mistura de magmas**

Ocorre, principalmente, nas câmaras magmáticas, como consequência do aporte de novos pulsos de magmas, que variam a composição do magma inicialmente acumulado gerando um magma híbrido.

- **AFC – Assimilação concomitante a cristalização fracionada**

Processo de diferenciação que combina a cristalização fracionada com a assimilação.

Os processos de diferenciação mais comuns em rochas basálticas são a cristalização fracionada (CF) e AFC (Assimilação concomitante a cristalização fracionada).

O número de magnésio (Mg#) pode ser usado para apontar o tipo de processo de diferenciação magmática. Corroborando a análise com base nos ETR que discriminou duas suítes de baixo TiO₂ na área de estudo, o número de magnésio (Mg#) evidencia um *trend* que sugere duas linhagens distintas: uma com Mg# maiores, entre 55 e 62 e outra com Mg# menores, entre 40 e 55. Porém não se deve esquecer que as amostras não representam a composição de um líquido primário. Um fato importante, que deve ser considerado, é a contaminação crustal. A contaminação crustal não exclui a possível natureza oceânica das rochas máficas, porém dificulta a comparação com os MORBs atuais.

No diagrama SiO_2 x Mg# (Figura 17), modificado de Stern & Kilian (1996), as amostras se posicionam de forma a sugerirem a presença de contaminação crustal, e aponta o processos de diferenciação que combina a cristalização fracionada com a assimilação (AFC) como o provável processo evolutivo.

A discriminação entre estes processos evolutivos de cristalização fracionada e assimilação concomitante à cristalização fracionada (CF e AFC) também pode ser feita com base na variação das razões de elementos traços incompatíveis (Cox *et al.* 1979). De um modo geral, as razões (Zr/Y, Zr/Nb, Y/Nb e La/Yb) não variam acima de 50% durante o processo evolutivo de cristalização fracionada (CF), ao contrário do que ocorre quando a suíte evolui por AFC (Assimilação concomitante a cristalização fracionada).

A análise, com base na variação das razões dos elementos traços incompatíveis (Zr/Y, Zr/Nb, Y/Nb e La/Yb), foi efetuada considerando suas concentrações na população total de amostras e também considerando as concentrações na amostra menos evoluída e na amostra mais evoluída da suíte. Os resultados mostram que estas razões normalmente estão acima de 50%, indicando AFC (Assimilação concomitante a cristalização fracionada) sem mudança de assembleia fracionante, como o processo evolutivo mais provável para as suítes.

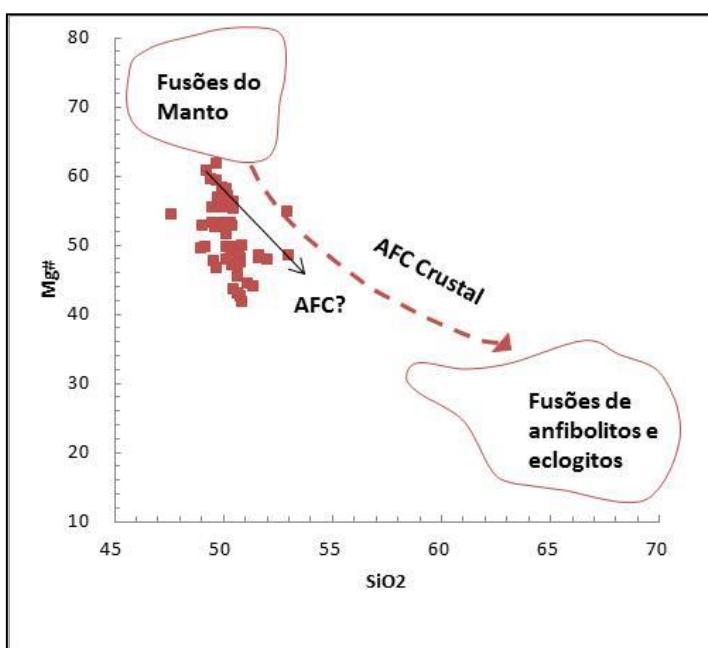


Figura 17. Diagrama SiO_2 x Mg#. As amostras mostram a possível presença de contaminação crustal indicada no gráfico pela linha AFC? e AFC Crustal (Stern & Kilian, 1996).

5.4. CARACTERIZAÇÃO DAS FONTES

O objetivo da análise neste tópico passa a ser a discriminação de prováveis fontes mantélicas.

Este estudo foi feito com base nas razões $La/Yb_{(N)}$ e $La/Nb_{(N)}$. O padrão utilizado foi o condrito de Thompson (1982). Segundo este critério, basaltos do tipo N-MORB (*mid ocean ridge basalts*), ou basaltos empobrecidos possuem razões $La/Yb_{(N)} < 1$ e $La/Nb_{(N)} < 1$ e para valores superiores a 30 para as razões $Zr/Nb_{(N)}$. Já os basaltos do tipo pluma, ou seja, fértil, possuem razões $La/Yb_{(N)} > 1$ e $La/Nb_{(N)} > 1$ e para valores próximos a 10 para as razões $Zr/Nb_{(N)}$. O manto litosférico subcontinental é considerado uma fonte enriquecida e apresenta valores semelhantes aos basaltos do tipo pluma, ou seja, possuem razões $La/Yb_{(N)} > 1$ e $La/Nb_{(N)} > 1$ e para valores próximos a 10 para as razões $Zr/Nb_{(N)}$.

Os dados indicam que as suítes de baixo TiO_2 (Suíte A e Suíte B) originaram-se de fontes enriquecidas, tendo assim, pelo menos uma contribuição de componentes do manto litosférico subcontinental (Figura 18).

	Média La/Nb	Média La/Yb
Suíte A	2,25	10,39
Suíte B	1,75	4,31

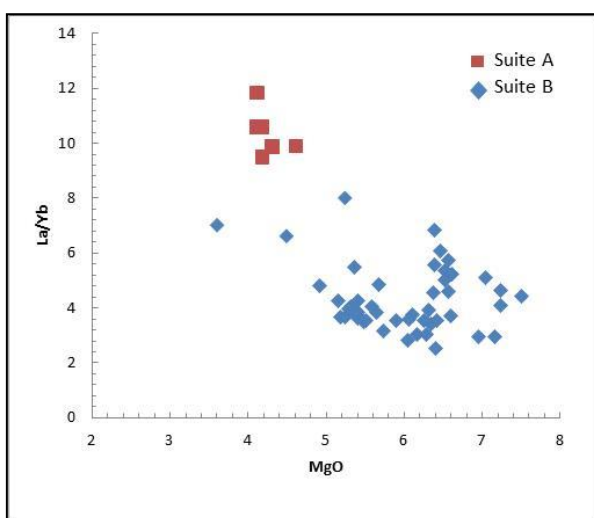


Figura 18. Razões La/Yb_N e $La/Nb_{(N)}$ para as amostras das suítes de baixo TiO_2 (A e B).

5.5. ETR

As amostras foram normalizadas em relação ao condrito de San & McDonough (1989) e então, lançadas em um diagrama multi-elementar (Figura 19).

O padrão de distribuição dos ETR fornece dados adicionais. O padrão geral é enriquecimento dos ETR leves ($La_N/Sm_{(N)}$) e de depleção em ETR pesados ($Gd_N/Yb_{(N)}$). As amostras apresentam um fracionamento moderado de terras raras leves, com razões de $La_N/Yb_{(N)}$ variando de 2,55 a 11,85; $La_N/Sm_{(N)}$ variando entre 1,86 a 4,35; $Sm_N/Yb_{(N)}$ variando de 1,33 a 2,75 e $Eu_N/Gd_{(N)}$ variando de 0,88 a 1,15. Além de anomalias levemente negativas de Eu e levemente positivas de Ce. Os elementos terras-raras leves (ETRL) são bastante enriquecidos em relação ao condrito, e há um padrão de depleção em ETR pesados (ETRP). O padrão de distribuição dos ETRP é uniforme para as amostras, variando apenas as concentrações.

As anomalias de Eu, obtidas pela razão do Eu normalizado pelo Eu interpolado como uma média entre o Sm normalizado e o Gd normalizado ($2(Eu_{(N)}) / Sm_{(N)} + Gd_{(N)}$), são todas negativas, com valor médio de 0,89. Leves anomalias negativas de Eu podem tanto denunciar contribuição de áreas fonte graníticas, indicando contaminação crustal presente nas rochas máficas estudadas, bem como estar vinculada à diminuição de plagioclásio cálcico, durante o fracionamento do magma. Outro fato relevante, que aponta para a contaminação crustal, seriam anomalias de Ce, calculadas pela razão $2(Ce_{(N)}) / La_{(N)} + Pr_{(N)}$, que são levemente positivas (com valor médio de 1,05). Anomalias positivas de Ce e negativas de Eu reforçam a idéia de contribuição de crosta continental.

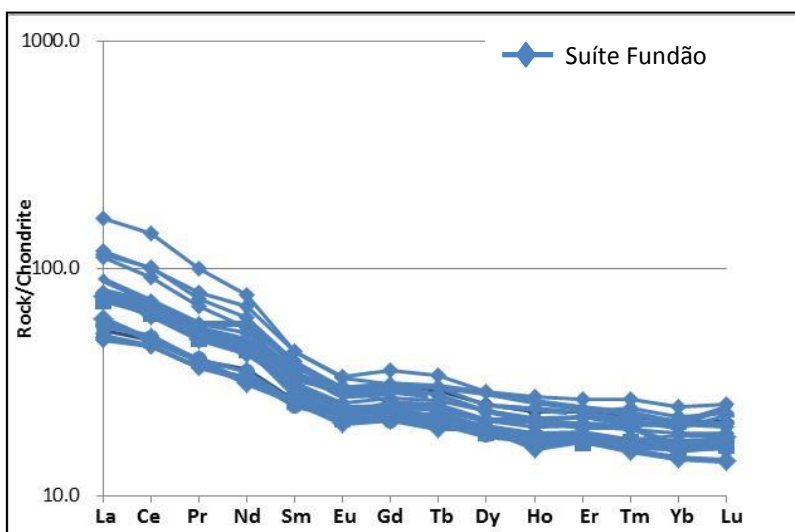


Figura 19. Diagrama de distribuição dos elementos terras raras normalizados em relação ao condrito de San & McDonough (1989), mostrando os intervalos de variação das suítes A e B

O diagrama multielementar (Figura 20), normalizado para o manto primordial de San & McDonough (1989), evidencia concentrações mais elevadas de elementos incompatíveis, como Th (média: 36,62 ppm), U (média: 24,85 ppm), Ta (média 16,01 ppm) e La (média 32 ppm), apresentando anomalias negativas de Nb e Ta (Figura 20), elementos abundantes na crosta continental, indicando que o magma foi afetado significativamente pela contaminação crustal com enriquecimento acentuado em elementos de grande raio iônico como Rb (média: 35,35 ppm), Ba (média: 49,77 ppm), Ta, e terras raras leves.

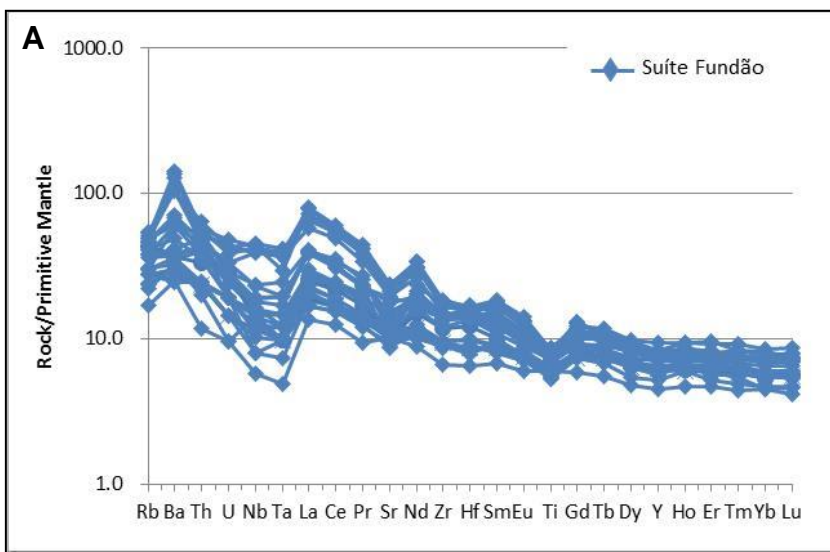
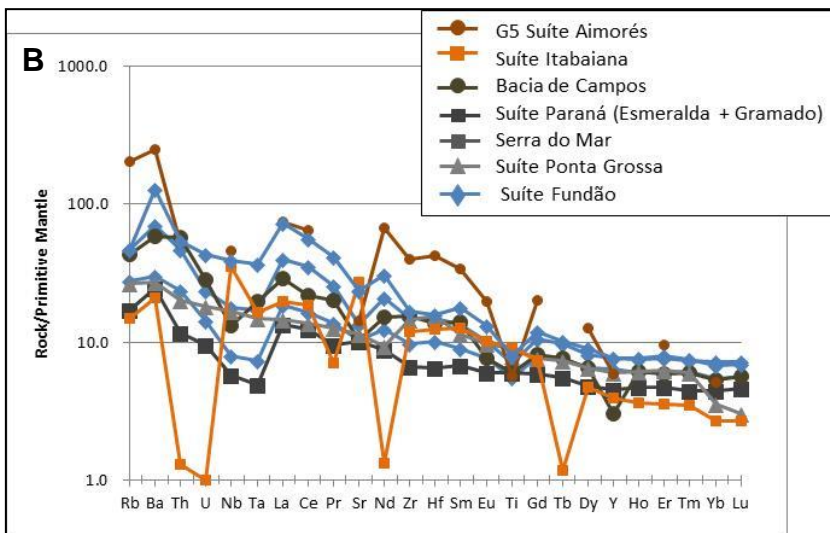


Figura 20. Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (San & McDonough, 1989).



A. somente amostras da SF Suíte Fundão (SF). B. estão destacadas as curvas relativas às Suítes Itabaiana, Campos, Paraná, Serra do Mar, Ponta Grossa e G5 da Suíte Aimorés.

5.6. COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE PROVÍNCIAS

Com o objetivo de entender o magmatismo toleítico do Feixe de Fraturas Colatina em termos regionais, dados litoquímicos das amostras da área de estudo foram comparados aos dados de magmatismo toleítico cambrianos e cretáceos de baixo TiO_2 disponíveis na literatura.

Os dados litogeoquímicos foram comparados aos basaltos da Província de Itabaiana (dados extraídos do artigo de Almeida & Hollanda 2009), com rochas pós-colisionais (G5) da Suíte Aimorés (dados extraídos do artigo de Mello 2011) e rochas máficas da Província Paraná, Serra do Mar Ponta Grossa e Bacia de Campos (dados de Mantovani *et al.* 1985; Bellieni *et al.* 1986; Piccirillo *et al.* 1990; Hergt *et al.* 1991; Mizusaki *et al.* 1992; Peate *et al.* 1992; Regelous 1993; Marques 2001; Marques *et al.* 2003; Marques & Ernesto 2004; Corval 2005; Dutra 2006).

O gráfico da figura 21 indica que parte das rochas máficas das suíte Fundão apresentam características químicas bastante similares aos basaltos de baixo TiO_2 do Gondwana Mesozóico. Para efeito de comparação as razões Ti/Y versus Ti/Zr das demais suítes mesozoicas de baixo TiO_2 também podem ser visualizadas na figura 21. Neste gráfico nota-se que somente as rochas de baixo TiO_2 da bacia do Paraná (suítes Gramado e Esmeraldas) são totalmente concordantes com o campo referente aos basaltos de baixo TiO_2 do Gondwana mesozóico. As rochas máficas da Suíte Ponta Grossa são mais contaminadas e a suíte Serra do Mar mostra leve tendência NMORB. Os G5 da Suíte Aimorés estão concordantes com o campo PASC (folhelhos australianos Pós-Arqueanos), enquanto os basaltos da Suíte Itabaiana estariam mais para o tipo EMOB (basaltos enriquecidos de cadeias meso-oceânicas).

De acordo com a figura 22 os diques básicos da Suíte Fundão apresentam características geoquímicas (Ti/Y versus Sr) que permitiram dividi-los em dois grupos, coincidentes com as suítes A e B discriminadas no capítulo 5.2. Os diques pertencentes à suíte B, que correspondem a cerca de 90% do conjunto das rochas máficas da Suíte Fundão, apresentam semelhança química com os basaltos da Bacia do Paraná, muito embora abrangendo um espectro mais amplo de razões Ti/Y , pois alcançam campos relacionados as suítes de alto TiO_2 da Bacia do Paraná. Os diques pertencentes à suíte A, cerca de 10% do conjunto das rochas máficas da Suíte Fundão, possuem características geoquímicas ainda mais distintas ($\text{Sr} > 400$ ppm, $\text{Ti/Y} < 400$ ppm) e não apresentam correlação com as rochas da Bacia do Paraná.

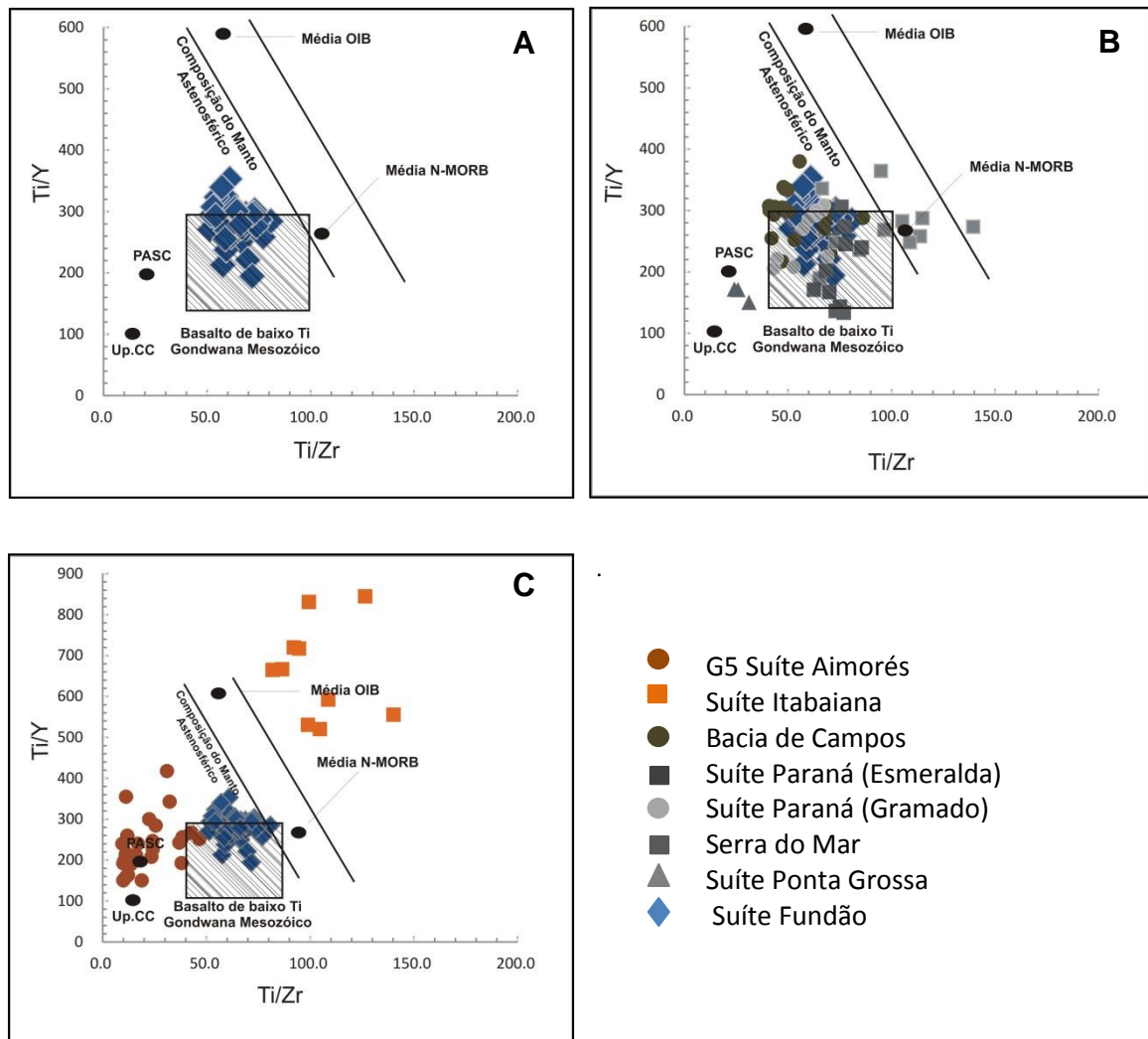


Figura 21: Diagrama Ti/Y versus Ti/Zr em razão de elementos traços incompatíveis imóveis (Hergt *et al.*, 1991; Peate *et al.*, 1997) com as amostras de basaltos toleíticos do Feixe de Fraturas Colatina. Na figura estão marcados os relativos à suíte: basaltos de ilha oceânica (OIB), N-MORB (normal MORB), Up.CC crosta continental superior e PASC (Folhelhos continentais pós Arqueanos); além do campo referente ao basalto de baixo titânio do Gondwana Mesozóico. A. somente os pontos relativos à Suíte Fundão (SF). B. Pontos relativos à Suíte Fundão (SF), Suíte Paraná (Gramado e Esmeralda), Suítes Serra do Mar, Ponta Grossa e Bacia de Campos. C. Pontos relativos à Suíte Fundão (SF), Suíte Itabaiana e G5 da Suíte Aimorés. Modificado de Almeida 2004.

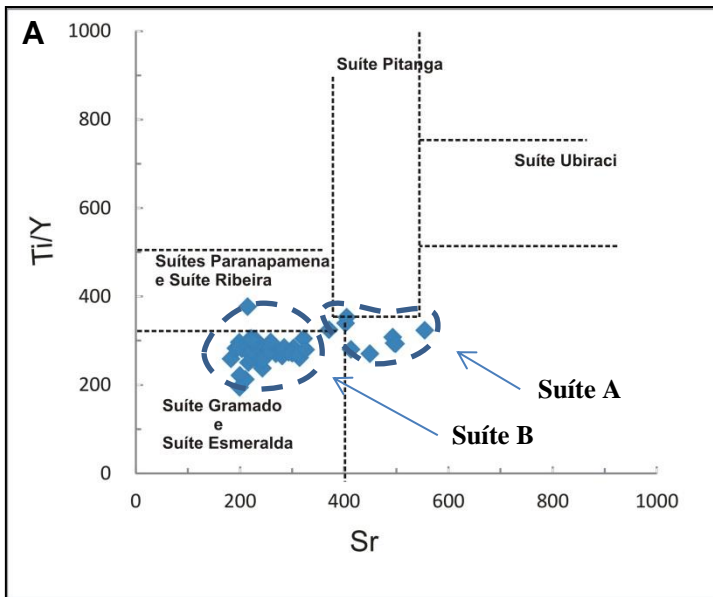
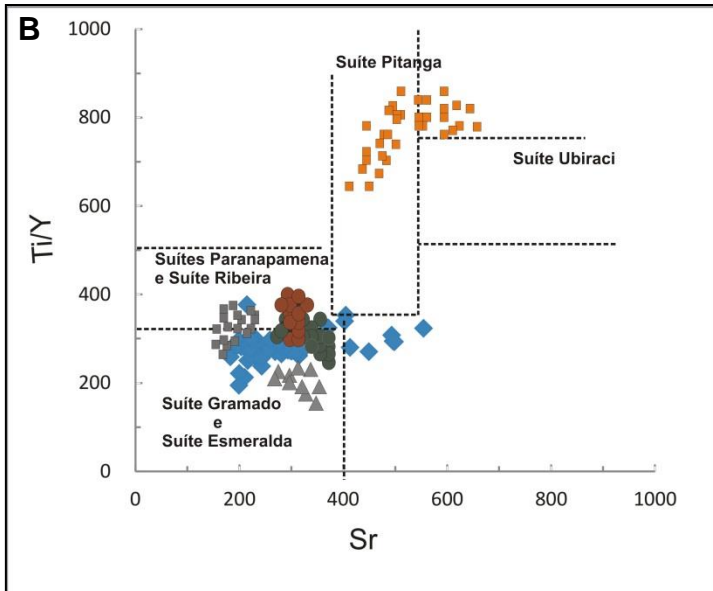
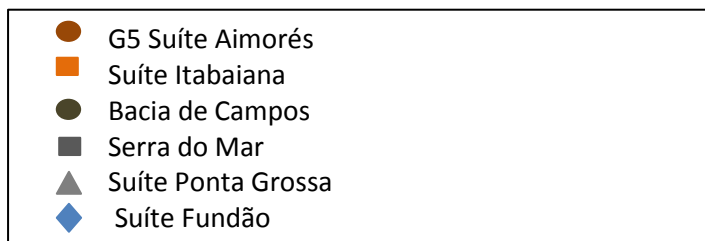


Figura 22: A. Comportamento dos diques da Suíte Fundão (SF), com baixo titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$), no diagrama discriminatório dos tipos de magmas dos derrames da Província Magmática do Paraná.



B. Comportamento dos diques da Suíte Fundão (SF), G5 da Suíte Aimorés, Suítes Serra do Mar e Ponta Grossa e Suíte Itabaiana, com baixo titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$), no diagrama discriminatório dos tipos de magmas dos derrames da Província Magmática do Paraná. Modificado de Almeida 2004.



6. ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm, Nd e Sr

O método isotópico Sm-Nd é de grande utilidade na averiguação de fontes e processos, mediante o cálculo das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a obtenção das idades-modelo e do parâmetro épsilon Nd (ϵNd), devido ao fato da razão Sm-Nd somente se modificar significativamente durante uma eventual diferenciação manto-crosta, permite assim que se possa datar, para qualquer rocha, a época em que seu magma parental (protólito crustal) diferenciou-se do manto superior, independentemente dos processos geológicos que esta rocha tenha sofrido. Em outras palavras, as razões isotópicas de Nd e a razão Sm-Nd em rocha total não variam significativamente em processos crustais como fusão parcial, metamorfismo, diagênese e alterações hidrotermais.

Os resultados obtidos e a lista de amostras analisadas podem ser visualizados na tabela 2 abaixo. Das vinte (20) amostras analisadas, seis (6) amostras fazem parte do grupo representante das bordas dos diques e quatorze (14) amostras representam os centros dos diques estudados.

Amostra	Posição	Rocha	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{m}}(\text{Ga})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
C3.170	Centro	Olivina gabro	8.48	45.73	0.1121	0.5120	1.54	-11.23	0.70596
CI-117	Centro	Olivina gabro	4.14	16.70	0.1498	0.5123	1.75	-5.95	0.70788
D-15	Centro	Gabronorítico	3.88	15.32	0.1529	0.5123	1.96	-6.93	0.70777
JB.08-2	Meio	Olivina diabásio porfirítico	4.84	22.09	0.1325	0.5121	1.83	-10.47	0.70765
JB.08-3	Centro	Olivina basalto porfirítico	4.49	20.45	0.1328	0.5121	1.81	-10.20	0.70757
JB.08-7	Meio	Olivina diabásio porfirítico	4.83	22.02	0.1326	0.5121	1.83	-10.48	0.70784
JB.08-8	Centro	Olivina diabásio porfirítico	4.65	21.23	0.1325	0.5120	1.85	-10.72	0.70795
JB.09	Centro	Olivina gabro	4.68	19.94	0.1419	0.5123	1.56	-5.94	0.70878
JB.10	Centro	Olivina gabro	4.19	17.80	0.1422	0.5122	1.88	-8.77	0.7067
JB.11-1	Borda	Olivina basalto porfirítico	5.73	23.05	0.1502	0.5123	1.73	-5.71	0.70803
JB.12-2	Centro	Diabásio porfirítico	5.77	24.29	0.1436	0.5122	1.85	-8.22	0.70859
JB.12-4	Meio	Diabásio porfirítico	5.68	23.88	0.1437	0.5122	1.81	-7.86	0.70862
JB.13	Borda	Olivina diabásio	4.22	17.72	0.1438	0.5123	1.64	-6.24	0.70706
JB.14-3	Borda	Olivina diabásio	5.09	22.06	0.1395	0.5122	1.81	-8.74	0.71031
JB.16-2	Centro	Olivina diabásio porfirítico	8.17	45.48	0.1086	0.5120	1.53	-11.69	0.70615
JB.16-3	Borda	Olivina basalto porfirítico	9.57	53.17	0.1087	0.5120	1.53	-11.74	0.7066
JB.18-1	Borda	Olivina Gabro	4.22	17.59	0.1449	0.5122	1.91	-8.43	0.70759
JB.18-2	Centro	Olivina Gabro	4.05	16.85	0.1453	0.5122	1.86	-7.90	0.70768
JB.19-2	Centro	Olivina diabásio	5.74	23.55	0.1473	0.5122	1.87	-7.56	-
JB.19-3	Borda	Olivina diabásio porfirítico	5.83	23.95	0.1471	0.5122	1.85	-7.43	0.7078

Tabela 2. Principais características das amostras analisadas para isótopos de Sm – Nd e Sr. A posição se refere às bordas e centros dos diques, e “meio” indica entre borda e centro.

Os valores de ϵNd considerados neste capítulo foram calculados para 500 Ma, ou seja, a idade apontada pela datação U-Pb. Apenas a título de comparação foram calculados os valores de ϵNd para 140 Ma, idade apontada pela datação Ar-Ar, que se mostraram mais negativos em comparação aos valores ϵNd calculados para 500 Ma.

As idades modelo TDM foram calculadas através da intersecção entre a curva do manto empobrecido ($\epsilon\text{Nd}(t)=0,25t^2 - 3t + 8,5$) e a linha de evolução isotópica de Nd da amostra ($\epsilon\text{Nd}(t)=\epsilon\text{Nd}(0) - Q_{\text{Nd}} f_{\text{Sm-Nd}} T$), baseado no modelo de DePaolo (1981, citado por Sato *et al.* 1995) utilizando as seguintes constantes para normalização das razões isotópicas: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ CHUR(0)=0,512638; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ CHUR(t)=0,509787 e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ CHUR=0,1967 e $Q_{\text{Nd}} = 25,09$.

As rochas máficas da Suíte Fundão apresentam valores de ϵNd_{500} extremamente negativos (ϵNd_{500} : -5,94 e -11,74). Estes valores indicam que estas rochas sofreram influência crustal elevada. Os valores encontrados para ϵNd_{500} indicam ainda, que o processo evolutivo destas rochas não deve ser explicado unicamente por um processo de cristalização fracionada. Provavelmente ocorreu um processo mistura. Esse dado é compatível com o diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Mg\#}$ (Figura 17), onde as amostras se posicionam no diagrama apontando para a presença de contaminação crustal. O processo evolutivo de cristalização fracionada e assimilação concomitante à cristalização fracionada (AFC) seria o mais adequado para as rochas máficas estudadas (ambas as suítes discriminadas).

Outro fato relevante em relação ao fator ϵNd é a visualização das suítes magmáticas discriminadas anteriormente (suíte A e B). As amostras pertencentes a suíte A (capítulo 5.2 – discriminação de suítes magmáticas) apresentam sistematicamente valores ϵNd_{500} mais negativos, entre -10,20 e -11,74. Enquanto as amostras pertencentes a suíte B mostram valores para ϵNd_{500} entre -5,94 e -8,77.

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas estão entre 0,70596 a 0,71031 e mostram variação significativa para o conjunto de amostras, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ estão entre 0,51197 e 0,51231. O diagrama da figura 23 apresenta a correlação isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ para as rochas analisadas. Neste diagrama as rochas se distribuem no quadrante de altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 23). Observa-se que estes valores são compatíveis com rochas da crosta continental confirmando a elevada contaminação crustal das rochas máficas da Suíte Fundão.

As informações sobre os componentes que participaram da gênese destas rochas máficas e que provocaram mudanças nas características geoquímicas, evidenciaram que os padrões de abundância destas rochas são muito distintos daquele das rochas primitivas. Em particular, nota-se que as rochas de Tristão da Cunha são caracterizadas por anomalias positivas de Nb e Ta, enquanto as rochas da Suíte Fundão possuem sistematicamente anomalias negativas. A compartimentação litogeoquímica verificada

nas rochas estudadas, indica que o processo de fusão ocorreu primordialmente em manto litosférico subcontinental.

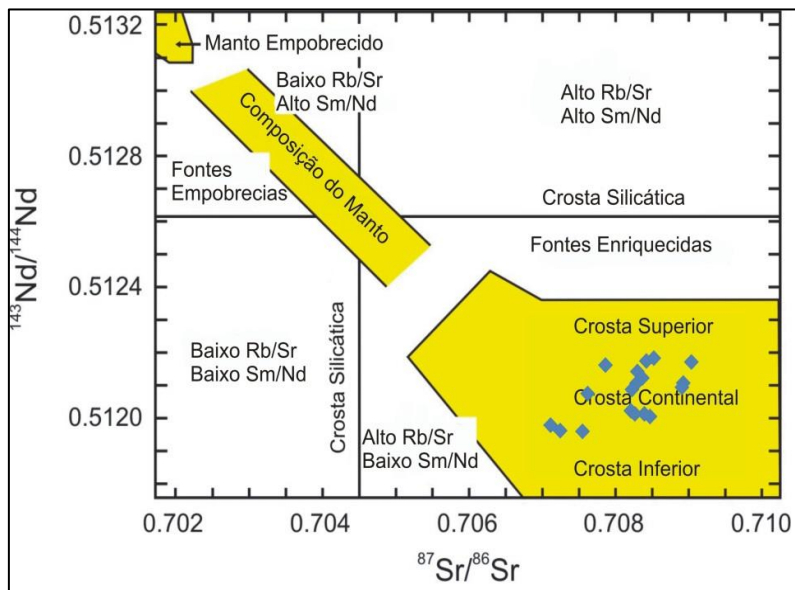


Figura 23. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as amostras da Suíte Fundão.

As razões entre elementos fortemente incompatíveis também são muito distintas dos basaltos do assoalho oceânico (tipo N-MORB; San & McDonough 1989), estas razões isotópicas de Sr e Nd corroboram a interpretação baseada nos dados geoquímicos, evidenciando que não houve participação significativa de manto astenosférico (N-MORB ou OIB-Tristão da Cunha) na gênese das rochas máficas da Suíte Fundão (Figura 24).

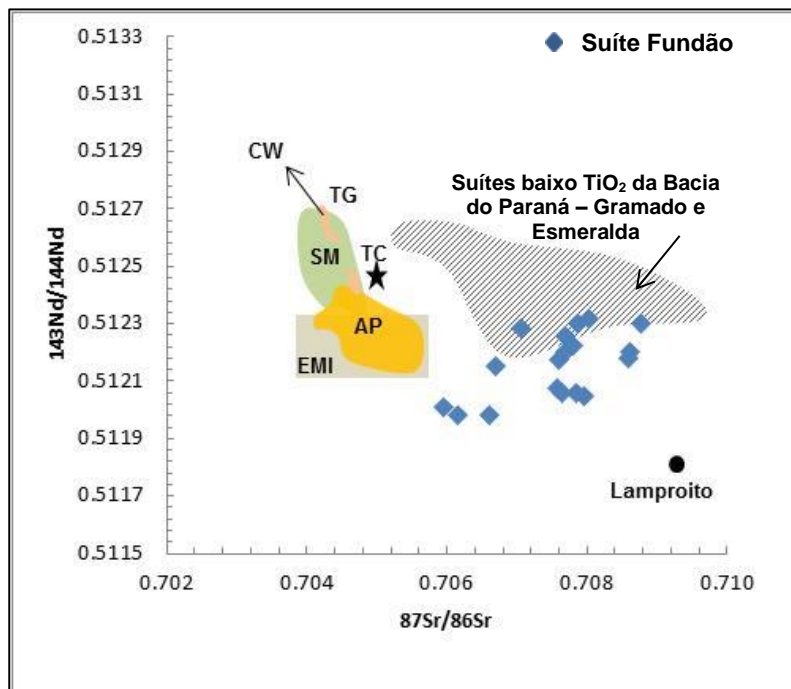


Figura 24. Razões isotópicas medidas de Nd e Sr para amostras da Suíte Fundão. Estão também representados os campos referentes às rochas de Tristão da Cunha (TC; Le Roex *et al.* 1999) e TG que corresponde as razões isotópicas da terra global, da Cadeia de Walvis (CW, Richardson *et al.* 1982), das Suítes Serra do Mar (SM), Província ígnea alto Paranaíba, (AP) e suítes de baixo TiO_2 da Bacia do Paraná, o campo EMI - componente mantélico enriquecido (Zindler & Hart 1986).

(Modificado de Almeida 2004)

7. GEOCROLOGIA ^{40}Ar - ^{39}Ar

Foram enviadas três amostras de diques máficos para datação ^{40}Ar - ^{39}Ar (ver localização de D-15, C3-170 e CJ117 – Tabela 3). As amostras que podem ser visualizadas na figura 25 (abaixo) foram analisadas pelo Terrachron Geochronology Laboratory, Toronto, Canada. O tratamento dos dados para obtenção das idades aqui apresentadas foram realizados pela autora e, no conjunto, mostram resultados similares aos sugeridos pelo laboratório Terrachron.

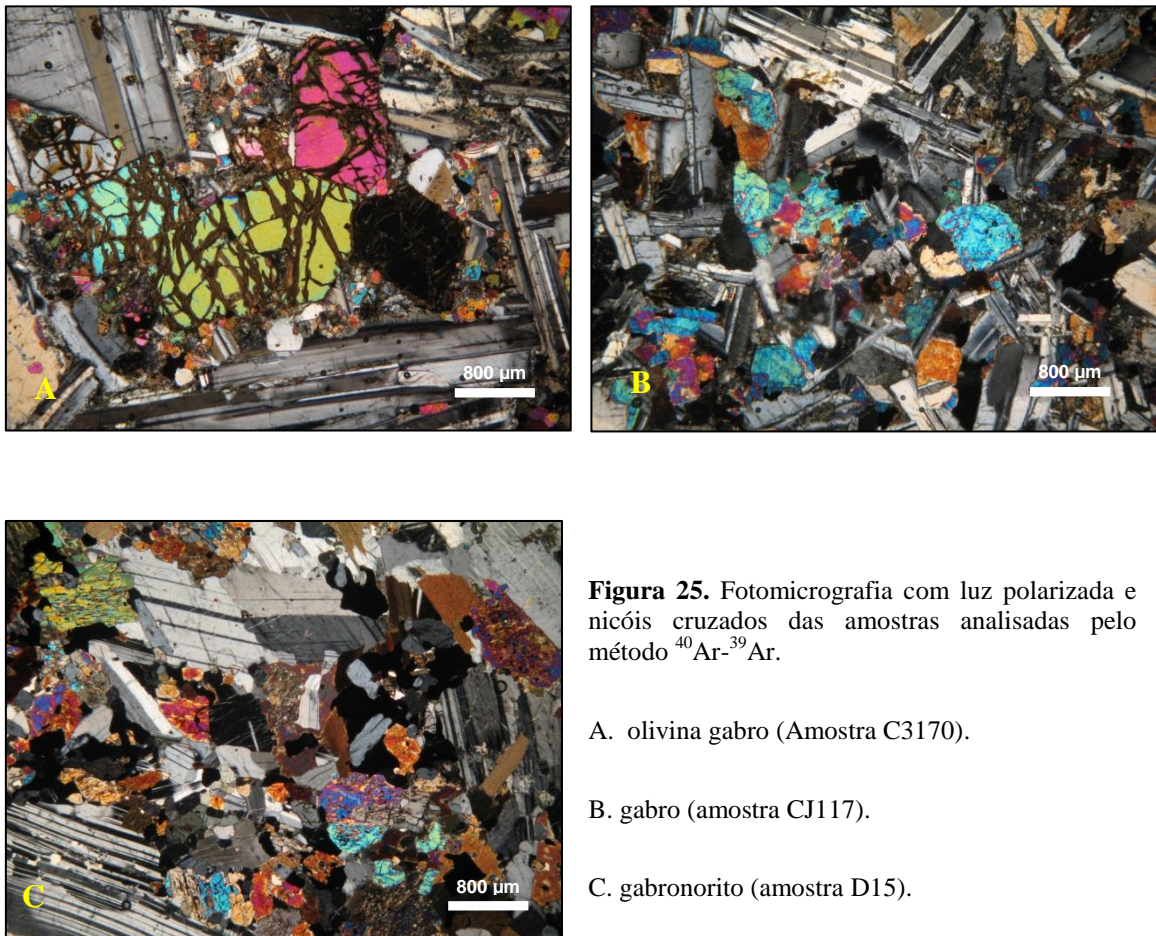


Figura 25. Fotomicrografia com luz polarizada e nicóis cruzados das amostras analisadas pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar .

A. olivina gabro (Amostra C3170).

B. gabro (amostra CJ117).

C. gabronorito (amostra D15).

Amostra	UTM_E	UTM_N	Localidade	Rocha	Mineralogia principal			
C3-170	348181	7819234	João Neiva	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol
CJ117	298516	7960053	Ecoporanga	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol
D15	349031	7816893	João Neiva	Gabro	Pgl	Opx	Cpx	

Tabela 3. Principais características das amostras analisadas para datação ^{40}Ar - ^{39}Ar .

O critério de seleção das amostras foi a percentagem de TiO₂. Com base na variação do teor de TiO₂ foi escolhida para análise a amostra representante do menor teor de TiO₂ (D15), a amostra representante do maior teor de TiO₂ (C3-170) e uma amostra com teor médio de TiO₂ (CJ117).

7.1. APRESENTAÇÃO DOS DADOS ANALÍTICOS

O programa ISOPLOT 4 (Ludwig 2003, 2009) foi utilizado para analisar os dados obtidos pelo Terrachron Corporation Geochronology Laboratory, Toronto, Canada. Esta análise teve como objetivo obter idades por meio de platôs, diagramas de isócronas e, em último caso, distribuição de probabilidade.

A primeira etapa para a avaliação dos dados analíticos foi a elaboração dos diagramas para a obtenção de idades-platô, uma vez que não foi possível a confecção de diagramas isocrônicos.

7.1.1. Amostra CJ117 – plagioclásio

Foram efetuadas dez etapas (*steps*) analíticas em grãos médios de plagioclásio desta amostra (Figura 26 a-b), obtendo uma idade aparente integrada de $177,7 \pm 4,3$ Ma. Devido às incertezas, calculou-se uma idade platô com os dados de plagioclásio, para as razões $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (com 99,5% de ^{39}Ar), a qual indica uma idade aparente de $163,5 \pm 1,8$ Ma, mas pouco satisfatória estatisticamente (MSWD = 2.3).

A curva gaussiana mostra uma idade em $163,32 \pm 1,0$ Ma. Desta forma a idade que melhor representa esta amostra seria a fornecida pelo platô de $163,5 \pm 1,8$ Ma.

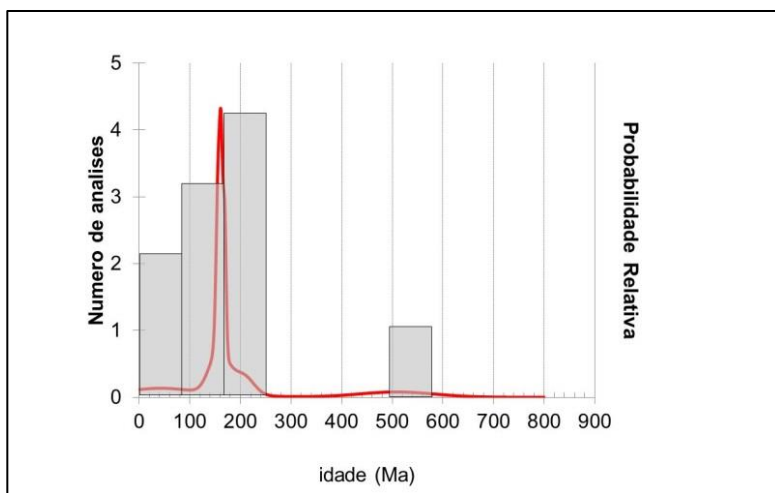


Figura 26a. Diagrama de extração de argônio por aquecimento em etapas mostrando ideograma de densidade de probabilidade dos resultados dos gráficos (CJ117, plagioclásio).

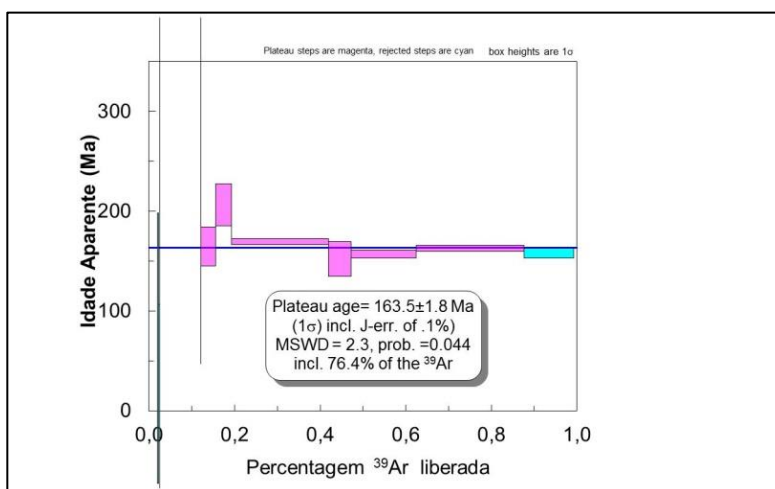


Figura 26b. Diagrama de extração de argônio por aquecimento mostrando idade-platô (CJ117, plagioclásio).

7.1.2. Amostra CJ117 – rocha total

Devido à má qualidade do resultado dado pelo plagioclásio desta amostra, foi efetuada análise em rocha total (Figura 27 a-b). Foram efetuadas vinte e uma etapas (*steps*) analíticas, obtendo-se uma idade integrada de $152,5 \pm 0,30$ Ma, com uma idade-platô para as razões $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, de $134,92 \pm 0,26$ Ma. A curva gaussiana mostra uma idade em $135,9 \pm 0,15$ Ma.

A melhor idade estimada para esta amostra seria a idade fornecida pelo platô de $134,92 \pm 0,26$ Ma, devido a sua regularidade e confiabilidade estatística. Entretanto, observa-se o efeito em padrão sela neste platô, sugerindo sistema isotopicamente desequilibrado.

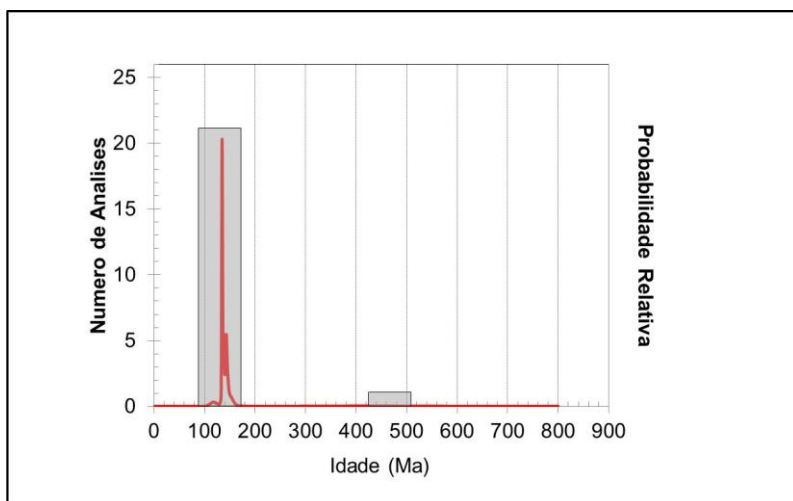


Figura 27a. Diagrama de extração de argônio por aquecimento em etapas mostrando ideograma de densidade de probabilidade dos resultados dos gráficos (CJ117, rocha total).

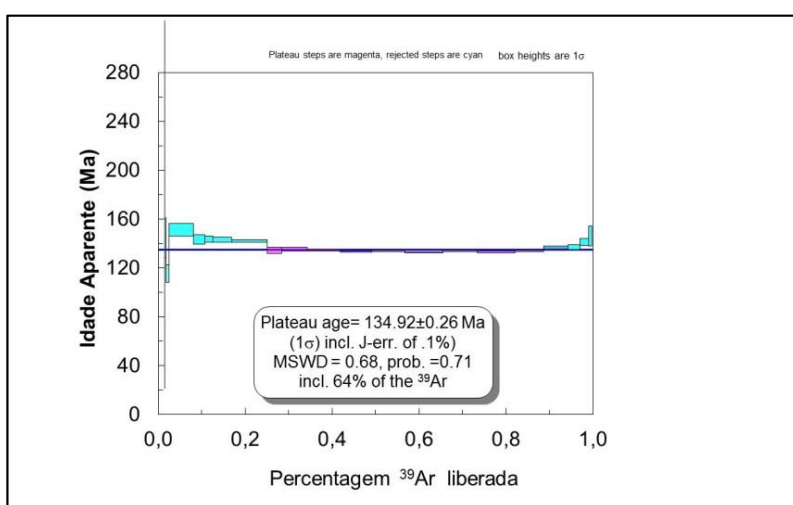


Figura 27b. Diagrama de extração de argônio por aquecimento, mostrando idade-platô (CJ117, rocha total).

7.1.3. Amostra C3-170– rocha total

A análise desta amostra foi feita em rocha total, em 17 *steps* que mostram uma idade integrada de $140,1 \pm 1,4$ Ma e um platô com idade média, nas frações entre 13 e 17, de $133,5 \pm 0,4$ Ma, onde o platô é mais regular (Figura 28 a-c). As frações entre 5 e 12 mostram uma idade média mais elevada, em torno de $135,2 \pm 0,7$ Ma. A curva gaussiana fornece idade em $134,8 \pm 0,18$ Ma.

A melhor idade estimada para esta amostra seria a idade fornecida pelo platô de $133,5 \pm 0,4$ Ma, devido a sua regularidade e confiabilidade estatística.

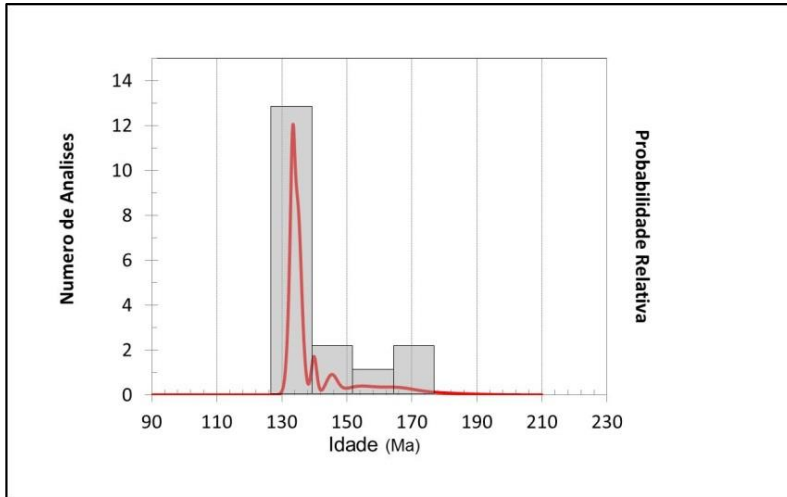


Figura 28a. Diagrama de extração de argônio por aquecimento em etapas mostrando ideograma de densidade de probabilidade dos resultados dos gráficos (C3-170, rocha total).

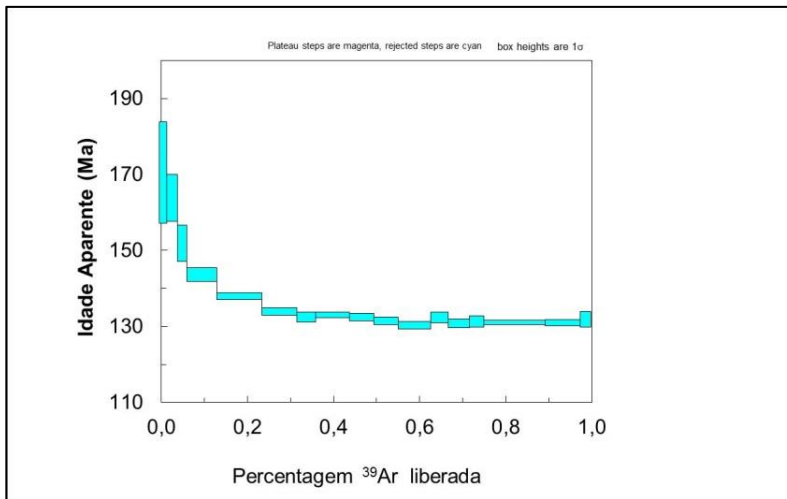


Figura 28b. Diagrama de extração de argônio por aquecimento mostrando idade-platô (C3-170, rocha total).

7.1.4. Amostra D15 - plagioclásio

Foram efetuados 14 *steps* analíticos em plagioclásio de grão de médio (Figura 29 a e b), que forneceram uma idade integrada de $135,7 \pm 5,3$ Ma. Nas frações entre 4 e 11 calculou-se a idade média de $134,8 \pm 3,3$ Ma. A fração 12 mostra um platô em $148,5 \pm 1,8$ Ma, e entre as frações 5 e 9 temos uma idade em $133,7 \pm 2,9$ Ma. Não foi possível calcular a idade pela curva gaussiana para esta amostra. Assim, a melhor estimativa de idade para a amostra D15 seria $133,7 \pm 2,9$ Ma.

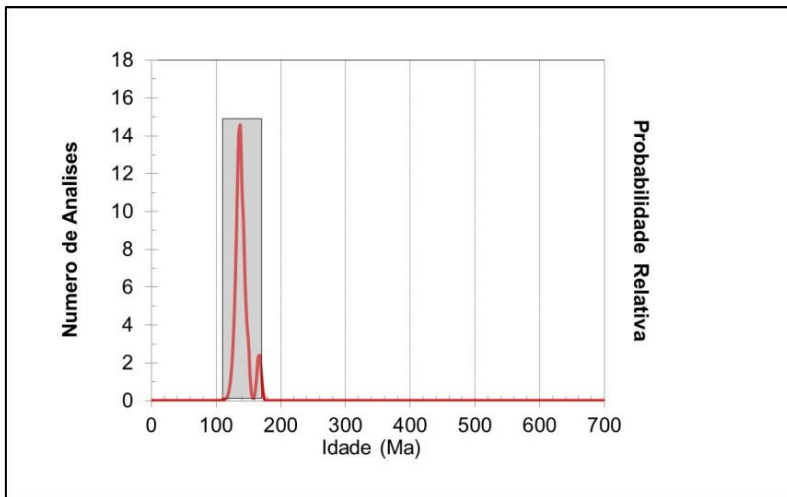


Figura 29a. Diagrama de extração de argônio por aquecimento em etapas mostrando ideograma de densidade de probabilidade dos resultados dos gráficos (D15, plagioclásio).

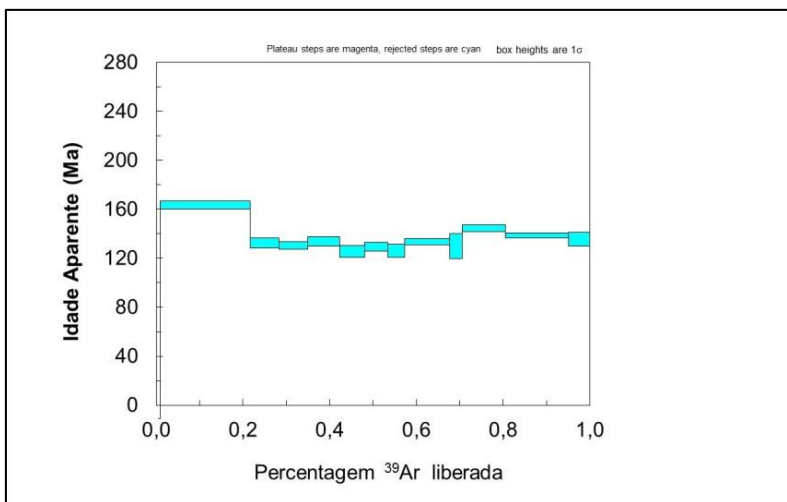


Figura 29b. Diagrama de extração de argônio por aquecimento mostrando idade-platô (D15, plagioclásio).

7.2. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS Ar-Ar

Três análises em duas amostras (CJ117 e C3170) apresentam idades mais velhas a temperaturas mais baixas (primeiras leituras), relativamente às idades dos platôs anteriormente referidas. A análise em plagioclásio da amostra CJ117 fornece idade de 509 ± 82 Ma no terceiro *step*. A rocha encaixante deste dique é um granito tipo S, foliado, da Suíte Carlos Chagas (Supersuíte G2), cuja idade U-Pb situa-se em torno de 570 Ma (Gradim *et al.* 2014). Por sua vez, a idade de 492 ± 9 Ma foi dada por datação U-Pb (zircão, TIMS) de amostra da intrusão norítica-granítica de Cotaxé (Castañeda *et al.* 2007), um plúton da Supersuíte G5 situado cerca de 15 km a nordeste do dique CJ117. Desta forma, considera-se improvável que esta idade Ar-Ar (*ca.* 509 Ma) represente herança de argônio das rochas regionais. Por outro lado, o valor de 509 Ma é

similar a idades U-Pb de zircão e titanita extraídos de outros diques aqui estudados (ver Capítulo 8).

A análise em rocha total da amostra CJ117 fornece uma idade de 430 ± 22 Ma, e a análise em plagioclásio do dique D15 mostra uma idade em torno de 220 Ma, ambas no primeiro *step*. Estes valores são desprovidos de significado geológico, uma vez que não têm correlação com quaisquer idades de rochas do Orógeno Araçuaí. Este fato sugere que houve desequilíbrio isotópico em um sistema que não se manteve totalmente fechado.

De modo geral, é possível observar algum padrão de sela nos diagramas de platô, em particular na amostra CJ117, nos quais nota-se um conjunto de idades mais antigas a baixas temperaturas, passando a valores de idades mais jovens nos *steps* subsequentes, mas retornando a valores de idades mais velhas em alta temperatura. Esta feição é típica de desequilíbrio isotópico causado por eventos termiais posteriores à cristalização da rocha (Harrison & McDougall 1981).

Diagramas de extração de argônio em rocha total apresentam idades-platô similares, em $134,9 \pm 0,26$ Ma, $133,5 \pm 0,40$ Ma e $133,7 \pm 2,9$ Ma (Figuras 26 até 29; Tabela 4). Ao contrário do que se esperaria, a idade-platô ($163,5 \pm 1,8$ Ma; Figura 26b) de plagioclásio da amostra CJ117 é maior do que a idade-platô de rocha total da mesma amostra (Tabela 4). As idades integradas também são maiores do que as idades-platô, devido à presença de idades mais antigas em alguns *steps*.

Amostra	Material	Suíte	Idade Platô	Idade Integrada
CJ117	Plagioclásio	B	$163,5 \pm 1,8$ Ma	$177,7 \pm 4,3$ Ma
	Rocha Total		$134,92 \pm 0,26$ Ma	$152,5 \pm 0,30$ Ma
C3170	Rocha Total	A	$133,50 \pm 0,40$ Ma	$140,1 \pm 1,4$ Ma
D15	Plagioclásio	B	$133,7 \pm 2,9$ Ma	$135,7 \pm 5,3$ Ma

Tabela 4. Dados geocronológicos ^{40}Ar - ^{39}Ar para amostras de diques máficos da Suíte Fundão.

Na literatura, são atribuídas idades K-Ar e Ar-Ar do Cretáceo e Jurássico para a Suíte Fundão (Silva *et al.* 1983; Novaes *et al.* 2004, e referências aí citadas). Contudo, o conjunto de idades-platô Ar-Ar aqui apresentado, assim como os valores individuais de idades dos *steps* e idades integradas, não mostram qualquer proximidade com as idades

obtidas pelo método U-Pb em zircão e titanita (Capítulo 8), à exceção do valor absoluto de 509 Ma (na verdade, 509 ± 82 Ma) de um *step* da amostra CJ117.

Desta forma, os dados e fatos referentes às análises Ar-Ar desta tese sugerem que, nas amostras analisadas, este sistema isotópico teria sofrido desequilíbrio, provavelmente causado por evento termal em torno de 135 Ma.

8. ANÁLISES ISOTÓPICAS U-Pb

O método U-Pb em zircão e titanita é, de longe, o mais confiável para obter a idade de cristalização de rochas magmáticas. Este capítulo apresenta os resultados do estudo geocronológico pelo método U-Pb, realizado sobre amostras de diques máficos da Suíte Fundão e rochas regionais.

As amostras selecionadas para datação pelo método U-Pb são: D15 (dique gabronorítico), JB08 (diabásio a basalto de um dique da Pedreira Brasitália), JB14 (diabásio a basalto vítreo), JB16 (diabásio porfirítico a basalto vítreo), JB20B (paragnaisse granulitizado em auréola térmica de intrusão norítica G5), JB20C (dique de basalto vítreo encaixado no paragnaisse JB20B), JB21A (dique de diabásio a basalto da Pedreira Marbrasa), JB21B (plúton norítico G5, encaixante do dique JB21A) e JF120 (dique de norito encaixado em charnockito G5). Nas amostras D15, JB08, JB14, JB16 e JB20C foram realizadas análises isotópicas U-Pb em zircão e titanita, ao passo que das amostras JB20B, JB21A, JB21B e JF120 somente se conseguiu extrair zircão. As características das amostras analisadas se encontram na tabela 5.

Os resultados das análises isotópicas U-Pb estão no anexo “Dados Geocronológicos”. As amostras foram processadas, analisadas e tiveram seus resultados tratados pelas rotinas e *softwares* convencionais, conforme descrito no capítulo “Metodologia”. A redução dos dados foi efetuada pelo Prof. Ivo Dussin (co-orientador desta tese), segundo critérios de avaliação que incluem a verificação do conteúdo de chumbo comum, erros das razões isotópicas e percentual de discordância, dentre outros critérios. Para construção dos diagramas-concórdia e histogramas buscou-se utilizar apenas dados com discordância menor que 10%.

As imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão foram avaliadas com base nos critérios gerais descritos em Corfu *et al.* (2003), mas também em relação a estudos específicos sobre rochas máficas e metamáficas, de idades diversas (e.g., Kröner *et al.* 2006; Liu *et al.* 2008).

Como as idades mais jovens obtidas para cristais de zircão dos diques máficos da Suíte Fundão situam-se no mesmo intervalo de tempo reportado para as intrusões da Supersuíte G5 (ver Capítulo 2 – Contexto Geotectônico e Geológico), buscou-se extrair e analisar os cristais de titanita das mesmas amostras, uma vez que o sistema isotópico U-Pb da titanita tem temperaturas usuais de fechamento mais baixas do que as do zircão

(ver discussão e referências ao fim do capítulo). Desta forma buscou se eliminar a possibilidade de que todos os cristais de zircão mais jovens seriam herdados. Um fato muito importante a destacar: nenhum cristal de zircão e titanita forneceu idade (individual ou concórdia) minimamente similar aos valores dados pelas idades-platô ou integradas Ar-Ar (Cretáceo a Jurássico). Todas as idades U-Pb (individuais ou concórdia) de zircão e titanita situam-se, no mínimo, no Ordoviciano.

Amostra	Posição	UTM_E	UTM_N	Localidade	Rocha	Mineralogia principal					Textura
C3-169/2	Centro	346130	7815200	João Neiva	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Cpx	Opx	Ol		Intergranular
C3-170	Centro	348181	7819234	João Neiva	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
C5-118	Centro	348387	7810973	João Neiva	Diabásio	Pgl	Opx	Cpx			Intergranular
C1-139/B	Centro	344003	7831475	Santa Leopoldina	Basalto porfirítico	Pgl	Opx				Intergranular
C4-111	Centro	359898	7780778	Serra	Basalto porfirítico	Pgl	Cpx	Opx			Subofítica
C4-108	Centro	363305	7770230	Serra	Basalto porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Subofítica
C5-64	Centro	349233	7806549	Ibiraçu	Gabro	Pgl	Cpx	Opx			Glomeroporfirítica
CJ117	Centro	298516	7960053	Ecoporanga	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Glomeroporfirítica
D15	Centro	349031	7816893	João Neiva	Gabronorito	Pgl	Opx	Cpx			Glomeroporfirítica
JB08-1	Borda	353733	7752441	Cariacica	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica
JB08-2	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Vidro	Intersetal
JB08-3	Centro	353733	7752441	Cariacica	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica
JB08-4	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB08-5	Borda	353733	7752441	Cariacica	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl				Hialofítica
JB08-6	Borda	353733	7752441	Cariacica	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl				Hialofítica
JB08-7	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Cpx	Opx	Ol		Intergranular
JB08-8	Centro	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB08-9	Meio	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB08-10	Borda	353733	7752441	Cariacica	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica
JB08-11	Borda	353733	7752441	Cariacica	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Pilotaxítica
JB08-12	Centro	353733	7752441	Cariacica	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB09	Centro	354283	7756465	Cariacica	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB10	Centro	348520	7755635	Cariacica	Olivina gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB11-1	Borda	347333	7774238	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Vidro	Ol	Subofítica
JB11-2	Centro	347333	7774238	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Vidro	Ol	Subofítica
JB12-1	Borda	363305	7770230	Serra	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx		Hialofítica
JB12-2	Centro	363305	7770230	Serra	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Subofítica
JB12-3	Centro	363305	7770230	Serra	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Subofítica
JB12-4	Meio	363305	7770230	Serra	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx			Subofítica
JB13	Borda	352649	7784959	João Neiva	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB14-1	Borda	343779	7783791	Santa Leopoldina	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx		Hialofítica
JB14-2	Centro	343779	7783791	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Vidro	Cpx	Ol	Subofítica
JB14-3	Borda	343779	7783791	Santa Leopoldina	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB15	Centro	339354	7779519	Fundão	Diabásio	Pgl	Opx	Vidro			Intersetal
JB16-1	Borda	349047	7803491	Pendanga	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Vidro	Opx	Ol	Cpx	Subofítica
JB16-2	Centro	349047	7803491	Pendanga	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Cpx		Interstitial
JB16-3	Borda	349047	7803491	Pendanga	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Vidro	Opx	Ol	Cpx	Subofítica
JB17	Centro	353403	7810546	Pendanga	Diabásio	Pgl	Opx	Ol			Intergranular
JB18-1	Borda	353090	7810619	Pendanga	Olivina Gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB18-2	Centro	353090	7810619	Pendanga	Olivina Gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB18-3	Borda	353090	7810619	Pendanga	Olivina Gabro	Pgl	Opx	Cpx	Ol		Intergranular
JB19-1	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal
JB19-2	Centro	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina diabásio	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal
JB19-3	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal
JB19-4	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Subofítica
JB19-5	Centro	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Pgl	Opx	Ol	Vidro		Intersetal
JB19-6	Borda	343012	7831456	Santa Leopoldina	Olivina basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx	Ol	Hialofítica
JB20b	Centro	342957	7831411	Baunilha	Paragneisse	Pgl	Qtz	Grd	Cd	Bt	Intergranular
JB20c	Centro	342957	7831411	Baunilha	Basalto porfirítico	Vidro	Pgl	Opx	Cpx		Hialofítica
JB21a	Centro	343080	7830570	Baunilha	Diabásio porfirítico	Pgl	Opx	Cpx	Vidro		Subofítica
JB21b	Centro	343080	7830570	Baunilha	Norito	Pgl	Opx	Cpx	Anf	Bt	Intergranular
P1-137	Centro	346430	7716510	Fundão	Diabásio	Pgl	Cpx	Opx			Subofítica

Tabela 5. Principais características das amostras analisadas para datação U-Pb. A posição da amostra refere-se às bordas do dique.

8.1. AMOSTRA D15 – DIQUE MÁFICO – ZIRCÃO

Esta amostra foi coletada no centro de um dique encaixado em granito foliado da Suíte Ataléia (Supersuíte G2), que aflora próximo à cidade de João Neiva (UTM do afloramento: 349031/7816893). O dique registra dois sistemas de fraturas, um de direção NNW correspondente ao Feixe Colatina, e outro, menos espaçado, de direção NE.

A rocha amostrada é um gabronorito, relativamente rico em ortopiroxênio, com textura inequigranular fina a média, estrutura isotrópica, sem indícios de recristalização pós-magmática e sem margem de resfriamento rápido (Figura 31).



Figura 30. Afloramento do dique D15, onde foi selecionada a amostra para datação U-Pb.

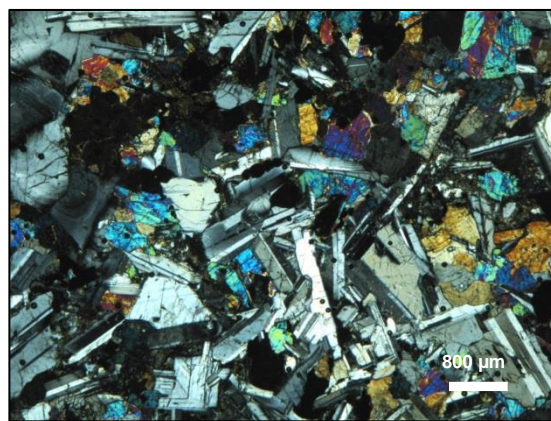


Figura 31. Fotomicrografia em luz polarizada, nicóis cruzados, do gabronorito D15.

As imagens de catodoluminescência (Figura 32) mostram uma família de zircões com diferenças morfológicas e texturais marcantes. Os zircões mais jovens são, em geral, subédricos, prismáticos curtos (a maioria) a longos (grão 18, Figura 32), com pelo menos uma borda piramidal, sendo {101} a forma dominante (Pupin 1980). Nestes grãos, o zoneamento oscilatório é característico de zircões magmáticos. Alguns cristais mais jovens (*e.g.* 15.1, 1.1) mostram morfologia externa e interna típica de zircões ígneos recristalizados, caracterizada por formas subarredondadas e presença de núcleo ígneo herdado. Os zircões mais velhos, quando não arredondados, são dominados pela forma {110}, característica de rochas graníticas (Pupin 1980), podendo mostrar evidências de zoneamento convoluto (*e.g.* 23.1 e 13.1), característico de zircão magmático perturbado por evento envolvendo fluidos pós-magmáticos.



Figura 32. Imagens CL de grãos de zircão analisados nas amostras D15, JB08, JB14 e JB16, com idade U-Pb e razão Th/U.

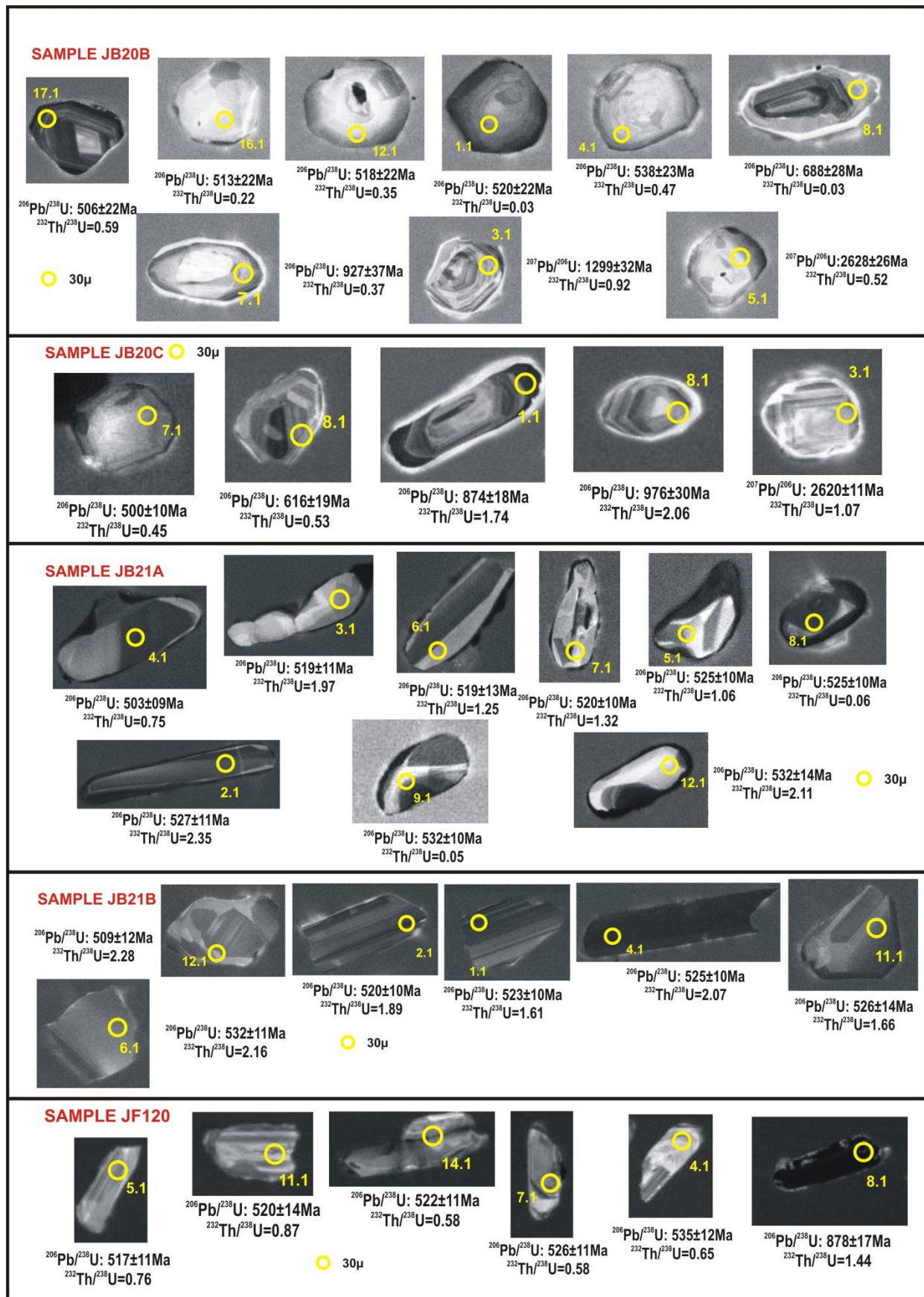


Figura 32-Continuação. Imagens CL de grãos de zircão analisados nas amostras JB20b, JB20c, JB21a, JB21b e JF120.

Alguns grãos herdados mostram bordas com fino sobrecrescimento metamórfico que, devido à pequena dimensão, não foi analisado.

As razões Th/U (Figura 33) variam muito entre os grãos. Nota-se, entre os cristais mais jovens, um grupo apresentando conteúdos de U e Th compatíveis com zircões ígneos recristalizados (por exemplo, os *spots* 15.1, 22.1, 16.1 e 1.1). Estes zircões mostram razões Th/U entre 0,01 e 0,08. Outro fato relevante entre os grãos mais jovens é a presença de zircões característicos de magmas máficos (por exemplo, os *spots* 18.1 e 12.1) que possuem alta razão Th/U (>1) em relação aos demais zircões ígneos (Heaman *et al.* 1990; Wang *et al.* 2011). Estas altas razões Th/U também são observadas nos dois grãos que mostram evidência de zoneamento convoluto (23.1 e 13.1). Os demais grãos analisados mostram razões Th/U entre 0,14 e 0,78, com média de 0,45, compatíveis com rochas félsicas comuns.

No conjunto de 24 *spots* analíticos efetuados em aparelho SHRIMP II, os dados obtidos dos grãos de zircão da amostra D-15 mostram marcante concentração de idades no Cambriano (Figura 34), e apenas algumas idades proterozóicas (entre 650 e 1800 Ma). Quatro análises foram selecionadas para construção do diagrama concórdia Wetherill (D15-12.1, D15-15.1, D15-18.1 e D15-22.1), resultando na idade-concórdia de 498 ± 16 Ma (MSWD = 0,030, Probabilidade de concordância = 0,86; Figura 35). Os *spots* 18.1 e 22.1 referem-se a cristais prismáticos longos, com zoneamento oscilatório, que podem ser considerados como neoformados. Os *spots* 12.1 e 15.1 situam-se em bordas recristalizadas de grãos com núcleo aparentemente mais antigo (Figura 32). A idade-concórdia dada pelos cristais de zircão mais jovens (498 ± 16 Ma; Figura 35) pode ser considerada como uma indicação da idade de cristalização magmática do dique D-15, como se discutirá ao final deste capítulo.

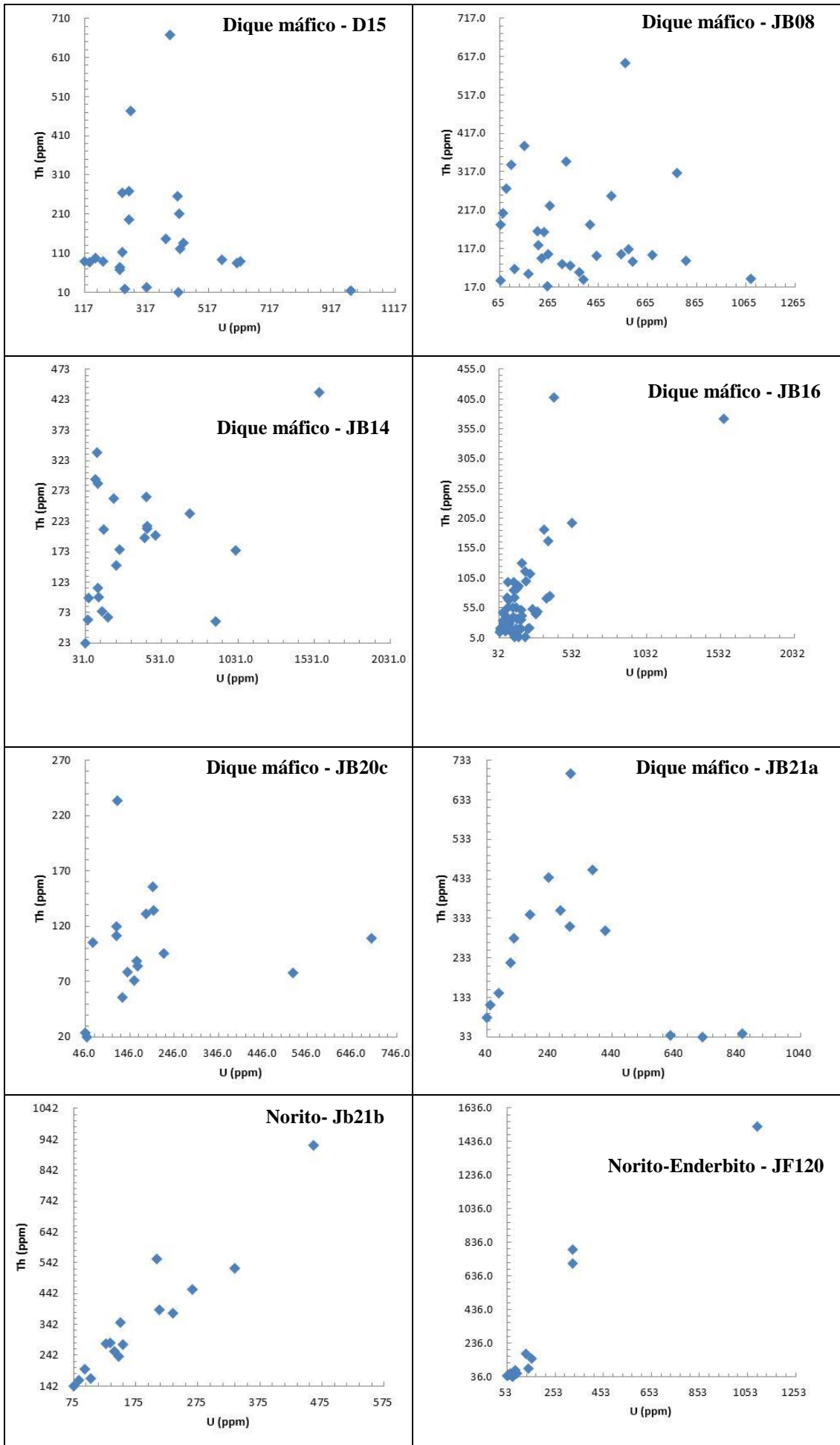


Figura 33. Diagrama Th versus U dos zircões de diques máficos da Suíte Fundão, e corpos da Supersuíte G5 (Norito São Gabriel da Palha e dique de norito-enderbitto encaixado em charnockito G5)

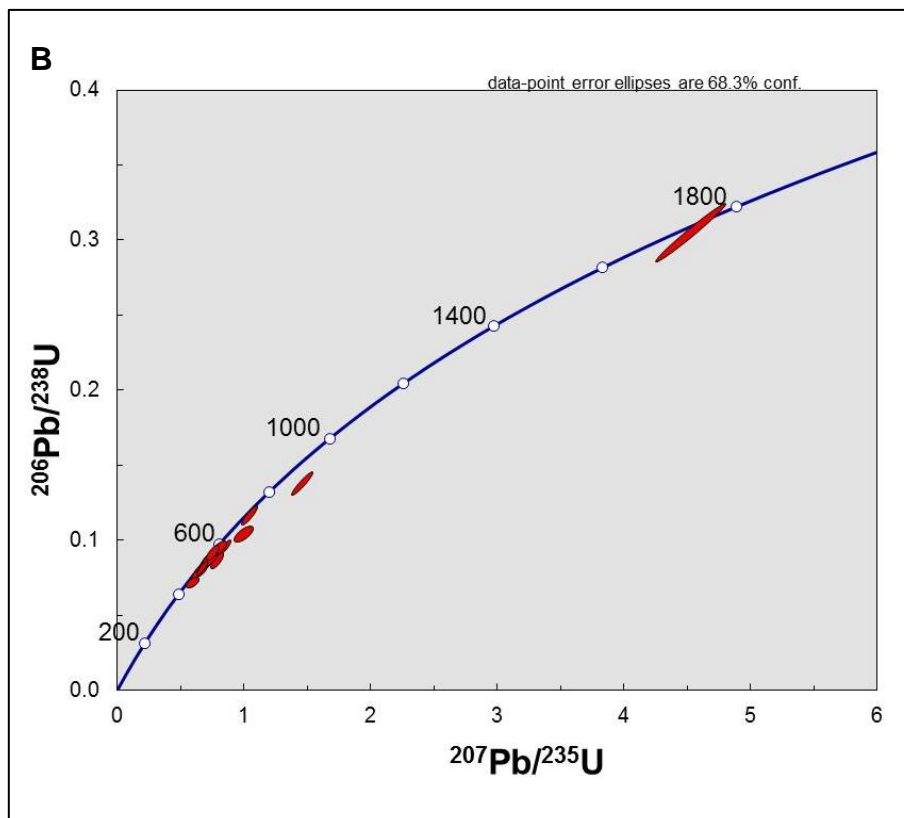
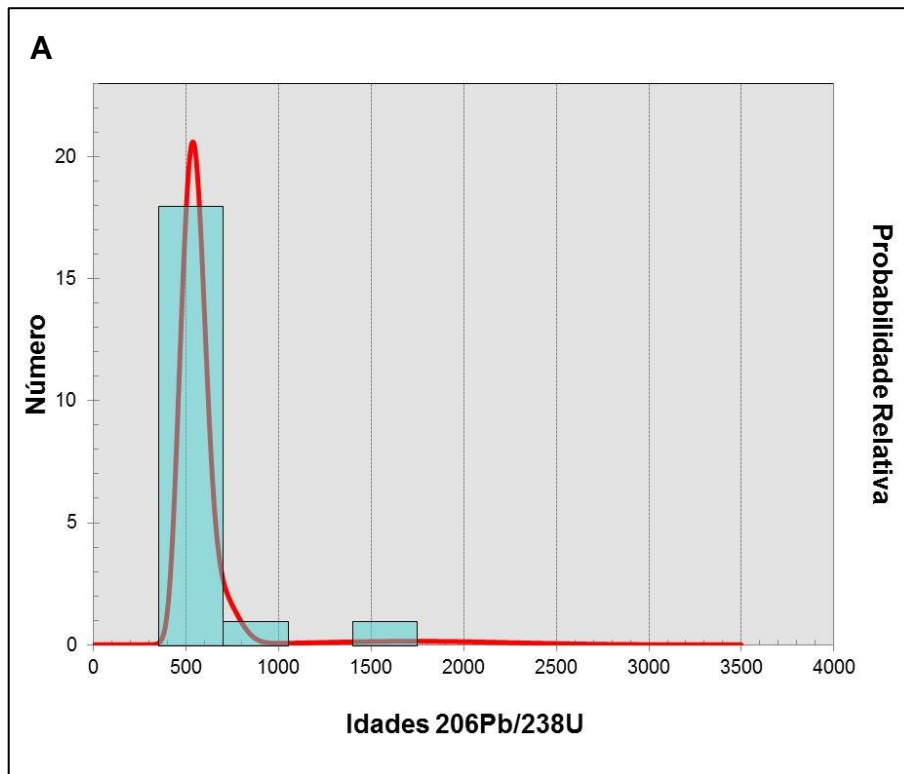


Figura 34. A e B, histograma de idades U-Pb e diagrama concórdia Wetherill, respectivamente, para todos os *spots* em zircão da amostra D15.

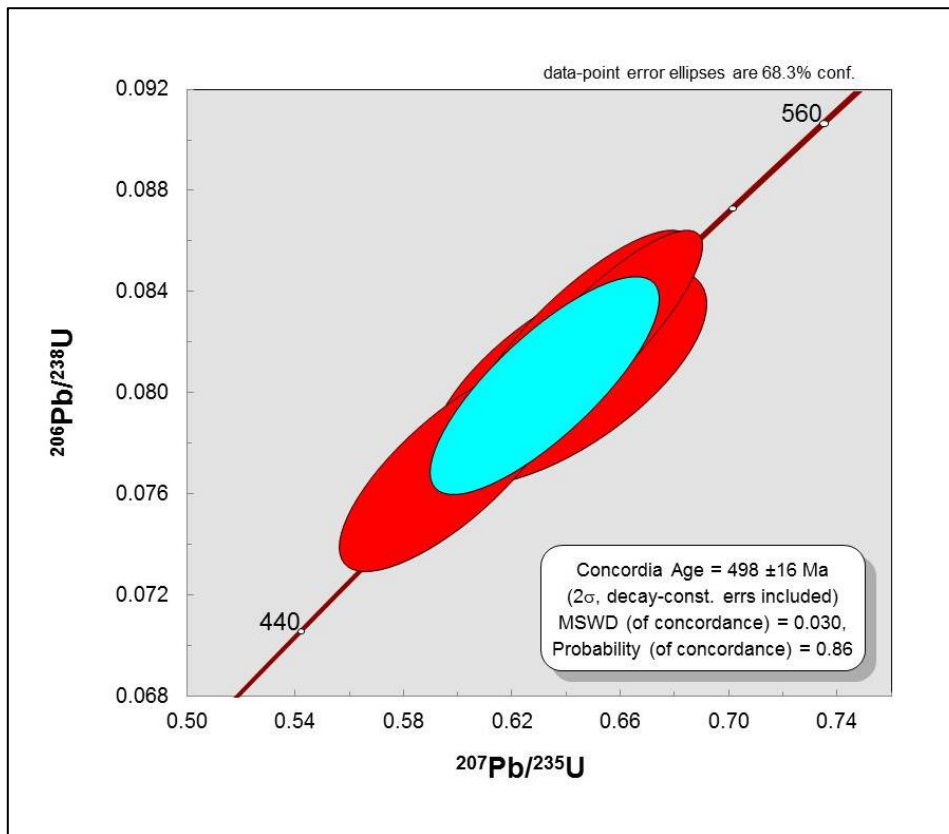


Figura 35. Idade-concórdia para o gabronorito da amostra D15.

8.2. AMOSTRA JB08 – DIQUE MÁFICO – ZIRCÃO

Trata-se de amostra composta de fragmentos coletados no centro, nas bordas e nos meios (entre centros e bordas) do dique máfico JB08 (Figura 36). Este dique, composto por basalto a diabásio porfíricos, geralmente com olivina, está encaixado em granito deformado (foliado a bandado) da Suíte Ataléia (Supersuíte G2) que aflora na Pedreira Brasitália (UTM: 353733/7752441), situada nos arredores de Cariacica (Figuras 36 e 37). O dique mostra dois conjuntos de fraturas. O sistema de direção NNW é paralelo aos contatos e corresponde ao Feixe de Fraturas Colatina. O conjunto ortogonal aos contatos representa fraturas de resfriamento (Figura 36).

A rocha amostrada mostra diferenças texturais entre bordas e centro do dique. As bordas são de basalto com matriz vítrea e textura hialofítica. Diabásio forma as partes mediana e central do dique, mostrando textura intersertal a intergranular, com fenocristais de plagioclásio e, subordinadamente, de piroxênios e olivina.



Figura 36. Afloramento do dique JB08, onde foram coletadas as amostras para datação U-Pb.

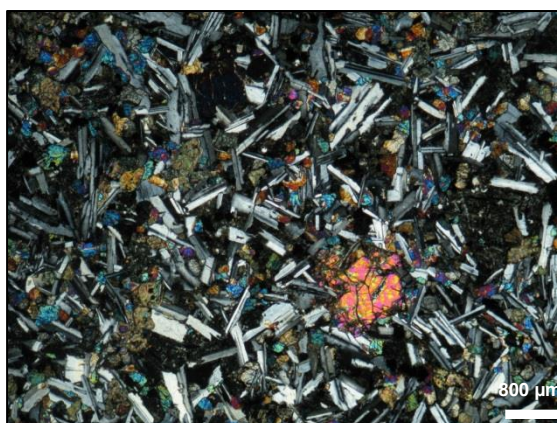


Figura 37. Fotomicrografia (luz polarizada, nicóis cruzados) de lâmina de diabásio do dique JB08.

As imagens CL revelam um conjunto heterogêneo de zircões, com marcantes diferenças morfológicas e texturais (Figura 32). Os zircões mais jovens são, em geral, subédricos, com morfologia externa variando entre aciculares (*e.g.* 20.1 e 21.1) e prismáticos longos, com pelo menos uma borda piramidal, sendo {101} a forma dominante (Pupin 1980). Nestes grãos, o zoneamento oscilatório é característico de zircões magmáticos. Os zircões mais velhos são dominados pela forma {110} característica de rochas graníticas (Pupin 1980). Estes zircões mais velhos podem apresentar evidências de zoneamento irregular e concêntrico, recristalização e sobrecrecimento metamórfico. Dois cristais com evidências de recristalização e sobrecrecimento metamórfico foram analisados e serão descritos abaixo.

As razões Th/U (Figura 33) também variam muito entre os grãos. Os zircões mais jovens frequentemente apresentam razões Th/U muito elevadas que variam de 2,40 a 3,15 (*spots* 20.1, 6.1, 24.1 e 21.1), as quais são mais características de rochas máficas (Amelim *et al.* 1995, Wang *et al.* 2011). Entre os grãos mais velhos, dois *spots* apresentaram conteúdos de U e Th compatíveis com zircões recristalizados, com razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de 0,07 e 0,09, respectivamente (*spots* 30.1, 11.1). Os demais *spots* mostram razões Th/U entre 0,14 e 0,88, com média de 0,41, compatíveis com rochas magmáticas.

Os grãos de zircão JB-08 e JB-ZR01 mostram sobrecrecimentos em torno de núcleos mais antigos, com diferentes razões Th/U e idades U-Pb (Figura 38). Os *spots* JB08-4.1 e JB08-4.2 revelam, respectivamente, idade de 523 ± 20 Ma para a borda de

recristalização com razão Th/U tipicamente metamórfica (0,04), e a idade de 602 ± 19 Ma (Th/U = 0,30) para seu núcleo magmático. Os *spots* JB-08-ZR01N e JB-08-ZR01 fornecem idade em 482 ± 25 Ma para a borda metamórfica (Th/U = 0,08) e de 568 ± 18 Ma para seu núcleo magmático com razão Th/U de 0,39 (Figura 38).

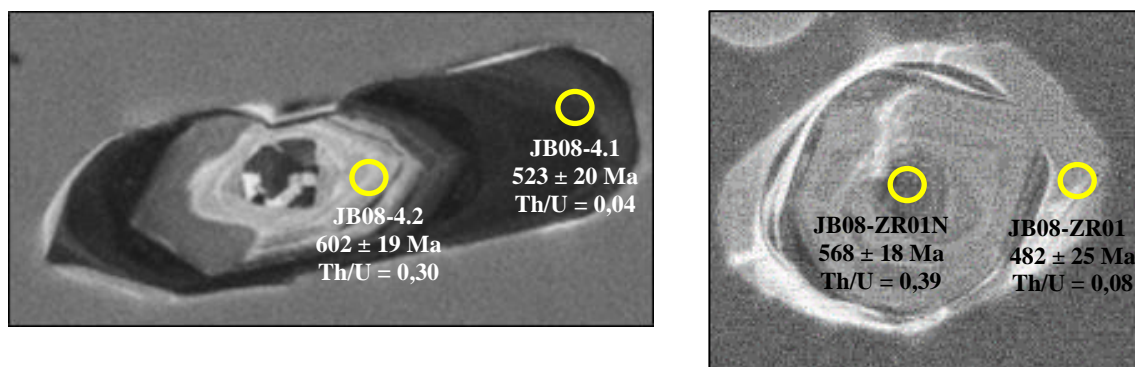


Figura 38. Imagens CL dos grãos de zircão zonados JB08-4 e JB08-ZR, e seus resultados analíticos pelo método U-Pb SHRIMP (JB08-4) e LA-ICP-MS (JB08-ZR).

O conjunto de dados isotópicos U-Pb dos 31 grãos de zircão da amostra JB08 mostra idades esparsas do Arqueano ao Neoproterozóico, e uma concentração significativamente maior de valores no Cambriano (Figura 39; resultados em anexo).

Para construção do diagrama concórdia Wetherill e cálculo de idade selecionou-se as medidas com melhor consistência analítica, representando os *spots* que resultaram em idades individuais mais jovens (*spots* JB08-3.1, JB08-6.1, JB08-8.1, JB08-13.1, JB08-20.1, JB08-21.1 e JB08-24.1). Os dados destes sete spots fornecem uma idade de 499 ± 12 Ma (MSWD = 0,0018; Probabilidade de concordância = 0,97; Figura 40).

Essa idade (499 ± 12 Ma) fornecida pela amostra JB08 é virtualmente igual àquela obtida para o dique D15 (498 ± 16 Ma; Figura 35). Além disso, o valor de 499 ± 12 Ma pode ser considerado como indicador da idade de cristalização magmática do dique máfico JB-08 (ver discussão ao final deste capítulo).

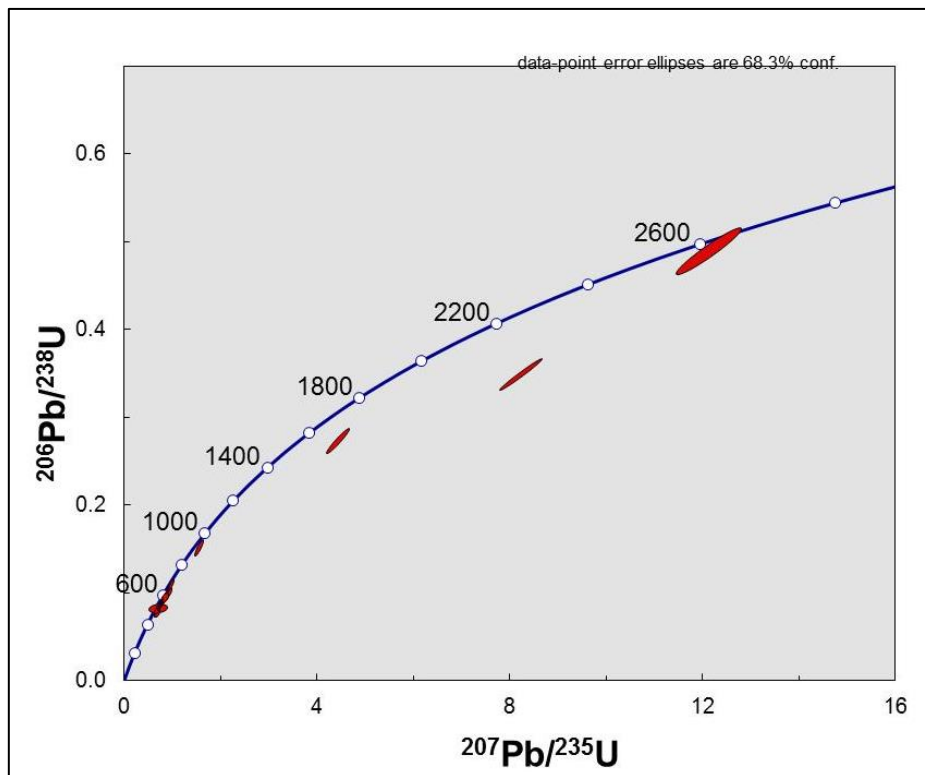
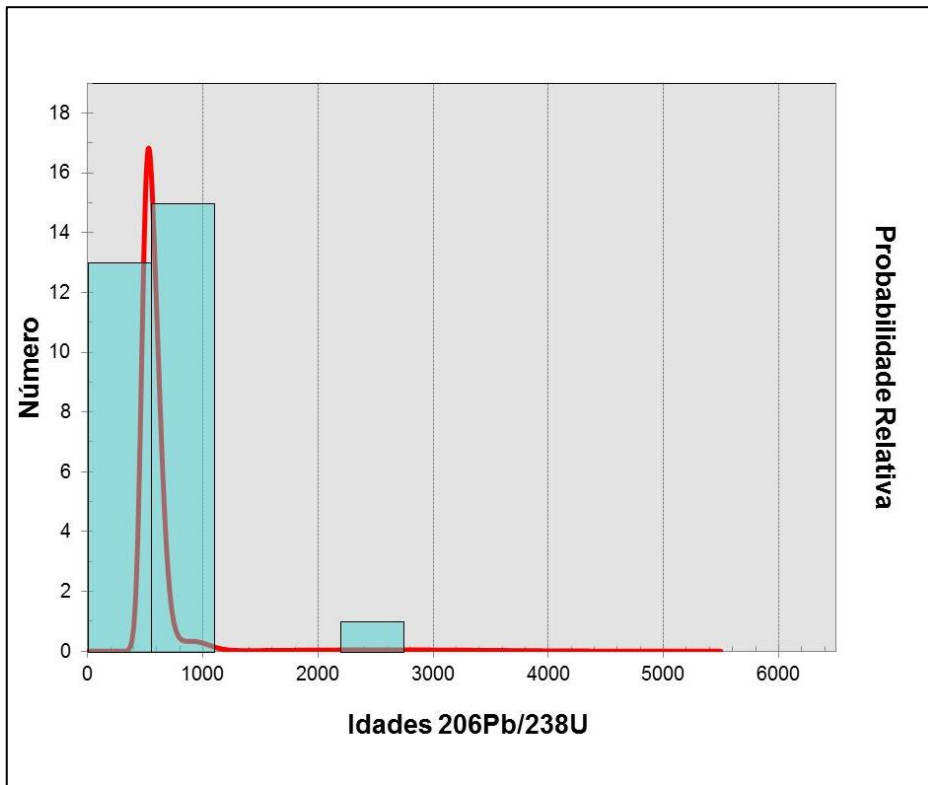


Figura 39. A e B, histograma e diagrama concórdia para todos os *spots* em zircão da amostra JB08.

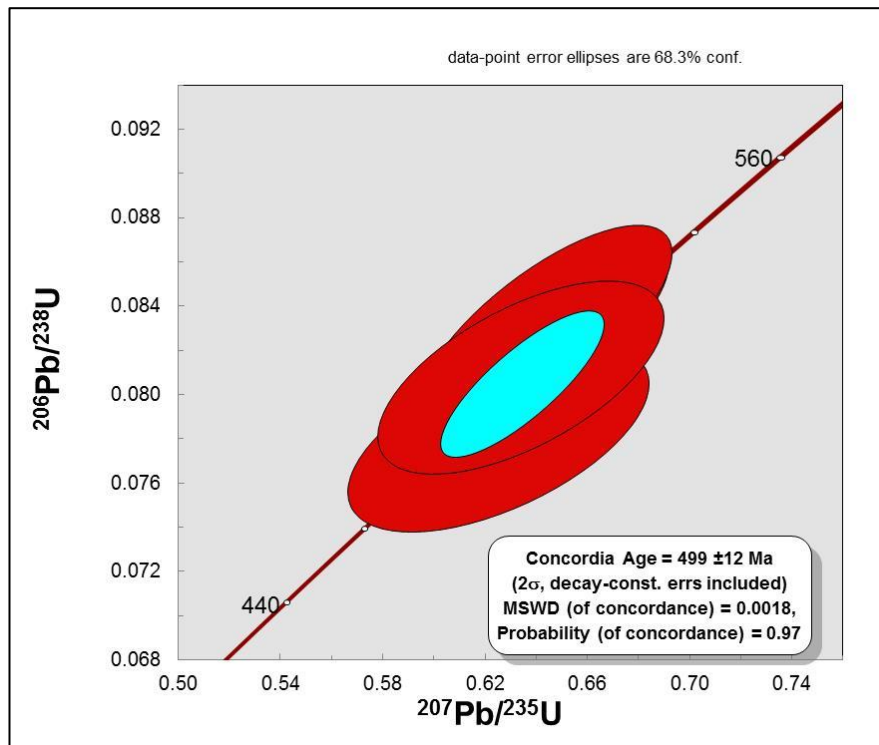


Figura 40. Idade-concórdia para a amostra do dique máfico JB08, Pedreira Brasitália.

8.3. AMOSTRA JB14 – DIQUE MÁFICO – ZIRCÃO

Trata-se de uma amostra composta de fragmentos coletados do centro às bordas do dique máfico JB14. Este dique está encaixado em granito foliado da Suíte Ataléia (Supersuíte G2) e aflora nos arredores da cidade de Santa Leopoldina (UTM: 343779/7783791). Os contatos são paralelos ao Feixe Colatina, cujas fraturas também estão contidas no interior do dique.

A rocha amostrada apresenta diferenças texturais entre bordas e centro do dique. Nas bordas coletou-se olivina basalto porfirítico com matriz vítrea e textura hialofítica. O diabásio coletado no centro do dique mostra textura subofítica, com fenocristais de plagioclásio e olivina. Estas rochas apresentam quantidades muito significativas de ortopiroxênio (30% em volume) e clinopiroxênio (20%).



Figura 41. Afloramento do dique JB14, onde foi coletada amostra para datação U-Pb.



Figura 42. Fotomicrografia, sob luz polarizada com nicóis cruzados, de lâmina da amostra JB14.

As imagens CL mostram zircões jovens subédricos, com morfologia externa variável entre acicular e prismática longa, e pelo menos uma borda piramidal, sendo {101} a forma dominante (Figura 32). Nestes grãos, o zoneamento oscilatório é característico de zircões magmáticos. Os grãos de zircão mais velhos são dominados pela forma {110}, característica de rochas graníticas (Pupin 1980). Alguns destes grãos mais velhos apresentam golfos de corrosão nas bordas e/ou evidências de sobrecrecimento metamórfico.

As razões Th/U variam muito entre os grãos (Figura 33). Os zircões mais jovens frequentemente apresentam razões Th/U muito elevadas, acima de 1, características de rochas máficas (por exemplo, os *spots* 1.1a, 4.1a, 5.1a e 8.1a). Os cristais com idades mais velhas têm razões Th/U entre 0,18 e 0,88, compatíveis com rochas magmáticas.

Os vinte e três *spots*, selecionados após redução dos dados, mostram idades do Neoproterozóico e Cambriano (Figura 43). As doze análises que resultaram nas idades individuais mais jovens, obtidas nos *spots* JB14A-1.1, JB14A-2.1, JB14A-3.1, JB14A-5.1, JB14A-7.1, JB14A-8.1, JB14A-9.1, JB14D-1.1, JB14D-2.1, JB14D-8.1, JB14D-9.1 e JB14D-2.2, foram usadas para a construção do diagrama concórdia Wetherill, ao qual se associa a idade-concórdia de 506 ± 10 Ma (MSWD = 0,028, Probabilidade de concordância = 0,87; Figura 44). Esta idade é considerada como indicadora da época de cristalização magmática do dique JB14, sendo corroborada pela idade obtida de cristais de titanita que se apresenta no próximo item.

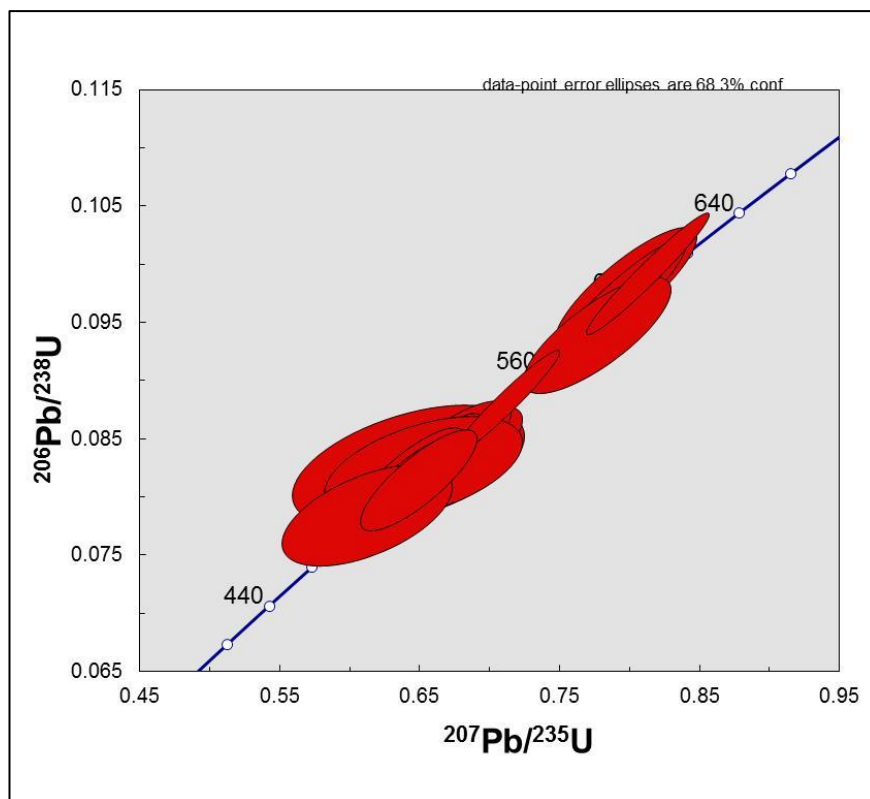
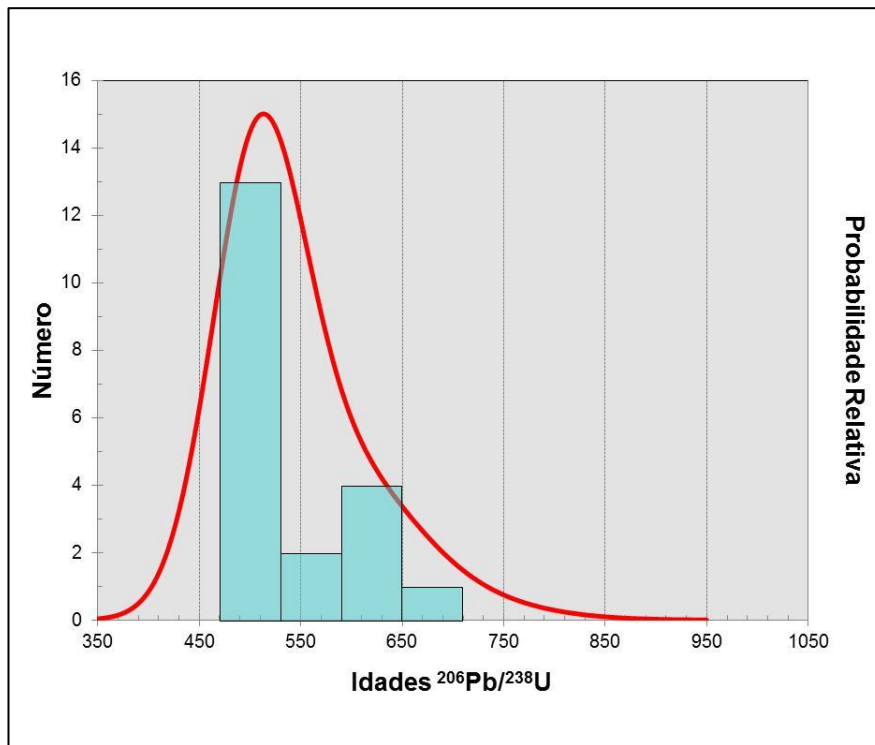


Figura 43. Histograma e diagrama-concórdia para todos os *spots* em zircão da amostra JB14.

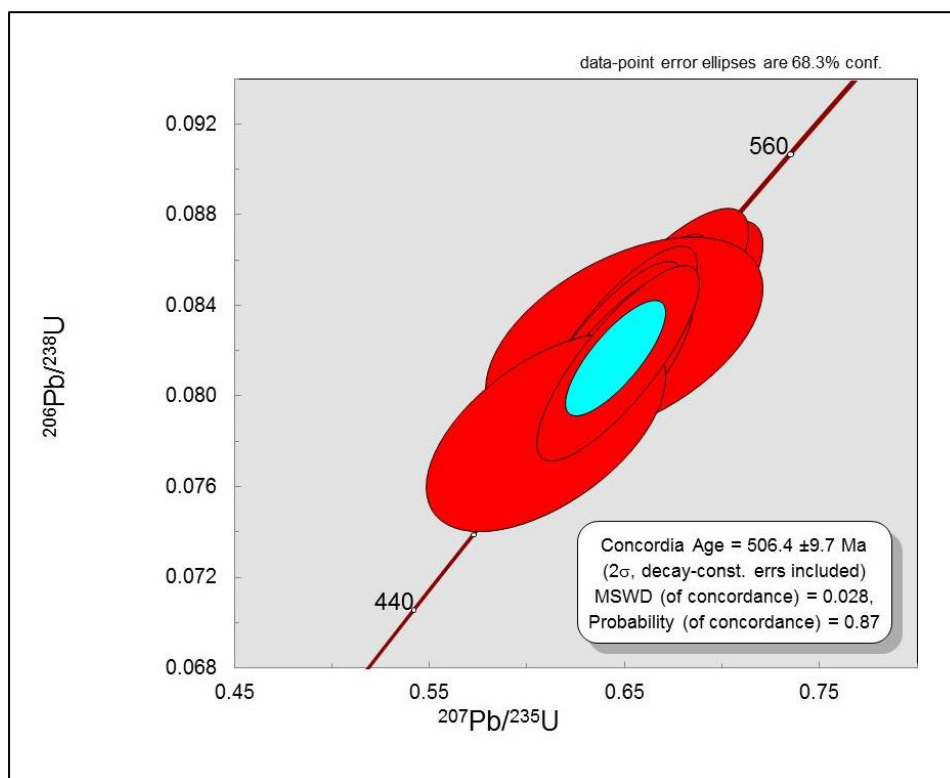


Figura 44. Idade-concórdia para a amostra JB14.

8.4. AMOSTRA JB14 – DIQUE MÁFICO – TITANITA

Cristais de titanita foram extraídos da mesma amostra do dique JB14 referente às análises de zircão descritas anteriormente. Observam-se três populações de cristais de titanita: uma formada por cristais translúcidos, outra de coloração laranja, e a terceira por grãos de coloração marrom escuro.

Foram analisados 12 pontos em diferentes cristais de titanita, pelo método U-Pb em aparelho LA-MC-ICP-MS (ver anexo). A maioria dos dados é muito discordante e/ou apresenta outros problemas analíticos. Por isto, obteve-se uma idade-concórdia com os dois *spots* que mostraram discordância menor que 10% (JB14-T.1 e JB14-T.2). Estes dois *spots* fornecem uma idade concordante em 496 ± 68 Ma (MSWD = 0,031; Probabilidade de concordância = 0,86; Figura 45). O significado deste resultado em titanita será discutido ao final do capítulo, mas, em linhas gerais, corrobora a idade-concórdia de zircão para a amostra JB14 (Figura 44).

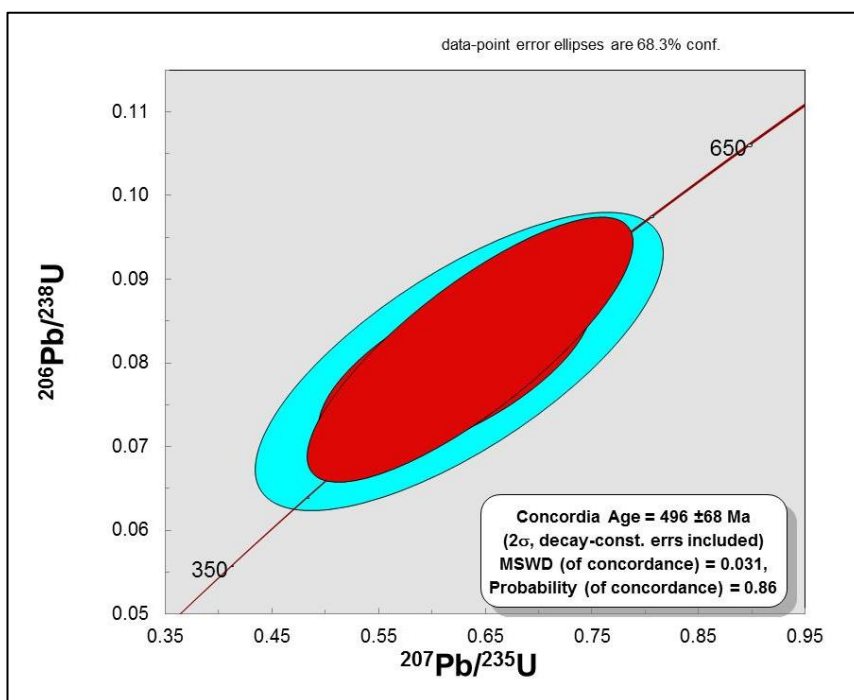


Figura 45. Diagrama concórdia Wetherill para os cristais de titanita da amostra JB14.

8.5. AMOSTRA JB16 – DIQUE MÁFICO – ZIRCÃO

A amostra engloba fragmentos coletados do centro às bordas do dique máfico JB16 (Figuras 46 e 47). Este dique está encaixado em granito foliado da Suíte Ataléia (Supersuíte G2), que aflora nos arredores da cidade de Pendanga (UTM: 349047/7003491). O dique mostra fraturas longitudinais de direção NNW, correspondentes ao Feixe Colatina, no qual se encaixa.

Nas bordas do dique ocorre olivina basalto porfírico com textura subofídica, passando, rumo ao centro, a olivina diabásio porfírico com textura intersticial. Estas rochas apresentam grandes (“mega”) fenocristais de plagioclásio e pequenos (“micro”) fenocristais de olivina. O ortopiroxênio perfaz cerca de 20 a 15% do volume dessas rochas, e o clinopiroxênio em torno de 10 a 5%.

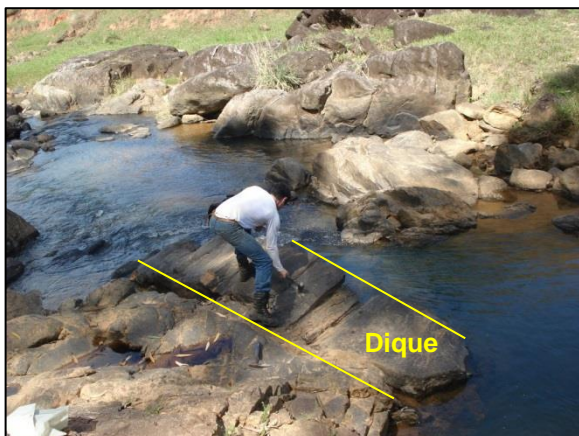


Figura 46. Afloramento da amostra JB16, selecionada para datação U-Pb.

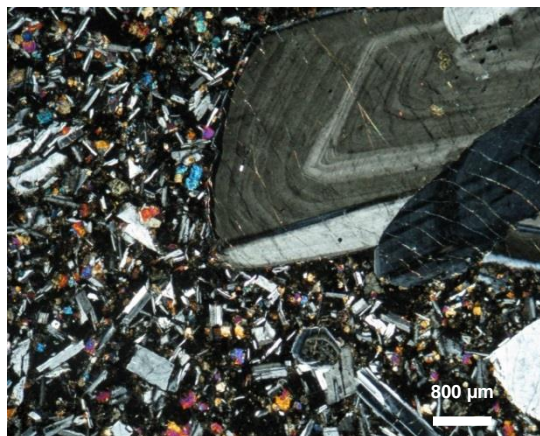


Figura 47. Fotomicrografia (nicóis cruzados) de diabásio JB16, com fenocristais de plagioclásio.

As imagens CL mostram que os zircões mais jovens são, em geral, subédricos, prismáticos curtos, com pelo menos uma borda piramidal, sendo {101} a forma dominante (Pupin 1980). Nestes grãos jovens, o zoneamento oscilatório é característico de zircões magmáticos (Figura 32). Os grãos com idades antigas são marcados por formas subarredondadas e/ou presença de núcleo com borda de recristalização.

As razões Th/U (Figura 33) dos *spots* analisados nos zircões mais jovens apresentam valores ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ entre 0,03 e 0,07) que evidenciam recristalização metamórfica (*spots* 52.1, 48.1 e 25.1), assim como valores indicativos de origem ígnea (*spots* 46.1, 42.1 e 16.1). Os grãos mais velhos mostram razões Th/U compatíveis com rochas magmáticas, à exceção do *spot* 41.1 (Figura 32).

Os sessenta grãos de zircão analisados para a amostra JB16 mostram idades do Paleoproterozóico ao Neoproterozóico, e uma grande concentração de valores no Cambriano (resultados em anexo). Os dados dos seis *spots* que apresentam as idades mais jovens (JB16A-10.1, JB16A-25.1, JB16A-42.1, JB16A-46.1, JB16A-48.1, JB16A-52.1) fornecem a idade-concordância de 509 ± 16 Ma (MSWD = 0,0023, Probabilidade de concordância = 0,96; Figura 49). Este valor sugere a época de cristalização magmática do dique JB16 e é corroborado pela idade de titanita que se apresenta adiante.

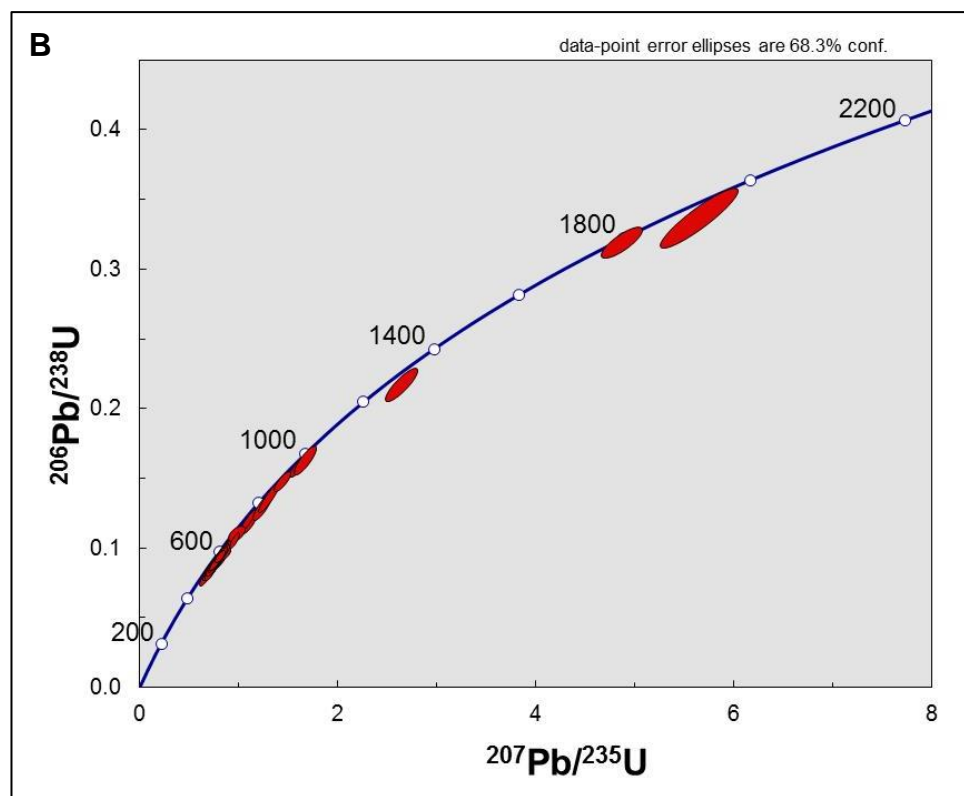
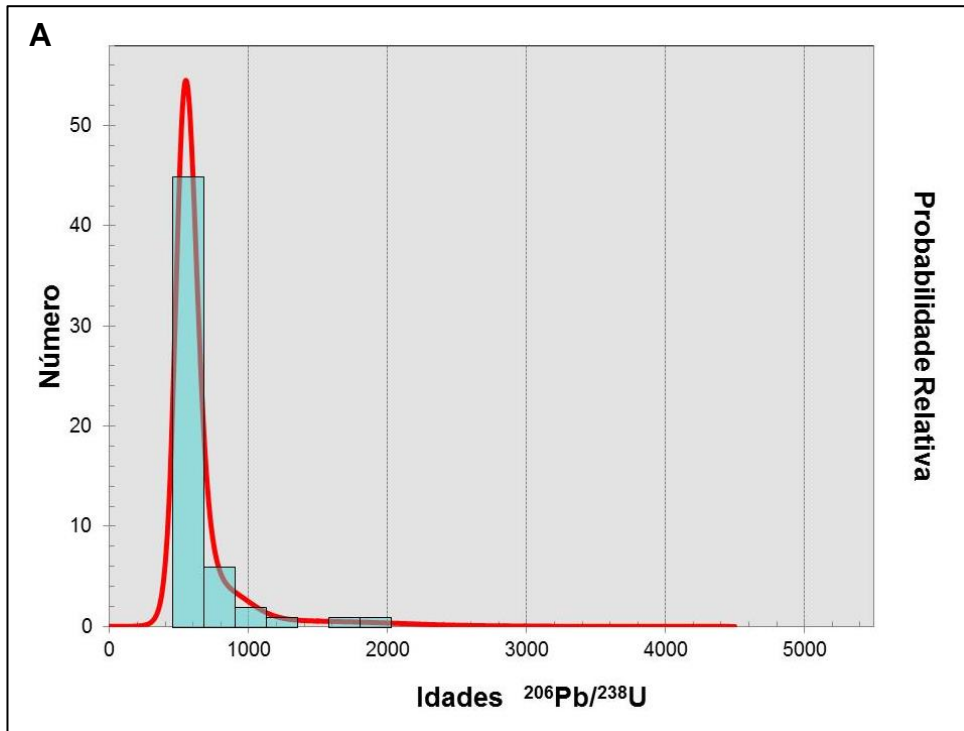


Figura 48. A e B, histograma e diagrama concórdia para os spots em grãos de zircão da amostra JB16.

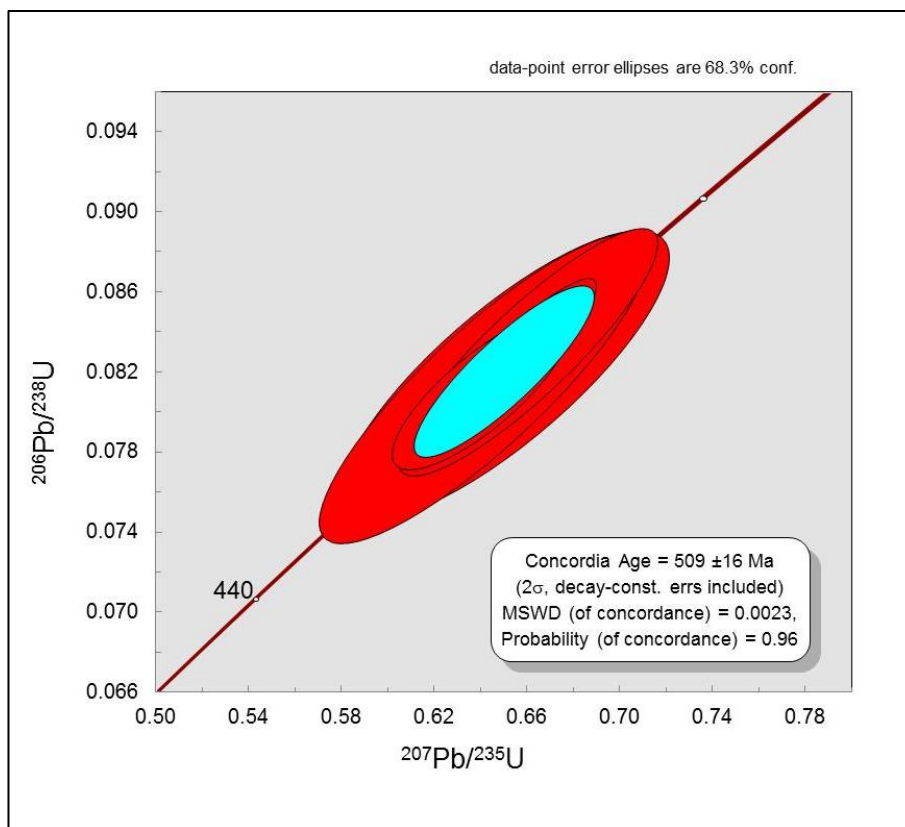


Figura 49. Idade-concórdia para a amostra JB16.

8.6. AMOSTRA JB16 – DIQUE MÁFICO - TITANITA

Os numerosos cristais de titanita extraídos da amostra JB16 evidenciam quatro conjuntos: i) grãos claros e translúcidos; ii) grãos de coloração esverdeada; iii) grãos de amarronados e; iv) cristais de coloração marrom escuro.

Dos 28 pontos analisados em diferentes cristais de titanita, apenas três (T.2, T.7 e T.10) forneceram idades com discordância menor que 10% concordantes e boa acurácia analítica. Estas três análises apontam para uma idade concordante de 513 ± 36 Ma (MSWD = 0,020; Probabilidade de discordância = 0,89; Figura 50).

As idades-concórdia de zircão (509 ± 16 Ma) e titanita (513 ± 36) são iguais, considerados os erros, e sugerem a época de cristalização magmática do dique JB16.

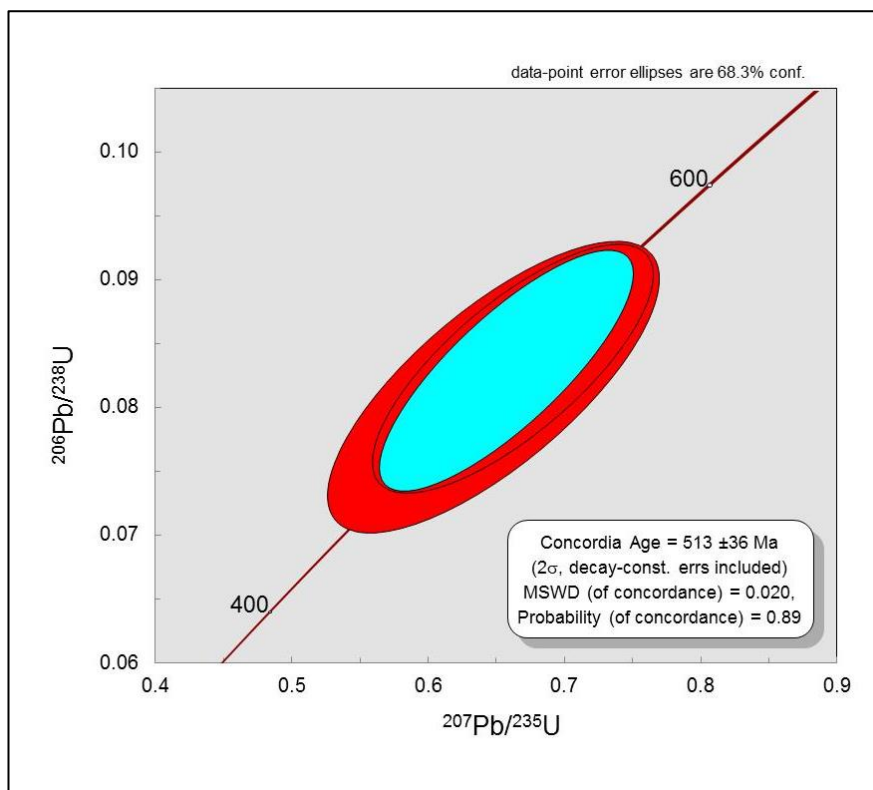


Figura 50. Idade-concórdia de grãos de titanita (amostra JB16).

8.7. AMOSTRA JB20B – PARAGNAISSE GRANULITIZADO – ZIRCÃO

A amostra JB20B é de um paragnaisse granulitizado do Complexo Nova Venécia, que hospeda o dique máfico JB20C (apresentado no próximo item). O afloramento (UTM: 342957/7831411) é um extenso corte da rodovia Br-259, ao lado da Pedreira Marbrasa, nos arredores da localidade de Baunilha, ES. Nele está muito bem exposto o contato intrusivo entre o Norito São Gabriel da Baunilha, uma grande intrusão pós-colisional da Supersuíte G5, e o conjunto paragnáissico-migmatítico do Complexo Nova Venécia que, por sua vez, encaixa diques máficos da Suíte Fundão (Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gradim *et al.* 2014, Vieira *et al.* 2014). O conjunto paragnáissico mostra marcante metamorfismo térmico de contato, evidenciado pelo desaparecimento crescente da biotita, concomitantemente à recristalização de ortopiroxênio, granada, cordierita e espinélio, rumo ao contato intrusivo. Tanto o paleossoma do paragnaisse migmatítico, como os neossomas graníticos G2 e G3, e as intercalações de rochas cálcio-silicáticas mostram-se intensamente recristalizadas pelo metamorfismo térmico

de contato imposto pela intrusão norítica G5 de São Gabriel da Baunilha (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

A amostra JB20B foi coletada no contato com o dique máfico JB20c. O paragnaisse granulitizado da amostra JB20B é constituído por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, granada, cordierita, ortopiroxênio, biotita e espinélio (essencialmente hercinita) (Figuras 51 e 52). Como acessórios ocorrem minerais opacos (ilmenita, magnetita, sulfetos), sillimanita, apatita e zircão. Biotita e o espinélio variam inversamente em quantidade, i.e., quando a mica diminui, o espinélio aumenta. A biotita varia desde traços a ausente, no contato intrusivo, a mais de 10% do volume de bandas específicas do paragnaisse em posições mais distantes da intrusão norítica. O ortopiroxênio substitui biotita e forma coronas em torno de granada (Figura 52). Embora seja também enriquecido em cordierita poiquiloblástica, em relação aos granada-biotita paragnaises regionais, este granulito de contato difere marcadamente dos cordierita granulitos formados pelo metamorfismo regional (bem documentados em Gradim *et al.* 2014). Ademais, o granulito peraluminoso desta auréola térmica de contato contém muito mais ortopiroxênio e hercinita do que os paragnaises que atingiram a fácies granulito durante o metamorfismo regional.

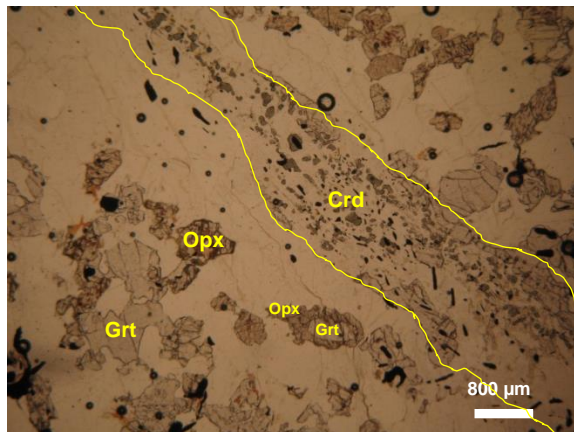


Figura 51. Paragnaisse granulitizado (JB20b), encaixante do dique máfico JB20c, na auréola térmica da intrusão norítica de Baunilha (Marbrasa).

Figura 52. Fotomicrografia (em nicóis cruzados) do paragnaisse granulitizado JB20b. Crd, poiquiloblasto de cordierita rico em inclusões de espinélio verde (hercinita); Grt, granada; Opx, ortopiroxênio.

A amostra do paragnaisse granulitizado JB20B forneceu um grande número de grãos de zircão, cujas imagens CL revelam morfologia externa e texturas internas

heterogêneas (exemplos na Figura 32). Os grãos com idades individuais cambrianas mostram formas equidimensionais multifacetadas, similares ao tipo *soccerball zircon* que se forma, caracteristicamente, em rochas granulíticas de alta temperatura (Schaltegger *et al.* 1999, Harley *et al.* 2007). Estes grãos podem ser considerados como neoformados por recristalização imposta pela auréola térmica da intrusão norítica.

Os grãos de zircão mais velhos mostram formas subarredondadas a arredondadas e/ou bordas recristalizadas, muitas vezes com as partes internas mostrando zoneamento oscilatório típico de zircão magmático formado em rochas graníticas, a exemplo dos grãos reportados por Noce *et al.* (2004) e Gradim *et al.* (2014).

No conjunto dos grãos analisados, as razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ são geralmente compatíveis com rochas magmáticas, variando entre 0,22 e 1,33. Apenas dois grãos apresentam razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ baixas (0,03), indicando recristalização metamórfica. Entretanto, cristais de zircão metamórfico neoformado sob alta temperatura tendem a mostrar razões Th/U similares a rochas ígneas.

Foram analisados diferentes grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP II (resultados em anexo). Destes, dezessete *spots* em 17 grãos, com discordância menor que 10%, foram selecionados para cálculos geocronológicos, após a redução dos dados. No conjunto, observam-se grãos herdados com idades do Paleoproterozóico ao Neoproterozóico, mas significativa concentração de valores no Cambriano (Figura 53). Isto é mais uma sólida evidência da recristalização imposta pela auréola térmica da intrusão norítica G5, uma vez que o metamorfismo regional sob o Complexo Nova Venécia teve seu clímax no intervalo 575 – 560 Ma (Gradim *et al.* 2014 e referências aí citadas).

Em consequência, para se obter a idade do metamorfismo de contato registrado pelo paragnaisse granulitizado, selecionou-se os melhores dados U-Pb obtidos de cristais neoformados de zircão. Os cinco *spots* selecionados (1.1, 4.1, 12.1, 16.1, 17.1) fornecem uma idade concórdia em 520 ± 19 Ma (MSWD = 0,15; Probabilidade de concordância = 0,70; Figura 54), balizadora da época em que o conjunto paragnáissico do Complexo Nova Venécia foi recristalizado, em condições da fácies granulito de alta temperatura, na auréola térmica do Norito São Gabriel da Baunilha. Esta idade, como se apresenta adiante, é similar à idade do próprio norito, e idades fornecidas pelos diques máficos encontrados nos afloramentos JB20 e JB21.

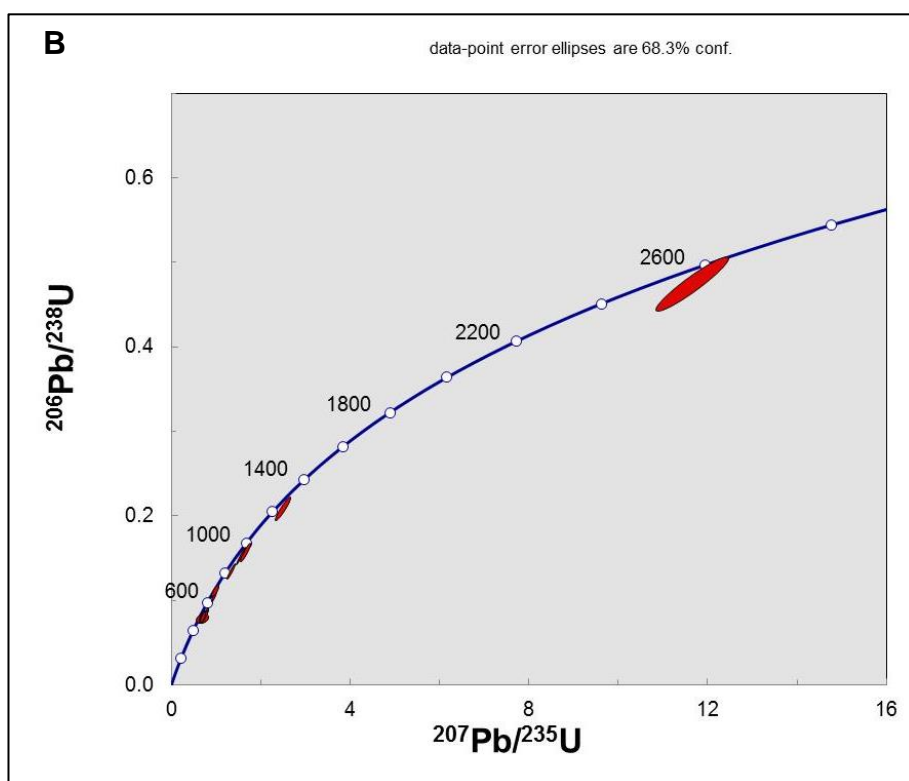
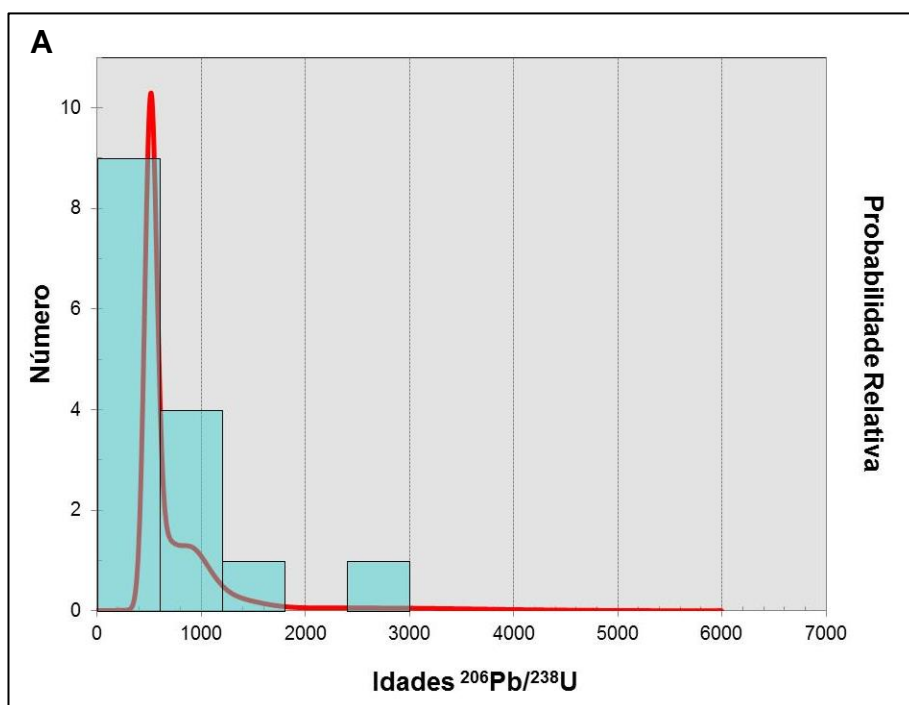


Figura 53. A e B, histograma e diagrama concórdia para todos os *spots* em zircão da amostra JB20b.

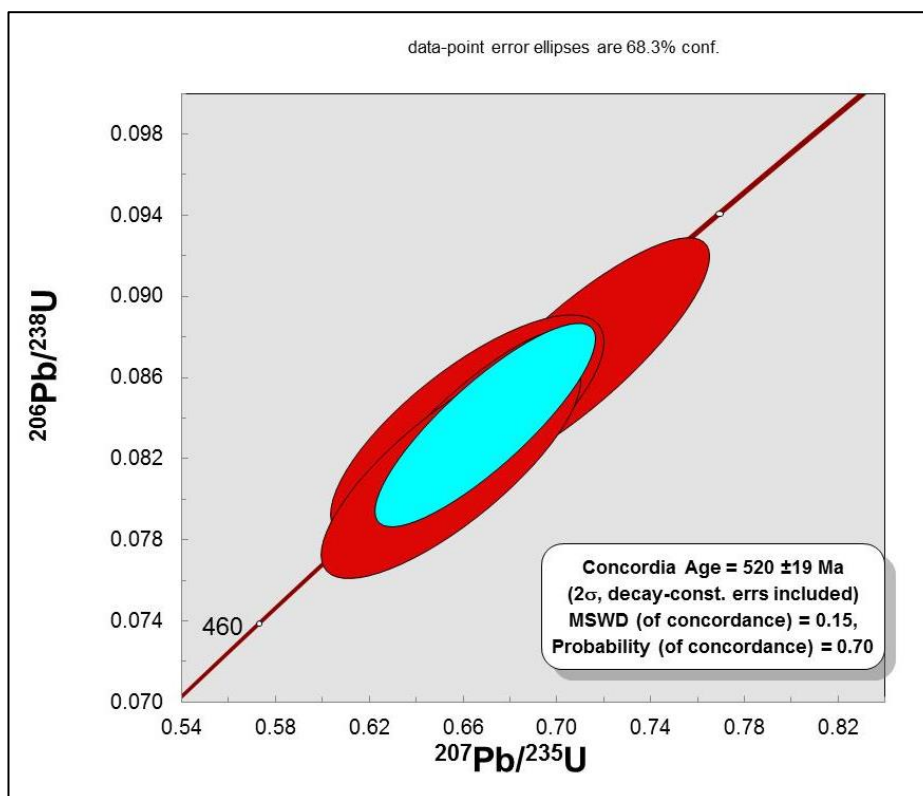


Figura 54. Idade-concórdia para a amostra de paraganisse granulitizado JB20b.

8.8. AMOSTRA JB20C – DIQUE MÁFICO – ZIRCÃO

Esta amostra engloba, principalmente, fragmentos do centro do dique JB20C. Este dique (UTM: 342957/7831411) está encaixado no conjunto paragnáissico-migmatítico granulitizado do Complexo Nova Venécia (amostra JB20B, descrito no item anterior) que aflora em corte da rodovia Br-259, ao lado da pedreira ativa da Marbrasa, nos arredores de São Gabriel da Baunilha. O mesmo dique tem continuidade para o interior desta pedreira, onde se encontra encaixado no Norito São Gabriel da Baunilha (ver itens seguintes deste capítulo).

O dique JB20C é aproximadamente vertical e está encaixado segundo a direção NNW, correspondente ao Feixe Colatina. Estas fraturas apresentam espaçamento relativamente mais denso na rocha encaixante, mas também são observadas no interior do dique (Figura 55). Observam-se, também, fraturas de resfriamento ortogonais aos contatos do dique e suas margens de resfriamento rápido (*chilled margins*), além de evidências de cisalhamento posterior à sua colocação, mas restritas aos contatos.

A amostra do dique JB20C é essencialmente composta por basalto com textura hialofítica. Em sua matriz vítrea se encontram imersos microfenocristais de plagioclásio e piroxênio, orientados por fluxo ígneo paralelamente às bordas do dique (Figura 56).

As imagens de catodoluminescência mostram a predominância de grãos de zircão sub-arredondados a arredondados (Figura 32). As texturas internas destes grãos mostram zoneamento oscilatório típico de grãos magmáticos e núcleos ígneos herdados com bordas recrystalizadas. Subordinadamente ocorrem grãos subédricos, prismáticos longos, com forma {101} dominante (Pupin 1980), zoneamento oscilatório no interior e sobrecrecimento metamórfico. O único cristal mais jovem desta amostra (*ca.* 500 Ma, *spot* 7.1, JB20c, Figura 32) apresenta hábito equidimensional multifacetado, sem zoneamento interno aparente; o que poderia indicar zircão formado em alta temperatura (Harley *et al.* 2007).

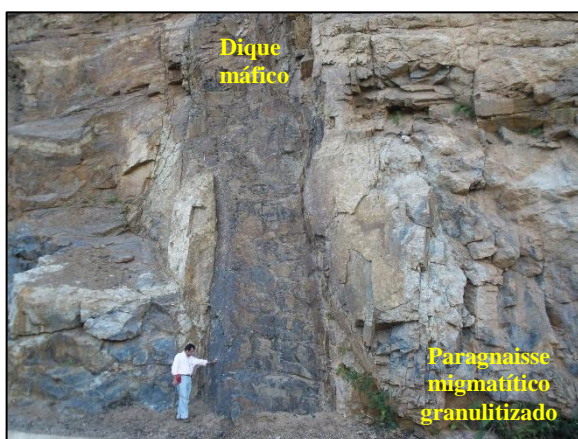


Figura 55. Afloramento do dique JB20c (na foto, o Prof. Fernando Flecha de Alkmim, um dos guias da excursão do Gondwana 14, em 2011).

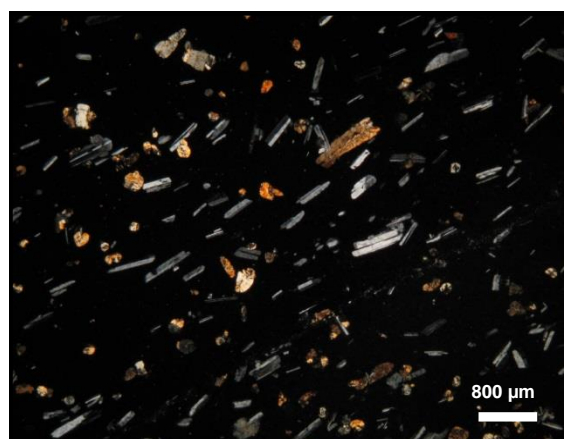


Figura 56. Fotomicrografia (nicóis cruzados) do basalto hialofítico JB20c, com microfenocristais de plagioclásio e piroxênio, orientados por fluxo ígneo.

As razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ dos *spots* analisados nos grãos de zircão da amostra JB20c são compatíveis com rochas magmáticas, variando entre 0,16 e 1,00. Dois grãos com idades individuais do Toniano têm razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ muito altas (1,74 e 2,06). Estes grãos herdados são subédricos, apresentando zoneamento oscilatório no núcleo e bordas de sobrecrecimento metamórfico (1.1. e 8.1, JB20c, Figura 33). Estas altas razões Th/U poderiam refletir recrystalização pelo magma máfico (Wang *et al.* 2011).

Foram analisados diferentes cristais de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP II (resultados em anexo). Destes, dezessete *spots* em 17 grãos foram

selecionados para o tratamento geocronológico, após a redução dos dados. No histograma para todos os grãos de zircão com discordância menor que 10%, nota-se uma grande população de zircões herdados, com idades do Arqueano ao Neoproterozóico (Figura 57).

A distribuição de idades dos grãos de zircão herdados da amostra JB20C é similar à população de zircão que estão reportadas para amostras do Complexo Nova Venécia (Noce et al. 2004, Gradim et al. 2014), sendo comparável com a da amostra JB20b, representante das rochas encaixantes (ver item anterior).

Apenas o *spot* 7.1 (Figura 32) fornece idade do Cambriano (499 ± 20 Ma; Figura 58). Este grão poderia ter sido recristalizado a alta temperatura no interior do magma máfico, ou ser um grão neoforado na auréola de contato (ver amostra JB20B, no item anterior) onde se encaixa o dique JB20C. Contudo, o cristal de titanita analisado aponta para a primeira opção e, desta forma, a idade de cristalização do dique JB20C seria ca. 500 Ma.

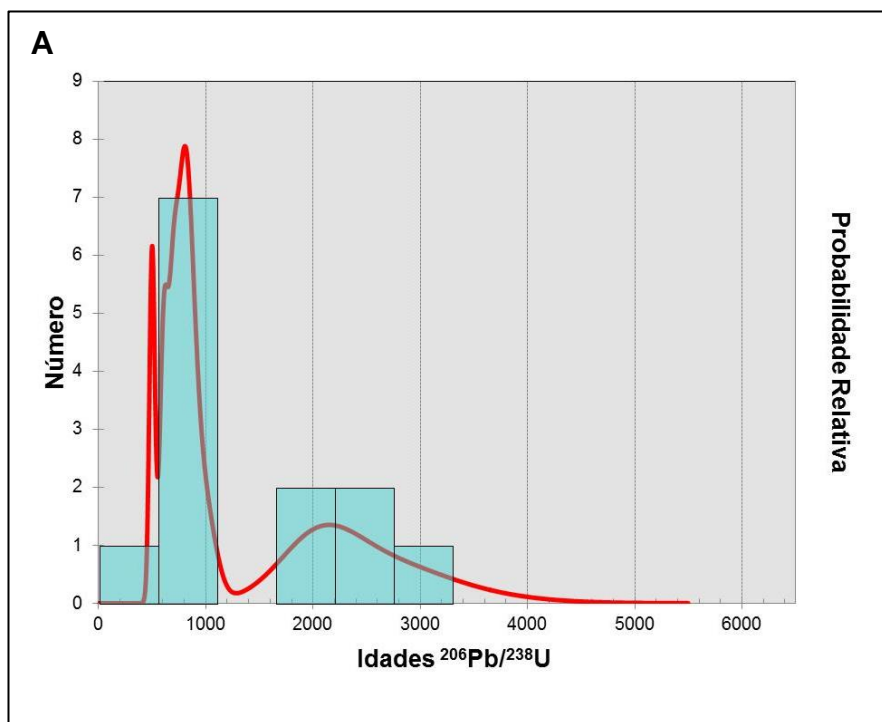


Figura 57A. Histograma de idades para todos os *spots* em grãos de zircão da amostra JB20c.

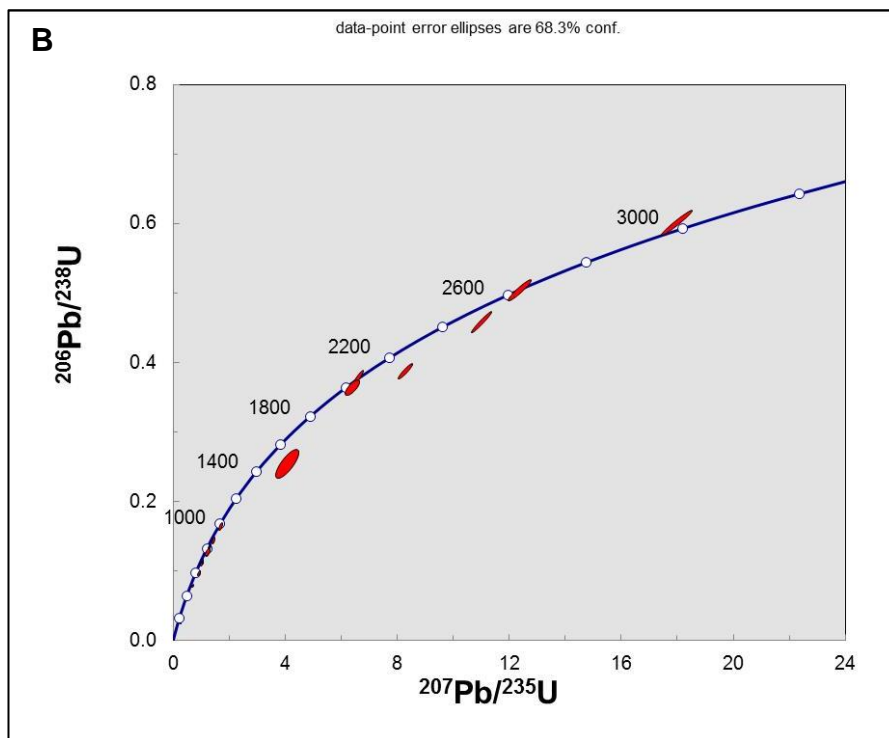


Figura 57B. Diagrama concórdia para todos os *spots* em grãos de zircão da amostra JB20c.

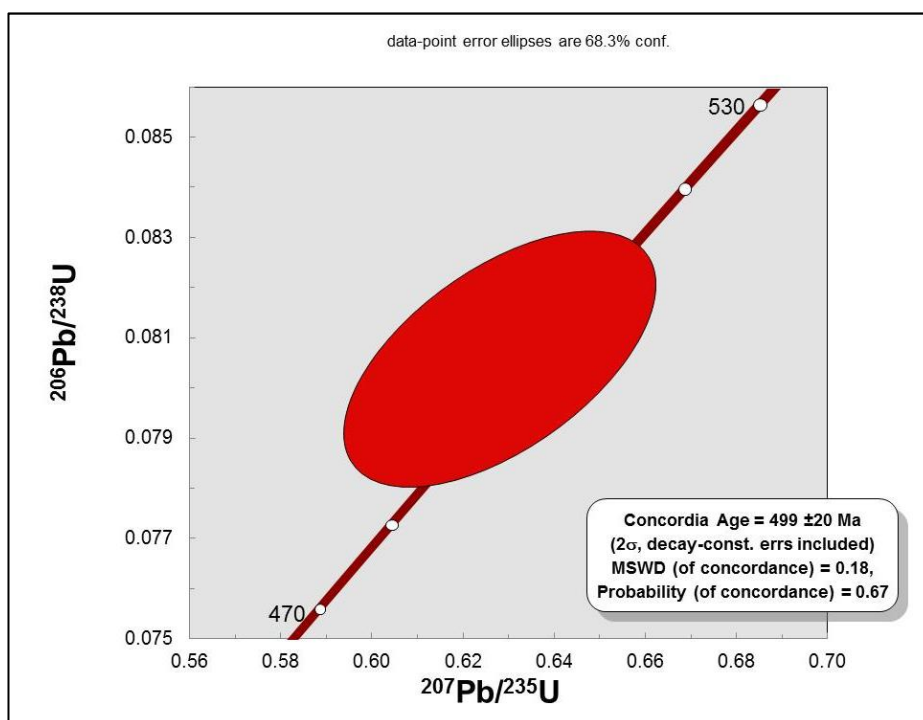


Figura 58. Idade-concórdia para o *spot* 7.1 da amostra JB20c (ver Figura 32).

8.9. AMOSTRA JB20C – DIQUE MÁFICO – TITANITA

Das análises U-Pb realizadas em aparelho LA-MC-ICP-MS, apenas um cristal de titanita translúcida forneceu dados aproveitáveis após a redução. Para este cristal obteve-se a idade U^{238}/Pb^{206} de 510 ± 24 Ma (resultados em anexo). Este valor é compatível, na margem de erro, com a idade do zircão mais novo (499 ± 20 Ma) que foi extraído do mesmo concentrado de minerais pesados da amostra JB20c.

8.10. AMOSTRA JB21A – DIQUE MÁFICO – ZIRCÃO

Esta amostra foi coletada no centro de um dos diques que está encaixado no Norito São Gabriel da Baunilha (Supersuíte G5), em corte da pedreira de “Preto São Gabriel” da Marbrasa S.A. (UTM: 343080/7830570), localizada próximo a Baunilha (município de Colatina, ES). O dique JB21A tem 45 cm de espessura média e foi encontrado em um corte parcialmente desmontado, junto a um bloco deslocado (Figura 59a,b). Na parte do afloramento que permanecia *in situ* observou-se as relações de contato entre o dique e suas rochas encaixantes. Esta exposição mostrou um “sanduíche” rochoso composto de duas partes máficas distintas (o norito do plúton encaixante e o dique) e, no meio, um pegmatito de 25 cm de espessura (Figura 59c,d).

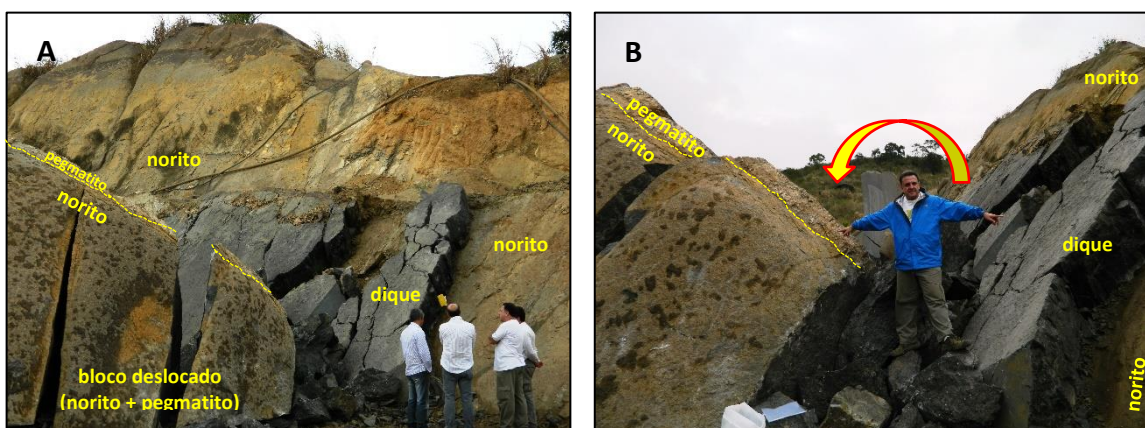




Figura 59. A, vista geral do corte onde aflora o dique JB21A; B, posição do dique em relação ao norito *in situ* e ao bloco deslocado (norito + pegmatito); C, as três rochas (norito, pegmatito, dique de diabásio JB21A) na parte do afloramento que permaneceu *in situ* (Bt, biotita); D, relação de contato entre o dique JB21A e o pegmatito.

As relações de contato entre estas três rochas são distintas. O pegmatito mostra borda de grão relativamente fino, e conjuntos de cristais de biotita e feldspato potássico que cresceram ortogonalmente ao contato com o norito, evidenciando um gradiente termoquímico a partir da encaixante rumo ao interior do corpo pegmatítico. Isto é uma feição comum em pegmatitos tardios relativamente ao resfriamento diferencial com sua rocha encaixante, mesmo que a rocha hospedeira seja a própria fonte da fusão pegmatítica residual (Pedrosa-Soares *et al.* 2001b; London *et al.* 2008). Este tipo de feição é incipiente a ausente do contato do pegmatito com o dique máfico. Ali se observa uma banda escura, cuja margem irregular está voltada para o pegmatito, mostrando, rumo ao dique, superfícies de uma foliação anastomosada, enriquecidas em sulfetos (e respectivos produtos de alteração intempérica), os quais também penetram o interior do pegmatito (figuras 59d, 60a). Esta banda foliada é essencialmente constituída de biotita recristalizada, evidenciando cisalhamento dúctil paralelamente ao contato. No dique, as fraturas que poderiam se relacionar ao resfriamento são mal desenvolvidas e irregulares, mas se observa uma delgada margem mais escura, aparentemente vítrea. Este conjunto de feições evidencia que o dique se alojou após o pegmatito, e que o movimento diferencial entre ambos ocorreu em condições PT de estabilidade da biotita e feldspato potássico (uma vez que este se mantém inalterado). Sugere, também, que o

alojamento do dique ocorreu quando a temperatura ambiente ainda estava próxima da curva (*solidus*) de cristalização do pegmatito (~ 600 °C).

A amostra JB21A, coletada no centro do dique, é um diabásio microporfírico, apresentando pequena quantidade de matriz vítrea e textura subofítica (Figura 60b).



Figura 60. A, detalhes da textura do dique JB21A e de sua borda em contato com o pegmatito; B, fotomicrografia (nicóis cruzados) da parte interna do dique JB21A.

As imagens CL mostram, predominantemente, um conjunto de grãos de zircão subédricos, aciculares a prismáticos longos, com zoneamento interno oscilatório, tendo {100} como forma dominante, que se caracteriza como de origem magmática (Figura 32). Alguns grãos (5.1, 8.1, 9.1 e 12.1) têm morfologia interna subarredondada a arredondada (Figura 32).

As razões Th/U da maioria dos grãos de zircão analisados são muito elevadas, entre 0,75 e 2,35, com média de 1,77 (Figura 33). As razões Th/U extremamente altas são características de zircão de rochas máficas. Dois grãos arredondados têm razões Th/U entre 0,05 e 0,06, compatíveis com zircão metamórfico.

As idades individuais U^{238}/Pb^{206} dos dezessete *spots* analisados, em 17 grãos de zircão, são do Cambriano (*ca.* 503 a 532 Ma; figuras 61 e 62; resultados em anexo).

A idade-concórdia resultante do conjunto de *spots* analisados é 520 ± 3 Ma (MSWD = 2,7; Probabilidade de concordância = 0,10; Figura 62). Se são eliminados os grãos com razões Th/U metamórficas, este valor varia muito pouco. Se são utilizados apenas os grãos mais jovens, com idade abaixo de 520 Ma (para se evitar eventuais heranças das unidades regionais relacionadas aos estágios colisional e pré-colisional), o valor resultante (504 ± 13 Ma) continua similar, na margem de erro, à idade dada por todos os grãos, mas suportado pelos dados de poucos *spots*. Desta forma, considera-se que a idade de cristalização magmática do dique JB21A situa-se em torno de 520 Ma.

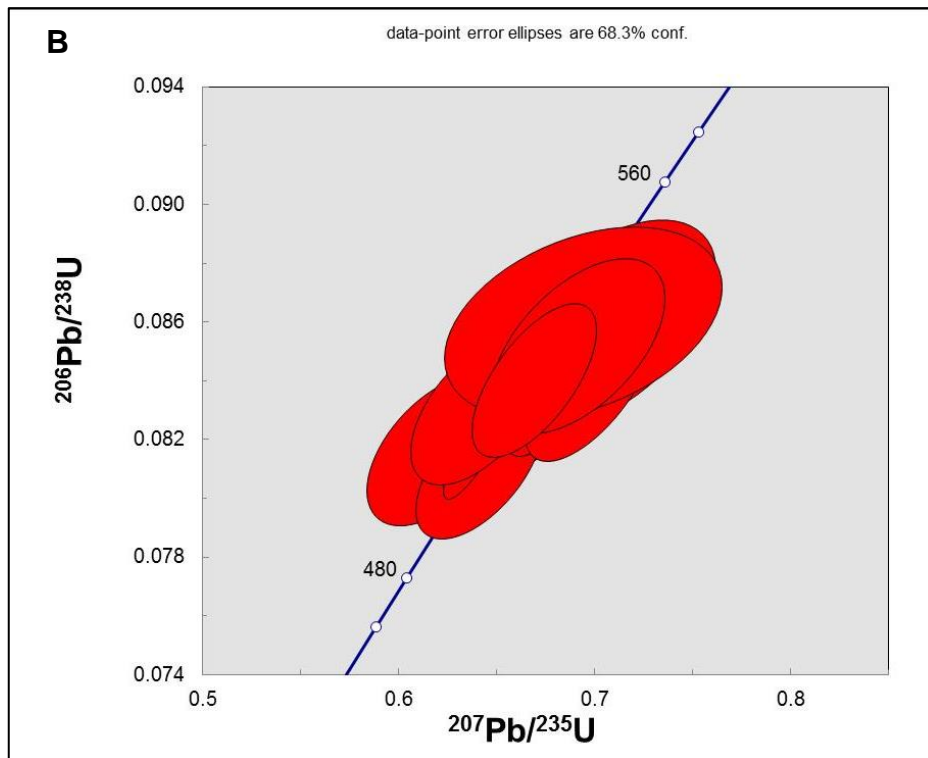
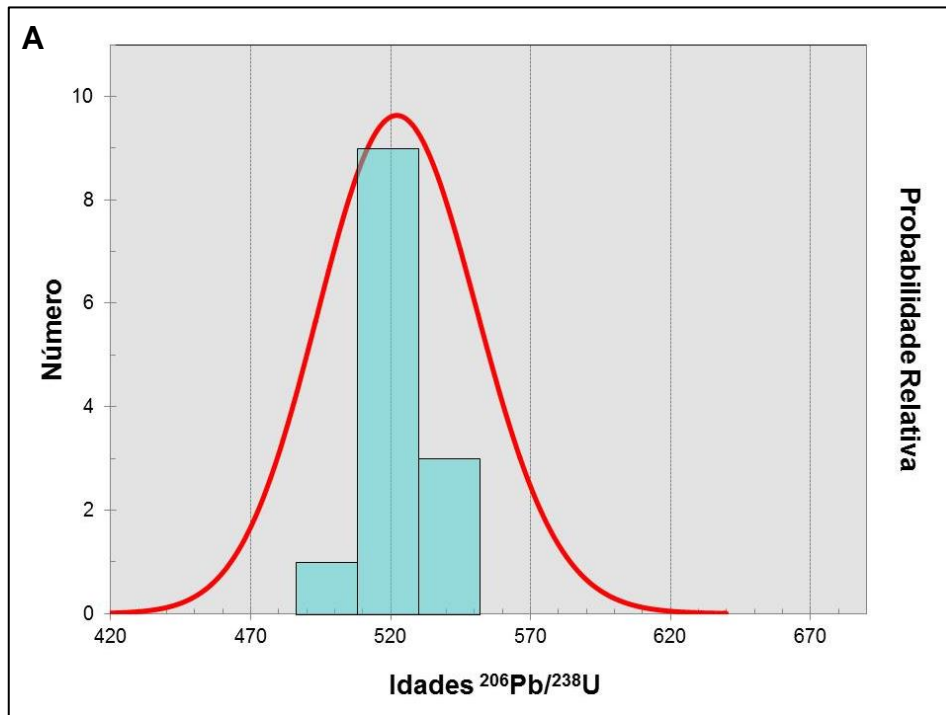


Figura 61. A e B, histograma de idades e diagrama concórdia para todos os spots em grãos de zircão da amostra JB21A.

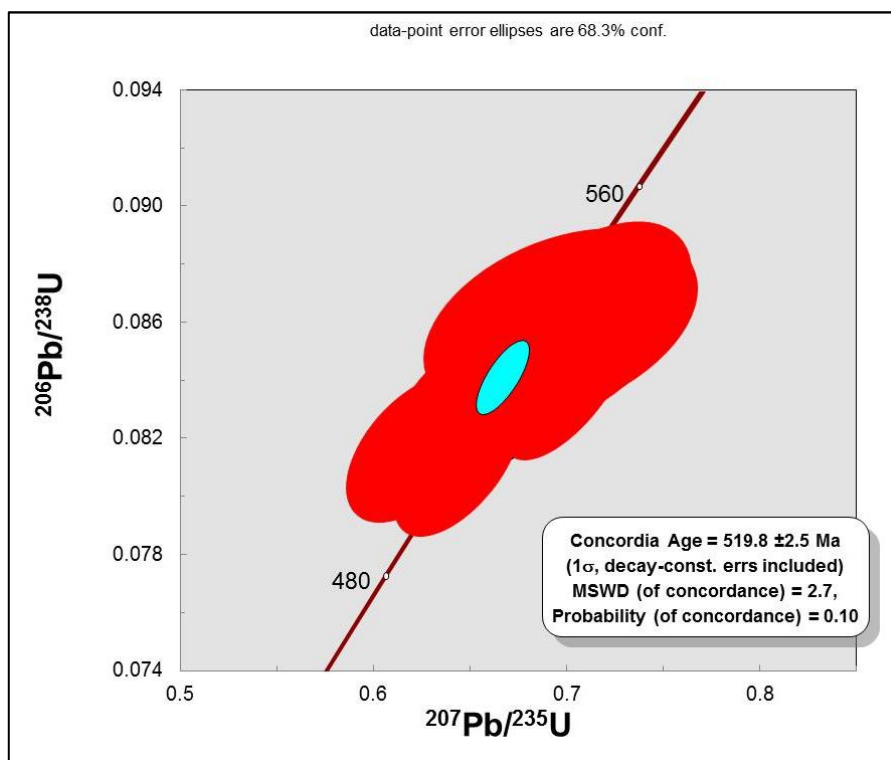


Figura 62. Idade-concórdia Wheterill para a amostra JB21A.

8.11. AMOSTRA JB21B – NORITO SÃO GABRIEL DA BAUNILHA – ZIRCÃO

A amostra JB21B (UTM: 343080/7830570) representa o Norito São Gabriel da Baunilha (Supersuíte G5), que hospeda o dique de diabásio porfirítico JB21A (item anterior) na pedreira de “Preto São Gabriel” da Marbrasa, localizada próximo a Baunilha (município de Colatina, ES).

Onde observado, este norito apresenta textura intergranular média a grossa, e estrutura isotrópica (ou seja, está livre da foliação dúctil regional e, também, de orientação ígnea).

Sua composição essencial é dada por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita. Magnetita, ilmenita, quartzo, apatita e zircão formam a mineralogia acessória. A biotita aumenta em quantidade nas proximidades dos contatos da intrusão com o paragneisse do Complexo Nova Venécia.



Figura 63. O Norito São Gabriel da Baunilha (G5) na pedra da Marbrasa (amostra JB21B).

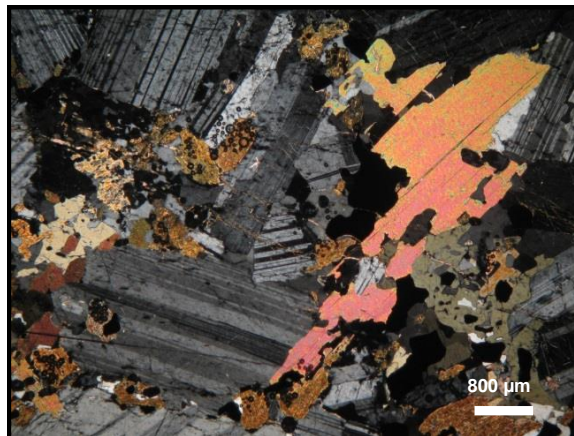


Figura 64. Fotomicrografia (nicóis cruzados) do norito JB21B, selecionado para datação U-Pb.

As imagens CL mostram um conjunto de cristais de zircão euédricos na forma de prismas longos a curtos, predominantemente, a equidimensionais e/ou fragmentados, todos com zoneamento oscilatório tipicamente magmático (Figura 32).

Todos os cristais de zircão analisados apresentam razões Th/U extremamente elevadas, entre 1,61 e 2,39, com média de 1,98, que são características de rochas máficas.

Os dados analíticos de dezesseis *spots* (em 16 cristais de zircão) fornecem somente idades individuais do Cambriano (Figura 65, resultados em anexo). As oito melhores análises resultam em uma idade-concórdia de 524 ± 7 Ma (MSWD = 1,3, Probabilidade de concordância = 0,12; Figura 66).

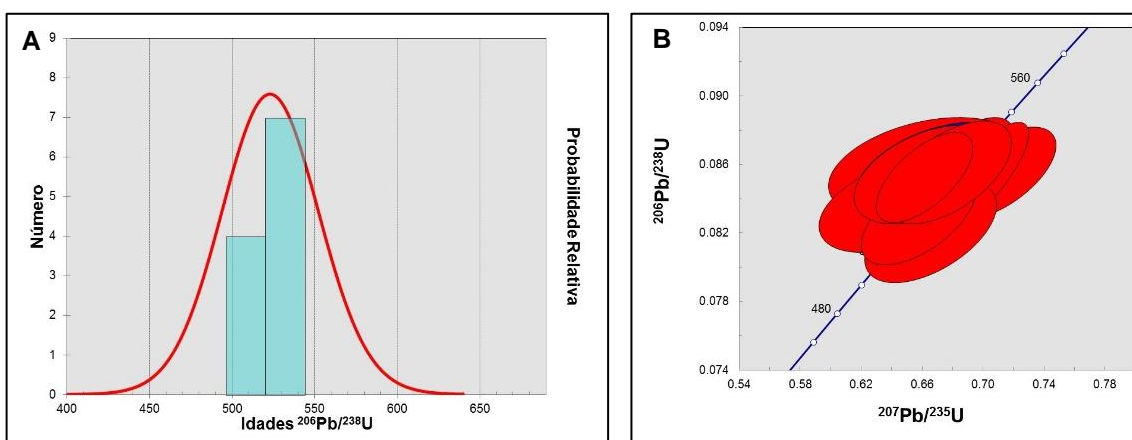


Figura 65. A e B, histograma de idades e diagrama-concórdia para todos os *spots* sobre zircões da amostra JB21B, representante do Norito São Gabriel da Baunilha.

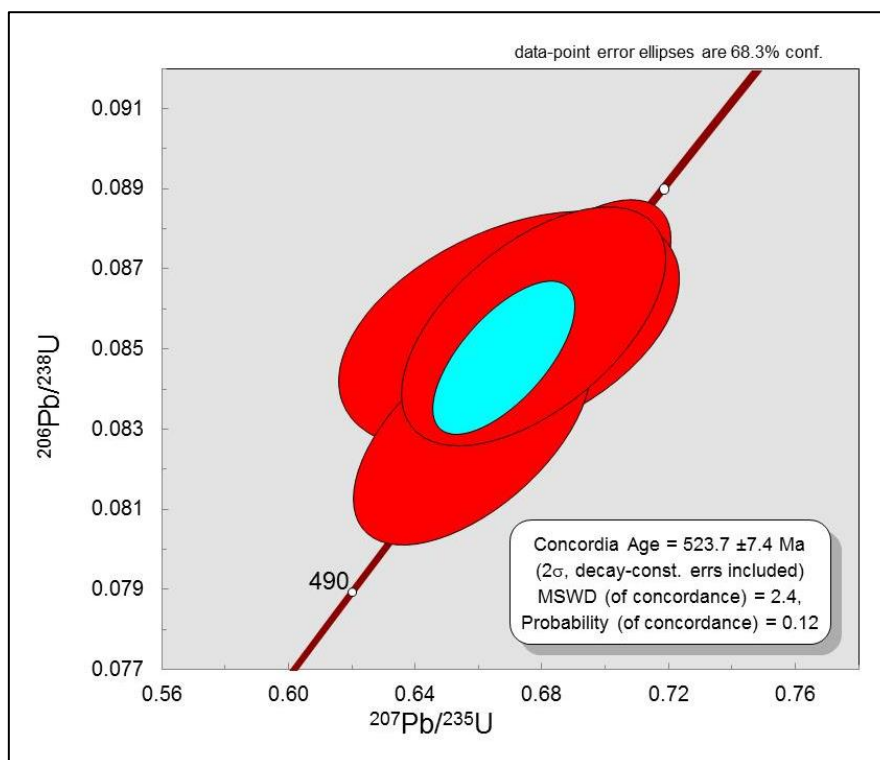


Figura 66. Idade-concórdia para a amostra JB21B (Norito São Gabriel da Baunilha).

8.12. AMOSTRA JF120 – DIQUE ENDERBÍTICO-NORÍTICO – ZIRCÃO

Esta amostra foi coletada em um dique enderbítico-norítico de granulação fina a média, com cerca de 2 m de espessura média, encaixado em charnockito de granulação grossa da Suíte Aimorés (Supersuíte G5), em afloramento (UTM: 316506/7793310) nas proximidades do município de Alto de Santa Maria, ES. Apesar do contraste de granulação que marca o contato brusco entre o dique e a rocha hospedeira, observa-se ausência de margem de “congelamento” (*chilled margin*), assim como fraturas ortogonais mal desenvolvidas no dique, sugerindo que o contraste térmico entre ambos foi relativamente pequeno (Figura 67). O dique tem a mesma direção do Feixe Colatina, cujas fraturas são observadas na rocha encaixante.

Diques desta natureza ocorrem no interior de plútons da Suíte Aimorés e são considerados co-genéticos a estas intrusões da Supersuíte G5 (Wiedemann *et al.* 2002; De Campos *et al.* 2004).



Figura 67. Dique enderbítico-norítico (~2 m de espessura) de granulação fina a média, do qual se retirou a amostra JF120, encaixado em charnockito de granulação grossa da Supersuíte G5.

As imagens CL mostram cristais de zircão prismáticos longos a curtos, alguns fragmentados, com zoneamento oscilatório tipicamente magmático (Figura 32). Todos os *spots* analisados nestes cristais de zircão apresentam razões Th/U elevadas, entre 0,49 e 2,24, com média de 1,01, que podem ser consideradas como características de rochas máficas.

Dezesseis *spots* em 16 cristais, analisados pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP II, foram selecionados para os cálculos geocronológicos (resultados em anexo). As idades individuais concentram-se no Cambriano (Figura 68), em torno de 520 Ma, à exceção de um grão herdado com idade neoproterozóica (*ca.* 870 Ma).

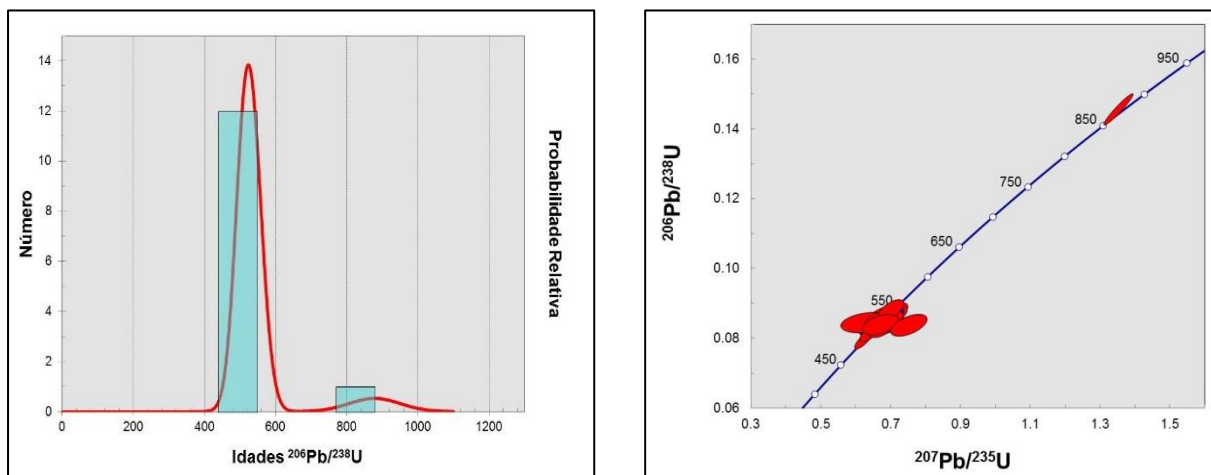


Figura 68. Histograma de idades e diagrama concórdia para todos os *spots* em grãos de zircão da amostra JF120.

Os dados dos seis *spots* (D4.1, D5.1, D7.1, D11.1, D12.1 e D14.1) com melhor consistência analítica fornecem a idade concórdia de 525 ± 10 Ma (Figura 69) para a cristalização magmática do dique enderbítico-norítico JF120.

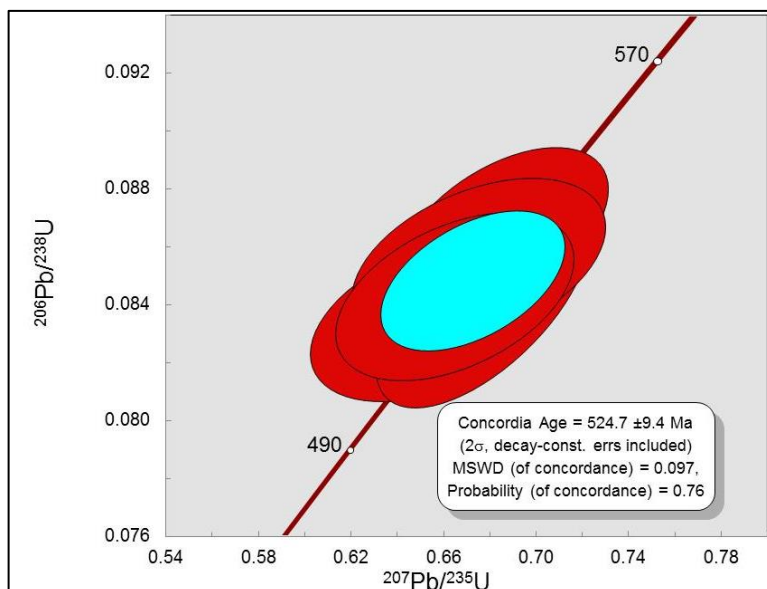


Figura 69. Idade-concórdia para a amostra JF120 (525 ± 10 Ma (MSWD = 0,097; Probabilidade de concordância = 0,76).

8.13. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS U-Pb

A Tabela 6 apresenta um sumário das idades U-Pb obtidas de zircão e titanita, extraídos de amostras de diques máficos da Suíte Fundão e algumas de suas rochas encaixantes (o Norito São Gabriel da Baunilha e um paragnaisse granulitizado do Complexo Nova Venécia), além de um dique enderbítico-norítico encaixado em charnockito da Suíte Aimorés (Supersuíte G5), conforme as descrições apresentadas nos itens anteriores deste capítulo.

Um dos fatos constatados em todas as tabelas de dados U-Pb (resultados em anexo), e mesmo nos dados brutos (antes da redução), é que **nenhuma** idade similar às idades Ar-Ar (*ca.* 134 a 165 Ma) foi fornecida por zircão ou titanita, nem mesmo pela amostra (D15) que tem dados fornecidos pelos dois métodos.

Amostra	Rocha, Unidade	Idades U-Pb	
		Zircão	Titanita
D15	Dique máfico, Suíte Fundão	498 ± 16 Ma	
JB08	Dique máfico, Suíte Fundão	499 ± 12 Ma	
		Borda: 482 ± 25 Ma Núcleo: 568 ± 18 Ma Borda: 523 ± 20 Ma Núcleo: 602 ± 19 Ma	
JB14	Dique máfico, Suíte Fundão	506 ± 10 Ma	496 ± 68 Ma
JB16	Dique máfico, Suíte Fundão	509 ± 16 Ma	513 ± 36 Ma
JB20B	Paragnaisse do Complexo Nova Venécia, granulitizado na auréola de contato do Norito São Gabriel da Baunilha (JB21B)	520 ± 19 Ma	
JB20C	Dique máfico, Suíte Fundão, encaixado em JB20B	499 ± 20 Ma	510 ± 24 Ma
JB21A	Dique máfico, Suíte Fundão, encaixado em JB21B	504 ± 13 Ma (se considerados somente os cristais neoformados mais jovens) ou 520 ± 3 Ma (<i>todos os spots</i>)	
JB21B	Norito São Gabriel da Baunilha (Supersuíte G5)	524 ± 7 Ma	
JF120	Dique enderbítico-norítico, encaixado em charnockito da Supersuíte G5	525 ± 10 Ma	

Tabela 6. Dados geocronológicos U-Pb para amostras de diques máficos da Suíte Fundão.

Neste sentido, o caso das idades obtidas de titanita chama mais a atenção, em vista da temperatura de fechamento do seu sistema U-Pb. Segundo a literatura tradicional, as idades U-Pb de titanita devem ser interpretadas como a idade de cristalização ou recristalização deste mineral sob temperaturas de cerca de 500 °C (Zhang & Scharer 1999). Entretanto, estudos sobre a retenção do Pb radiogênico herdado por cristais de titanita evidenciam que a temperatura de fechamento do sistema U-Pb neste mineral pode chegar a 750 °C (Spencer *et. al.* 2013). Desta forma, mesmo a titanita herdada por um corpo ígneo entraria em recristalização e re-homogeneização isotópica acima desta temperatura (750 °C), tendendo a apresentar idades próximas ou iguais àquelas que são fornecidas por cristais de zircão para a cristalização do magma hospedeiro (McLeod *et. al.* 2013).

No caso dos diques da Suíte Fundão, o magma hospedeiro dos cristais de titanita analisados é basáltico, tendo, portanto, temperatura mínima de cristalização em torno de 1100 °C. Esta temperatura é cerca de 350 °C maior do que a temperatura máxima (750 °C) registrada para a cristalização de titanita em sistemas ígneos. Desta forma, a temperatura do magma basáltico que formou os diques é mais do que suficiente para re-homogeneizar, em larga escala a totalmente, o sistema U-Pb dos cristais de titanita analisados, independentemente de sua origem. Além disso, os diques estudados têm dimensões avantajadas, mesmo sendo muito mais extensos lateralmente (dezenas a centenas de metros) do que espessos (muitos decímetros a metros). Desta forma, as idades U-Pb obtidas para os cristais de titanita, a despeito de seus erros relativamente grandes, sugerem fortemente que a cristalização dos diques máficos da Suíte Fundão ocorreu em torno de 510 Ma (Tabela 6).

A interpretação das idades U-Pb obtidas dos grãos de zircão é mais complexa, mas o resultado mais provável também remete para cristalização magmática dos diques máficos no Cambriano. A grande maioria das idades de zircão em torno de 500 Ma foi obtida de bordas recristalizadas e de pequenos cristais com características de zircão típico de rocha máfica, sugerindo que houve recristalização e neoformação de zircão dentro do magma basáltico no Cambriano. Ademais, estes grãos de zircão ocorrem em todos os diques estudados, independentemente da idade e composição de suas rochas encaixantes; *i.e.*, ocorrem em diques encaixados em:

- paragneisses migmatíticas do Complexo Nova Venécia, cujos leucossomas graníticos mais jovens têm idade em torno de 535 Ma (Noce *et. al.* 2004; Gradim *et. al.* 2014), exceto quando metamorfisados em auréolas de contato de intrusões pós-colisionais da Supersuíte G5 (como é o caso da amostra JB20b);

- granitos colisionais das suítes Ataléia e Carlos Chagas, da Supersuíte G2, cujas idades de cristalização situam-se no intervalo de ca. 585-560 Ma, apresentando leucossomas G3 que podem ter idades tão jovens quanto cerca de 530 Ma (Castañeda *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et. al.* 2011, Silva *et. al.* 2011, Gradim *et al.* 2014), ou ainda sofrerem recristalização em auréolas de metamorfismo de contato de intrusões G5 (Roncato *et al.* 2012, Gradim *et al.* 2014; ver também descrição do afloramento JB20b);

- intrusões pertencentes à Supersuíte G5 que representa o importante evento de magmatismo pós-colisional regional, incluindo plútons de composição máfica (gabros a noritos) e granítica (granitoides e seus correspondentes com hiperstênio ou

charnockitóides), datados entre cerca de 525 Ma e 480 Ma (De Campos *et. al.* 2004, Gradim *et. al.* 2014).

Neste contexto, considerar que toda a população de zircão mais jovem das amostras analisadas representa somente herança crustal significa imaginar que os diques ganharam zircão de corpos G5, durante seu trajeto em profundidade, mas foram se encaixar, em nível crustal mais alto, nas unidades mais velhas da região (que são os paragnaises Nova Venécia e granitos G2). Esta é, sem dúvida, uma explicação impossível de se demonstrar com os dados de superfície e, de fato, muito pouco convincente, porque se sustenta na mera suposição de que o dique atravessou uma intrusão G5 ausente da superfície onde aflora, ou pelo menos em razoável proximidade de seu afloramento. De fato, há evidências sólidas que apontam para a idade cambriana dos diques estudados, como se relata adiante.

O Norito São Gabriel da Baunilha é uma grande intrusão G5 que se destaca nos mapas aeromagnético e geológico, apresentando seu eixo maior grosseiramente orientado ao longo do Feixe de Fraturas Colatina (Figura 70). Esta intrusão é palco de intensa exploração de rocha ornamental, o “Preto São Gabriel”, exposto em diversas pedreiras, tais como uma das pertencentes à Marbrasa S.A., local de coleta das amostras JB21. Aflora, também, ao longo da rodovia BR-259 (João Neiva – Baunilha – Colatina), por exemplo no extenso corte onde se coletaram as amostras JB20, ao lado da pedreira. Esta intrusão norítica está completamente hospedada em paragnaises migmatíticos do Complexo Nova Venécia, os quais apresentam intercalações de rochas cálcio-silicáticas e grande quantidade de leucossomas graníticos peraluminosos atribuíveis às supersuítas G2 e G3. Diques máficos da Suíte Fundão estão encaixados no Norito São Gabriel da Baunilha (e.g., JB21a), assim como em suas rochas hospedeiras (JB20c).

Desta forma, os afloramentos JB20 e JB21 mostram um quadro bem ilustrativo de diques encaixados em rochas hospedeiras do Norito São Gabriel da Baunilha e nele próprio, mas que apresentam idades cambrianas similares, tanto em zircão quanto em titanita (Figura 71). Neste caso, todas as amostras, *i.e.*, de um dique (JB21a), encaixado no norito, o próprio norito (JB21b), o paragnaisse granulitizado no contato do norito (JB20b) e um dique que corta este paragrulito da auréola térmica do norito (JB20c) convergem para uma idade U-Pb, de zircão e titanita, em torno de 510 Ma (Figura 71).

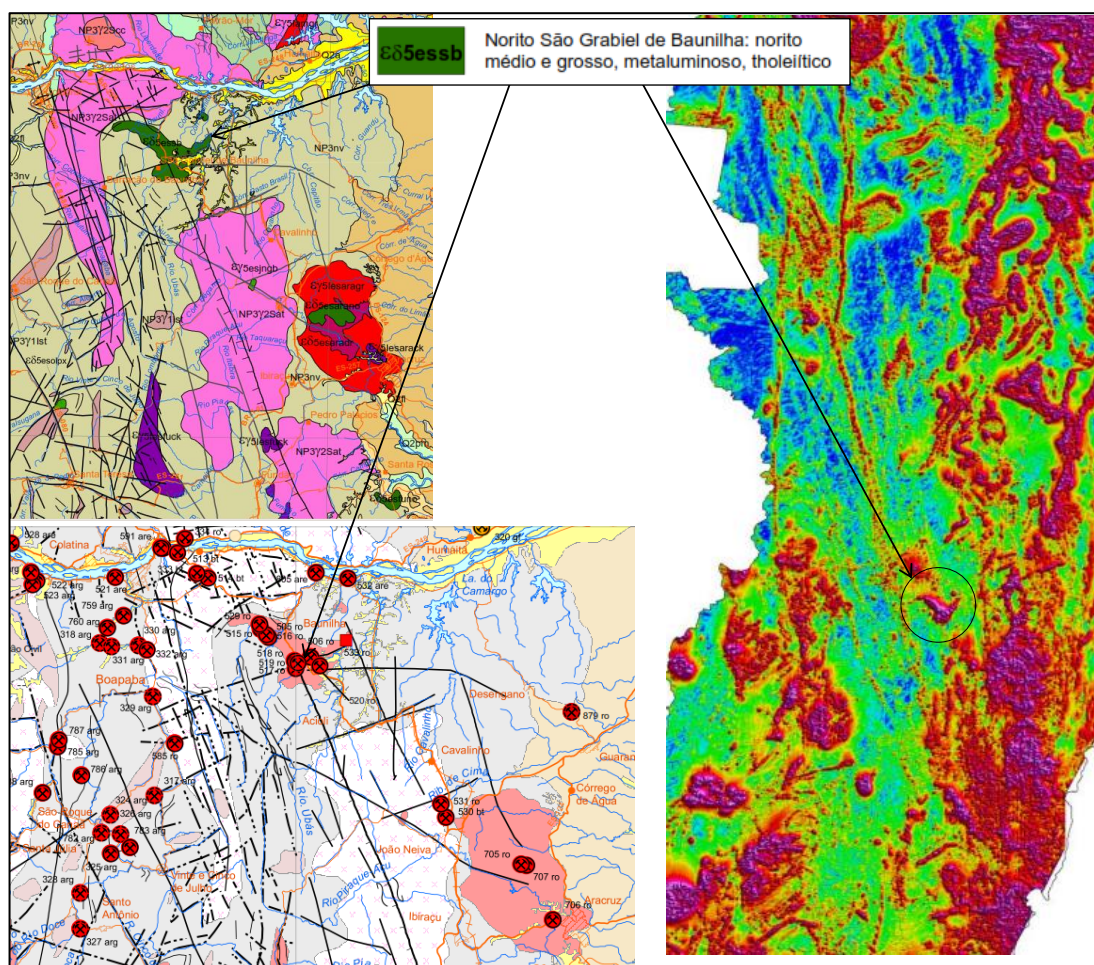


Figura 70. Recortes do mapa geológico (A), mapa tectônico e de depósitos minerais (B), e mapa aeromagnético (representado pelo sinal analítico, C) Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo (escala original 1:1.000.000; Vieira *et al.* 2014), destacando o Feixe de Fraturas Colatina (alinhamentos diversos na direção NNW) e o Norito São Gabriel da Baunilha (setas).

O dique (JB20c), externo ao norito, tem herança de zircões mais antigos em padrão similar à do paragnaisse encaixante (JB20b). Os dados dos *spots* que datam o metamorfismo de contato na amostra do paragnaisse granulitizado (JB20b) resultam, considerados os desvios, em idade virtualmente igual (*ca.* 520 Ma) à da cristalização magmática do norito.

As populações de zircão do dique JB21a (à exceção dos poucos grãos arredondados) e de sua rocha encaixante, o norito JB21b, são semelhantes em morfologia e texturas internas, assim como em termos de distribuição das razões Th/U (Figuras 33 e 72). Este padrão de distribuição das razões Th/U de *spots* com idades similares, do Cambriano, parece ser verificado, pelo menos em parte, nas amostras JF120 (dique enderbítico-norítico), JB16 (dique de diabásio) e JB14 (dique de diabásio),

assim como parece estar representado em alinhamentos similares de pontos nos diagramas das demais amostras. Contudo, nota-se claramente que as amostras com maior quantidade de grãos herdados, antigos, são aquelas que mostram maior dispersão das razões Th/U.

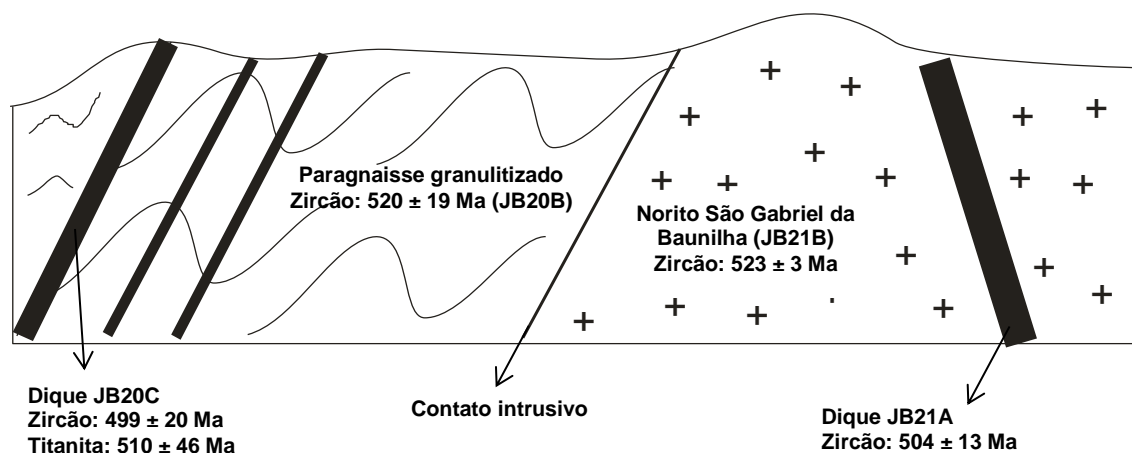


Figura 71. Perfil esquemático (sem escala), ilustrando a relação dos afloramentos JB20 (corte na rodovia Br-259) e JB21 (Pedreira da Marbrasa), que são adjacentes.

Uma outra evidência da idade cambriana para os diques da Suíte Fundão é dada pelos grãos de zircão com núcleo mais velho e borda recrystalizada em torno de 500 Ma. O aparecimento destas bordas de recrystalização, exemplificadas por aquelas dos grãos de zircão do dique JB08 (Figura 38), foram também datadas em muitos grãos de outros diques (nos quais não se analisou o núcleo, devido a restrições financeiras). No caso do dique JB08 fica muito difícil argumentar que estes grãos tenham sido herdados de uma intrusão cambriana G5, pois a rocha encaixante exposta em afloramento é um granito foliado a bandado da Supersuíte G2. Para se dizer que essa borda significa herança, haveria que se imaginar que, antes do dique se encaixar neste granito deformado G2, ele passou, em profundidade, por alguma intrusão G5 que o teria contaminado. Embora isso seja possível, é, com certeza, o caminho de raciocínio mais tortuoso.

Desta forma, considerando todas as informações petrográficas e relações de campo, e os dados analíticos descritos para sustentar as idades U-Pb em zircão e titanita, além da ausência de um único valor que se assemelhe às idades Ar-Ar, se impõe optar pela interpretação de que os diques máficos da Suíte Fundão são contemporâneos às intrusões pós-colisionais da Supersuíte G5.

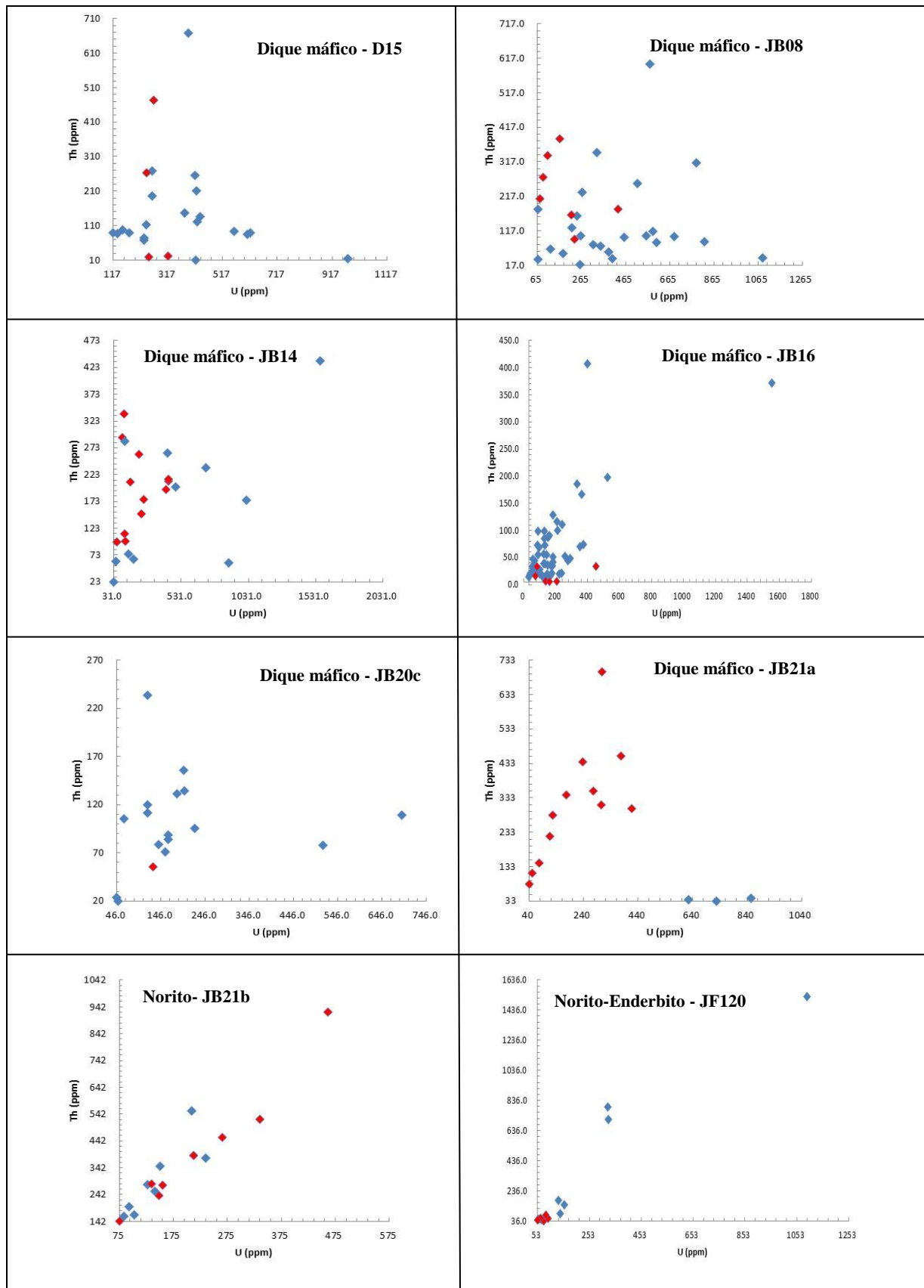


Figura 72. Razões Th/U em zircão das amostras analisadas, destacando-se, em vermelho, os *spots* que foram considerados para cálculo da idade U-Pb.

9. CONCLUSÕES

Os diques máficos da Suíte Fundão são compostos de basalto, diabásio e gabronorito (Tabela 1). Apresentam contatos bruscos com as diversas rochas encaixantes, mostrando bordas de resfriamento rápido (*chilled margins*), variavelmente desenvolvida em espessura, mas sempre inferior a 1 cm, mesmo quando o dique tem espessura métrica.

Estes diques ocorrem alinhados na direção NNW-SSE, ao longo do Feixe de Fraturas Colatina, em cujas fraturas se encaixam, com ramos eventuais voltados na direção NE-SW. Suas ocorrências concentram-se, marcadamente, na área sudeste do Feixe Colatina, onde também ocorrem os muitos plútons graníticos, charnockíticos e noríticos da Suíte Intrusiva Espírito Santo, incluindo o Norito São Gabriel da Baunilha, pertencentes à Supersuíte G5 (figuras 73 e 74). Esta área também se destaca por alta densidade de anomalias magnéticas de direção NNW a NS. A norte de Colatina, as poucas anomalias magnéticas correlacionáveis com os raros afloramentos de diques máficos da Suíte Fundão são extensas e, também, mostram direção NNW a NS (Figura 73).

Os estudos petrográficos evidenciam que os diques máficos da Suíte Fundão são, predominantemente, hipocristalinos, inequigranulares, intergranulares (com grãos de clinopiroxênio anédricos nos interstícios de grãos de plagioclásio subédricos) e intersertais. Sua composição mineralógica é pouco variável, sendo composta por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina. Apatita e minerais opacos (ilmenita, magnetita geralmente em cristais euédricos e sulfetos) são acessórios comuns. Zircão, titanita e feldspato potássico são acessórios raros. Vidro ocorre como material intersticial, envolvendo cristais de plagioclásio e piroxênio. Os litotipos largamente predominantes na Suíte Fundão são basalto porfirítico, olivina-basalto porfirítico, diabásio, olivina-diabásio porfirítico e gabronorito.

Estas rochas integram uma série subalcalina com afinidade toleítica. Classificam-se, quimicamente, como basalto e andesito basalto de médio e baixo potássio, de baixo TiO_2 , mostrando assinatura geoquímica de rochas geradas em ambiente intraplaca. Originaram-se de fontes mantélicas enriquecidas, com marcante contribuição de componentes litosféricos.

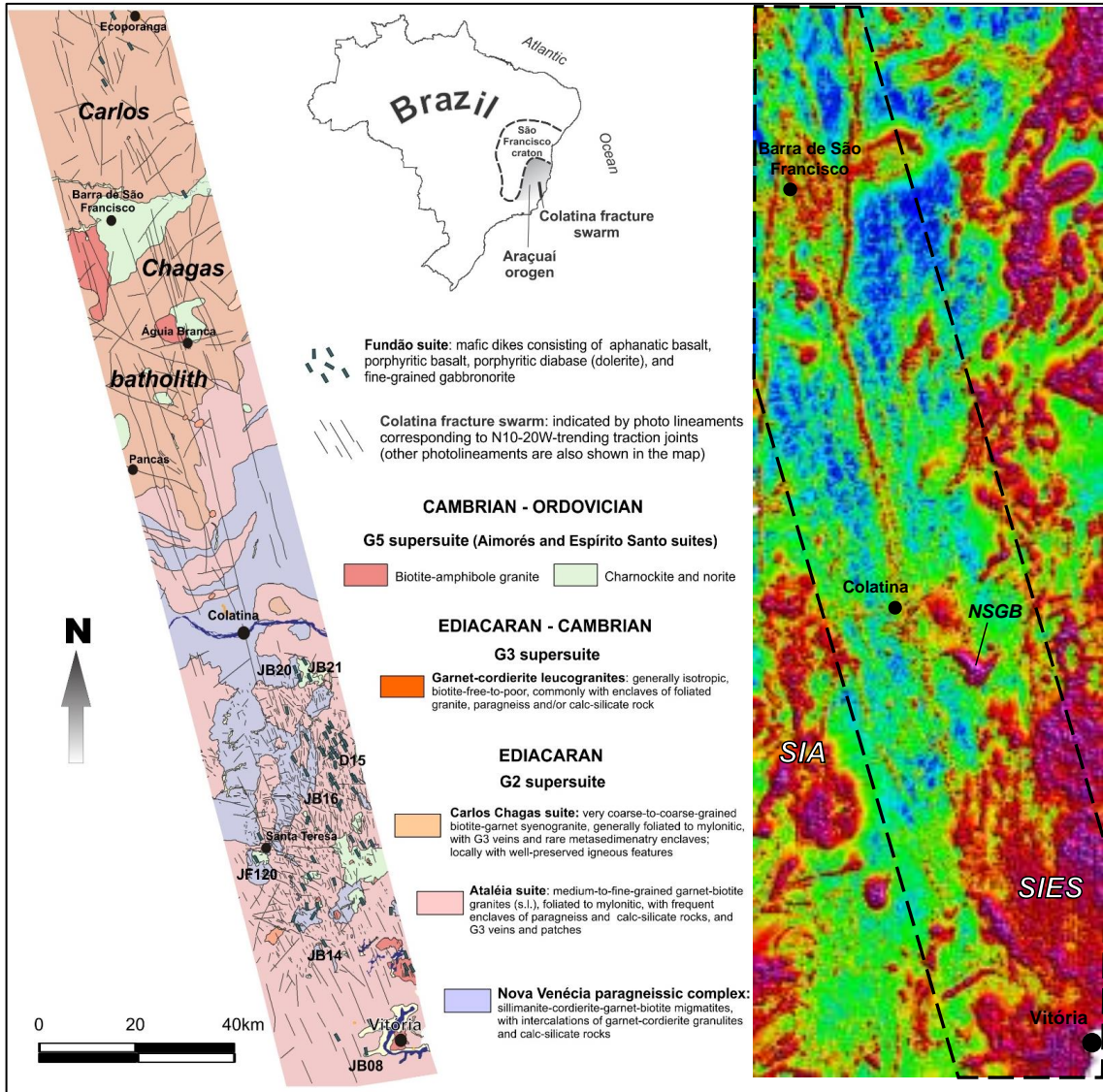


Figura 73. Comparação entre o mapa geológico, com a distribuição de lineamentos correspondentes a fraturas do Feixe Colatina e dos diques da Suíte Fundão (as siglas indicam aqueles que têm datação U-Pb) e o mapa aeromagnético representado pelo sinal analítico (anomalias magnéticas em tons de vermelho a violeta). SIA e SIES, áreas de maior ocorrência das intrusões das suítes intrusivas Aimorés e Espírito Santo (Supersuíte G5), respectivamente. NSGB, Norito São Gabriel da Baunilha.

Os atributos geoquímicos das rochas da Suíte Fundão são muito distintos daqueles encontrados em rochas derivadas de magmas mantélicos primitivos. Em particular, nota-se que as rochas de Tristão da Cunha são caracterizadas por anomalias positivas de Nb e Ta, enquanto as rochas máficas da Suíte Fundão possuem sistematicamente anomalias negativas. Os atributos litoquímicos das rochas da Suíte Fundão sugerem que o processo de fusão ocorreu, primordialmente, em manto litosférico subcontinental. Os diagramas ETR e multielementares corroboram estas evidências ao mostrarem concentrações elevadas de elementos incompatíveis, como Th (média = 36,62 ppm), U (média = 24,85 ppm), Ta (média = 16,01 ppm) e La (média = 32 ppm), e anomalias negativas de Nb e Ta (elementos abundantes na crosta continental), indicando que o magma foi afetado significativamente pela contaminação crustal que causou enriquecimento acentuado em elementos de grande raio iônico, como o Rb (média = 35,35 ppm), Ba (média: 49,77 ppm), Ta e Terras Raras Leves. As anomalias de Eu e Ce também indicam contaminação crustal. As razões isotópicas de Sr (Sr^{87}/Sr^{86} : 0,70596 a 0,71031) e Nd (ϵNd_{500Ma} : -5,70 a -11,74) corroboram a interpretação baseada nos dados litoquímicos, evidenciando que não houve participação direta significativa de manto astenosférico na fonte dos magmas que se cristalizaram nos diques da Suíte Fundão. Enfim, todo o conjunto de dados geoquímicos, incluindo isótopos de Sr e Nd, sugerem que um processo evolutivo de cristalização fracionada com assimilação concomitante (AFC) seria o mais adequado para explicar a origem das rochas máficas da Suíte Fundão.

Como apresentado no capítulo anterior, as análises geocronológicas realizadas, sobre amostras dos diques máficos da Suíte Fundão, pelos métodos Ar-Ar (rocha total e plagioclásio) e U-Pb (zircão e titanita, por SHRIMP II e LA-MC-ICP-MS), resultaram em dois conjuntos de idades muito distintos. O método Ar-Ar forneceu idades do Cretáceo (ca. 134 Ma) e Jurássico (ca. 165 Ma), mas o tratamento dos dados sugere desequilíbrio nos sistemas isotópicos Ar-Ar das amostras analisadas. Por sua vez, as análises isotópicas U-Pb em zircão e titanita apontam para um conjunto de idades em torno de 500 ± 20 Ma que, confrontado com outras evidências discutidas no item anterior, pode ser considerado como a época de cristalização magmática dos diques da Suíte Fundão, analisados nesta tese. Além disso, dois fatos devem ser enfatizados: i) nenhuma idade U-Pb dos diques chegou sequer perto de valores do Cretáceo, nem mesmo aquelas obtidas de cristais de titanita, um mineral muito mais susceptível à alta

temperatura do que o zircão; ii) os dados U-Pb registram, também, marcante herança crustal contida nos diques máficos da Suíte Fundão, fato este já denunciado pelos seus atributos geoquímicos. Ademais, as idades do Cambriano resultaram de amostras dos mais variados tipos de diques da Suíte Fundão: i) diques compostos de basalto com fase vítrea a gabronorito de granulação média, passando por diabásio; ii) diques com margens de resfriamento rápido bem e mal desenvolvidas; iii) diques com espessuras diversas, de decímetros a metros. Estes fatos sugerem diferentes profundidades de alojamento para os diques da Suíte Fundão. Em conclusão, as idades cambrianas dos diques da Suíte Fundão, bem como suas afinidades geoquímico-petroológicas e geocronológicas com intrusões noríticas da Supersuíte G5, sugerem que há relação genética e temporal entre estas suítes magmáticas.

Neste sentido, as distribuições das intrusões G5 no Estado do Espírito Santo seguem dois alinhamentos distintos, um de direção NNE, e outro, coincidente com o Feixe Colatina, na direção NNW (Figura 74): fato este, aliás, destacado por Valeriano *et al.* (2011). Esta mudança de direção tem lugar justamente onde ocorre as maiores quantidades de diques máficos da Suíte Fundão e de intrusões noríticas da Supersuíte G5, associadas a uma marcante maior anomalia magnética (Figuras 73 e 74). É ali, neste setor da mudança de direção, que se encontra também predomínio absoluto da fácies granulito (com ortopiroxênio e hercinita) nos paragnaissees do Complexo Nova Venécia e granitos deformados da Supersuíte G2, denunciando a exposição de nível crustal mais profundo.

Com todo o conjunto de dados apresentados e o cenário regional em mente, sugere-se um modelo pelo qual os diques da Suíte Fundão (ou parte deles?), a exemplo das intrusões da Supersuíte G5, também teriam sua origem relacionada a uma anomalia termal situada no manto litosférico subcontinental, provocada por *slab break-off* com delaminação mantélica associada, durante a fase de colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (Figura 75). Este processo implicaria, também, em anomalias gravitacionais (e topográficas) na região, as quais poderiam se relacionar a rápidas variações na exumação de plútons G5 e suas rochas hospedeiras que, em nível crustal superior, seriam cortados por diques da Suíte Fundão. Destaca-se que zonas de retroarco são particularmente susceptíveis a tais processos relacionados a anomalias térmicas (vide Gradim *et al.* 2014 e referências aí citadas).

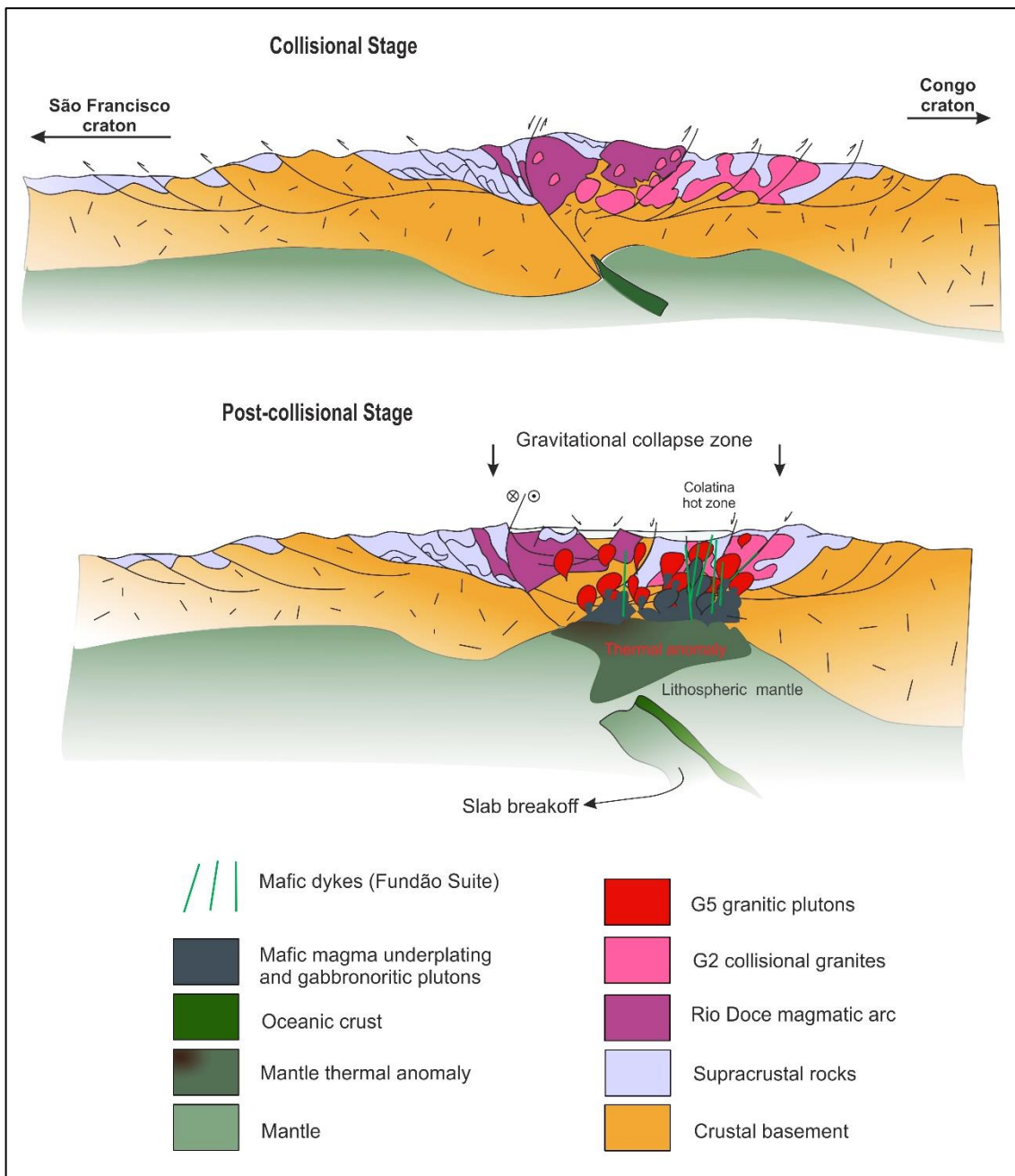


Figura 75. Modelo geotectônico para a origem dos diques máficos da Suíte Fundão, associados à gênese da Supersuíte G5, ambos relacionados à uma grande anomalia termal situada no manto litosférico subcontinental (modificado de Gradim *et al.* 2014).

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F. & Cruz S.C.P. 2005. Cratógenos, aulacógenos, orógenos e sua interação: O caso do Cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/ pan-africanos adjacentes. In: SBG, Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 3, Anais, p.185-187.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.*, 149: 43-64.
- Alkmim, F.F.; Pedrosa-Soares, A.C; Roncato, J.; Gradim, C.; Belém, J.; Voll, E. 2012. O Feixe de Lineamentos Colatina. Roteiro de Excursão, Rede de Estudos Geotectônicos (inédito).
- Almeida F.F.M. & Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira: setor setentrional. In: F.F.M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) O Pré-Cambriano do Brasil. Editora Edgar Blücher, São Paulo, pp.: 282-307.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364. Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher, São Paulo, 387p.
- Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e revelações tectônicas do Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revistas Brasileiras de Geociências*, 16: 325-349.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 1989. Magmatic occurrences of post-Permian age of South American Plataform. *Boletim do IG-USP – Série Científica*, 20: 71-85.
- Almeida F.F.M., Neves B.B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth-Science Reviews*, 50:77-111.
- Almeida F.F.M. 2004, *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*. Organizadores: Virginia Mantesso-Neto, Andre Bartoreli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamin Bley de Brito-Neves. 647p. São Paulo.
- Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Heilbron, M. & Trouw, R. 1998. Geometric and Kinematic analysis at the Central Tectonica Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte/MG. pp32.
- Almeida, V. V., Hollanda, M. H. B. M. 2009. Petrografia, química mineral e litoquímica de diques máficos cambrianos do extremo oriental do estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, p. 580-589.

- Amelin, Y.V., Heaman, L.M. and Semenov, V.S., 1995. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research*, 75: 31-46.
- Baltazar, O.F., Zuchetti, M., Oliveira, S.A.M., Scandola, J., Silva, L.C. 2010. Folhas São Gabriel da Palha e Linhares. Nota explicativa. Programa Geologia do Brasil, Serviço Geológico do Brasil–CPRM (geobank.sa.cprm.gov.br), 144 p.
- Belém, J.; Dussin, I.A.; Pedrosa-Soares, A.C.; Alkmim F.F.; Roncato, J. 2013. A idade Cambriana do feixe de fraturas Colatina (ES) e suas Implicações na tectônica de bacias Brasileiras. In: XIV SNET (SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS).
- Bellieni, G., Comin-Chiramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R. & Rosemberg, A. 1984. High- and Low-TiO₂ flood basalts from Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their Mantle origin. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie-Abhandlugen*, 150: 273-306.
- Bellieni, G., Comin-Chiramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M. & Rosemberg, A. 1986. Petrogenetic aspect of acid and basaltic lavas from Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27: 915-944.
- Bhatia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *The Journal of Geology*. 91:611-627.
- Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Mineral. Petrol.*, 92: 181-193.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200: 155–170.
- Bowen, N. L., 1928, *The evolution of the igneous rocks*: Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 334 p.; second edition, 1956, New York, Dover.
- Campos, C.M., Mendes, J.C., Ludka, I.P., Medeiros, S.R., Moura, J.C. & Wallfuss, C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, 17: 1-35.
- Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C., Belém J., Gradim D., Dias P.H.A., Medeiros S.R., Oliveira L. 2007. Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha Ecoporanga, 1:100.000. In: Folha Ecoporanga. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM.
- Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A., and Féraud, G., 2001. Tectonometamorphic evolution of the southern Québec Appalachians: ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for Middle

- Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of internal Humber zone: *Geological Society of America Bulletin*, v 113, p. 144-160.
- Castonguay, S., Ruffet, G., and Tremblay, A., 2007. Dating polyphase deformation across low-grade metamorphic belts: An example based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constrains from the southern Québec Appalachians, Canada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119. P. 978-992.
- Chang, H.K., Kows Man, R.O. and Figueiredo, A.M.F. 1988. Novos Conceitos sobre o Desenvolvimento das Bacias Marginais do Leste Brasileiro. *Episodes*, 11:, 194-202.
- Chang, H.K., Kows Man, R.O. and Figueiredo, A.M.F. 1990. New Concepts on the Development of the East Brazilian Marginal Basins. *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Petrobrás.
- Chang, H.K., Kows Man, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System – An overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- Chemale F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84: 275-295.
- Comin-Chiramonti, P., Gomes, C.B., Piccirillo, E.M. & Rivalenti, G. 1983. High-TiO₂ basaltic dykes in the costline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neus. Jahr. Miner.Abh.* 146; 133-150.
- Comin-Chiramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., DeMin, A., Marzoli, A., Spezialae, S. & Velázquez, V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from eastern Paraguay: their origin from the litospheric mantle and genetics relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, 38: 495-528.
- Condie K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust contrasting results samples and shales. *Chemical Geology*, 104: 1-37.
- Condie K.C. 2005. *Earth as an Evolving Planetary System*: Burlington. Vermont, Elsevier, p. 447.
- Corfu, F., Gerber, M., Andersen, T., Torsvik, T., Ashwal, L., 2011. Age and significance of Grenvillian and Silurian orogenic events in the Finnmarkian Caledonides, northern Norway. *Can. J. Earth Sci.* 48: 419-440.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., Kinny, P., 2003a. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 469-500.
- Corfu, F., Heaman, L.M., Rogers, G., 1994. Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 215-228.

- Corfu, F., Roberts, R.J., Torsvik, T.H., Ashwal, L.D., Ramsay, D.M., 2007. Perigondwanan elements in the Caledonian Nappes of Finnmark, Northern Norway: Implications for the paleogeographic framework of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science* 307: 434-458.
- Corfu, F., Stone, D., 1998. The significance of titanite and apatite U-Pb ages: constraints for the post-magmatic thermal-hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior Province, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 2979-2995.
- Corval, A. 2005. Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, UERJ, 92p.
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, 450pp.
- Dallmeyer, R.D. 1979. Chronology of igneous and metamorphic activity in south-central Maine. *In* Geological excursions in the northeast Appalachians. Edited by J.W. Skehan and P.H. Osberg. IGCP Project 27, Weston Observatory, Weston, Massachusetts, pp. 63-71.
- De Campos, C. M., Mendes, J. C., Ludka, I. P., Medeiros, S. R., Moura, J. C., Wallfuss, C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, 17, <http://virtualexplorer.com.au/journal/2004/17/campos>.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J. 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: *Geophys. Res. Lett.* 3: 743-746.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models: *Geophys. Res. Lett.* 3: 249-252.
- DePaolo, D. J. 1981a. Nd in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic, *Nature*, 291: 193-196.
- DePaolo, D. J. 1981b. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 189-202.
- Dickin, A.P. 2006. *RADIOGENIC ISOTOPE GEOLOGY*. (2nd edition) Cambridge University Press, 492 p.
- Duarte, B.P., Porto Jr, R. & Valente, S.C. 1991. Origem da textura orbicular em traquitos da região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste - SBG/SP-RJ, São Paulo, 97-104.
- Duncan, R.A., Marsh, J.S., Milner, S.C. & Erlank, A.J. 1988. Distribution and petrogenesis of basic rocks of the Etendeka Formation of Northeastern Namíbia.

- In: Geochemical evolution of the continental crust, 10-19, Poços de Caldas, Brazil.
- Dutra, T., Valente, S., Corval. A., Valladares, C.S., Almeida, J.C.H. & Duarte, B.P. 2005. Os diques de Búzios e os basaltos de Campos: relações petrogenéticas e modelos geodinâmicos. Boletim de Resumos Expandidos do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba/PR, 81-83.
- Dutra, T., Valente, S. Corval. A., Almeida, J.C.H., Monteiro, H. L. J., Wolfram Tetzner, W., Valladares, C.S. 2005. Diagramas Discriminantes para as suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar a associações com a Província Paraná-Etendeka. Anais do X Congresso Brasileiro de Geoquímica. Porto de Galinhas/PE.
- Dutra T. 2006. Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ. Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 111 p.
- Erlank, A.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.McR., Hawkesworth, C.J., Bentton, P.J. & Rex, D.C. 1984. Geochemistry and petrogenesis of th Etendeka volcanic rocks from SW Namibia. Special Publications of the Geological Society of South África, 13: 195-246.
- Ewart, A., Milner, S.C., Ar Mastrong, R.A. and Duncan, A.R. 1998. Etendeka volcanism of the Globoseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia – Part I: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination on the Paraná-Etendeka CFB. Journal of Petrology, 39(2): 191-225.
- Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York, pp. 590.
- Fodor, R.V., McKee, E.H. & Asmus, H.E. 1983/84. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from Brazilian Margin. Contributions to Mineralogy and Petrology, 91: 54-65.
- Fodor, R.V. and Vetter, S.K., 1984, Rift-zone Magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil Margin: Contributions to Mineralogy and Petrology, 88: 307-321.
- Fodor, R.V., Corwin, C. and Rosemberg, A., 1985, Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, Southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic Magmatism: Contributions to Mineralogy and Petrology, 91: 54-65.
- Garda, G.M., 1995, Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo: Tese de doutorado, USP, 156p.
- Geraldes M.C. 2010. Introdução à Geocronologia. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 146pp.

- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P. & Mitchell, J.G. 1995a. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume – Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36: 189-229.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P. and Leonardos, O.H., 1995b, High-Ti and low-Ti Mafic potassic Magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 149-165.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Day, S.E., Humphris, A.P. and Dickin, A.P. 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constrains on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letters*, 237: 744-767.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2): 219-245.
- Gradim, C.T., Queiroga, G.N., Roncato, J.G., Novo, T.A., Pedrosa-Soares, A.C. 2005. Nota Explicativa da Folha Mantena 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, 23 p.
- Gradim C., Roncato J., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Dussin I., Alkmim F. 2014. From sedimentation to granite generation in a Neoproterozoic back-arc zone (Araçuaí orogen, SE Brazil).
- Green, D.H. & Ringwood, A.E. 1967. A Comparasion of recent experiemental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition. *Journal of Geology*. 80: 272-288.
- Harley, S & Moller, A 2007, 'Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains' *Elements*, vol 3, no. 1, pp. 25-30.
- Harrison, T.M. & McDougall, I. 1981: Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and the thermal history of the region. *Earth and Planetary Science Letters* 55: 123–149.
- Hawkesworth, C.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Erlank, A.J. & Norry, M.J. 1984. The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies. Special Publication of the Geological Society of South Africa, 13: 341-354.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M. and Rogers, N.W., 1992, Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic, in, Storey, B.C., Alabaster, T., and Pankhurst, R.J., eds, magmatism and the causes of continental break-up: Special Publication of the Geological Society of London, 221-240.
- Heaman, L. M., Bowins, R., and Crocket, J. 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1597-1607.

- Heilbron, M., Chrispin, S.J., Alves, R.P. & Simões, S.A. 1982. Geologia do Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 54: 553-562.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Machado, N. 1995. A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(4): 245-266.
- Heilbron, M., Tupinambá, M., Almeida, J.C.H., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Duarte, B.P. 1998. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to Brasiliano collage of central segment of the Ribeira Belt, SE Brazil. *Ouro Preto. 14° Extend Abstracts of International Conference on Pré-Cambrian and Craton tectonics / Internationalon Basement Tectonics*, 14: 15-17.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M. Milani, E., Almeida, J.C.A. & Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. and Talwani, M. (eds.) *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, American Geophysical Union, *Geoph. Monogr. Ser.* 115, pp. 1-32.
- Heilbron, M., Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trow, R.A.J., Janasi, V.A., 2004, *Província Mantiqueira*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, *Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.
- Hergt, J. M., D. W., Peate, and Hawkesworth, C. J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 134-148.
- Hergt, J.M., Peate, D.W. & Hawkesworth, C.J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 134-148.
- Hirsch Mann, M.M., Asimow, P.D., Ghiorso, M.S. & Stolper, E.M. 1999. Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Mineral and Melt III. Controls on Isobaric Melt Production and the Effect of Water on Melt Production. *Journal of Petrology* 40: 831-851.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-547.
- Jacobsen, S. B. and Wasserburg G. J. 1984. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67: 137-150.
- Junho, M.C.B. 1993. Granitóides Brasileiros da Região Central do Rio de Janeiro: Geoquímica Preliminar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 65(2), 162-179. In: Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C.,

- Trow, R.A.J., Janasi, V.A., 2004, Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.
- Kogiso, T., Hirose, K. & Takahashi, E. 1998. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1 - 4): 45 - 61.
- Kuno, H. 1960. High-alumina basalt. *Journal of Petrology*, 1, 121-145. Kushiro, I. and Kuno, H. 1963. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *Journal of Petrology*, 4: 75-89.
- Kushiro, I. 1972. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journal of Petrology*, 13: 311-334.
- Kroner, A., Wilde, S.A., Zhaoc, G.C., O'Brien, P.J., Sunc, M., Liu, D.Y., Wan, Y.S., Liu, S.W., Guog, J.H. 2006. Zircon geochronology and metamorphic evolution of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: Evidence for late Palaeoproterozoic extension and subsequent high-pressure metamorphism in the North China Craton. *Precambrian Research* 146: 45–67.
- Leeman W. P. & Manton W.I. 1971. Strontium isotopic composition of basalts lavas from the Snake River Plain, southern Idaho. *Earth and Planetary Science Letters*, 11: 420-434.
- Le Maitre, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks). Blackwell, Oxford, 193pp.
- LeRoex, A.P., Cliff, R.A., and Adair, B.J.I., 1990, Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series: *Journal of Petrology*, 31: 779-812.
- Liu, S., Hu, R., Gao, S., Feng, C., Qi, L., Zhong, H., Xiao, T., Qi, T., Wang, T., Coulson, I. M. 2008. Zircon U–Pb geochronology and major, trace elemental and Sr–Nd–Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong Province, east China: Constrains on their petrogenesis and geodynamic significance. *Chemical Geology* 255: 329–345.
- Lobo, J.T., Valente, S.C., Thomaz Filho, A., and Szat Mari, P., 1999b, Diabásios da Serra do Mar e basaltos da Bacia de Campos - comparação dos processos de AFC através de modelamento geoquímico quantitativo: Boletim de Resumos Expandidos do 5º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, SBG, 56.
- Lobo, J.T. 2000. Petrogênese dos basaltos do Cretáceo Inferior das bacias de Campos e Pelotas, SE do Brasil. Dissertação de Mestrado, UERJ, inédita, 117p.

- London, D. 2008. Pegmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication, vol. 10, 347 pp.
- Ludwig K.R., 2003. Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, no. 1, 43p.
- Ludwig K. R. 2009. Isoplot v.4 for Excel 2007, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Calif, 71p.
- Lugmair GW & Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth and Planetary Science Letters, 39: 349-357.
- MacLeod, C. J., Lissenberg, C. J. and Bibby, L. E. 2013. "Moist MORB" axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. *Geology* 41(4), pp. 459-462. (10.1130/G33904.1)
- Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., Souza, M.A., Civetta, L., Atalla, L. & Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26: 187-209.
- Marques, L.S., Bellieni, G., DeMin, A., Piccirillo, E.M. 1993. O Enxame de Diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares. Boletim de Resumos Expandidos do 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília. 3-4.
- Marques, L.S., Dupré, B., and Piccirillo, E.M., 1999, Mantle source compositions of the Paraná magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry: *Journal of Geodynamics*, 28(4-5): 439-458.
- Marques, L.S. 2001. Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província magmática do Paraná. São Paulo. IAG-USP. Tese de Livre-Docência, 86p.
- Marques, L.S., Babinski, M., Ruiz, I.R. 2003. Lead isotopes of Early Cretaceous Costal Dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. CBPM/IRD. Short Paper of 4th. South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. 605-608 (CD-ROM).
- Marques, L.S., and Ernesto, M., 2004, O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.
- Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A. & Pedrosa-Soares, A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal Structural Geology*, 28: 129-147.

- Martins, V.T.S., Teixeira, W., Noce, C.M. & Pedrosa-Soares, A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, 7: 75-89.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Morais, L.D., Morais, E.A.A., Ricci, G. 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza Basin (Western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Geodynamics*, 28: 341-356.
- Mello, F. M., Machado, R., Bilal, E. 2011. Petrografia e Geoquímica do Complexo Charnockítico de Aimorés: Um Exemplo de Plutonismo Pós-orogênico do Cinturão Araçuaí/Ribeira.
- Mendes, J. C., Medeiros, S. R.; McReath, I., Campos, C. M. P. 2005. Cambro-Ordovician magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr ages, combined with Sr and Nd isotopic data of charnockitic rocks from the Varzea Alegre complex. *Gondwana Research*, v. 8, n. 3, p. 337-345.
- Middlemost E.A.K. 1980. A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. *Geol. Mag.*, 117: 51-57.
- Mizusaki, A.M.P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., DeMin, A., and Piccirillo, E.M. 1992, Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin): Contributions to Mineralogy and Petrology, 111: 143-160.
- Mizusaki, A.M.P., and Tho Maz Filho, A., 2004, O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil, In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.
- Mohriak, W. U., Rosendahl, B.R., Turner, J. P., and Valente, S. C., 2002, Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins, in, *Volcanic rifted margins*, eds, 1 ed. Boulder : Geological Society of America, v.362, pp. 159-202.
- Monteiro, H.L.J., and Valente, S.C., 2003, Estudo Petrológico comparativo das suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar: Jornada de Iniciação Científica, UFRuralRJ, Seropédica, 54-55.
- Noce C. M, Pedrosa-Soares A. C., Piuzana D., Armstrong R., Laux J H ; Campos C., Medeiros S. R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Rev. Bras. Geociên.*, 34: 587-592.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R. & Piuzana, D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-

Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. Precambrian Research (no prelo).

- Noce C. M, Pedrosa-Soares A. C., Piuzana D., Armstrong R., Laux J H ; Campos C., Medeiros S. R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Rev. Bras. Geociên.*, 34: 587-592.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15 (este número). Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J Milani, A.Tho Maz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 265-285.
- Novais, L.C.C., Teixeira L.B., Neves, M.T., Rodarte, J.B.M., Almeida, J.C.H., Valeriano, C.M. 2004. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 12: 191-194.
- Novo, Tiago Amâncio. Significado Geotectônico das Rochas Charnockíticas da região de Carangola: Implicações para a Conexão Araçuaí-Ribeira. 2009. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Dissertação de Mestrado, 87p.
- Pankhurst, R.J. and O'Nions, R.K. 1973. Determination of Rb/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of some standard rocks and evaluation of X-ray fluorescence spectrometry in Rb-Sr geochemistry: *Chem. Geol.*, v. 12, p. 127-136.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12 (3): 339–349.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19 (2): 290–300.
- Pearce, J.A., 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.* 17 (1): 15–43.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., and Mantovani, M.S.M., 1992, Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution: *Bulletin of Volcanology*, 55: 119-139.
- Peate, D.W. & Hawkesworth, C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127: 1-24.

- Peate, D.W., 1997, The Parana-Etendeka province, in, Mahoney, J.J., and Coffin, M.F., eds, Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism: Geophysical Monograph Series, 100, 438.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.M.S., Rogers, N.W. & Turner, S.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of "Dupal"- type Mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, 40: 451-473.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Wiedemann, C.M.; Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West- Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Pinto, C.P.; Custódio-Netto; Araújo, M. C.; Castañeda, C.; Achtschin, A. B.; Basilio, M. S. 2001b . A Província Gemológica Oriental do Brasil. In: C. Castañeda; J. Addad; A. Liccardo (org.). *Gemas de Minas Gerais*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais, p. 16-33.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A. C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J., Novo T., Dias P., Gradim D., Medeiros S., Jacobhson T., Babinski M. & Vieira V. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, 14 (2): 97-111
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkmim, F. F., Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. 2007. Orogeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* 15(1): 1 - 16.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F. F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: Pankhrust R., Trouw R., Brito-Neves B B., Wit M. de. 2007 . *The Gondwana Palecontinent in the South Atlantic Region*. 2007. Special Publication; Geological Society of London, 294.
- Pedrosa-Soares A. C., Campos C., Noce C.M., Silva L.C., Roncato J., Novo T., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Orogen, the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources (SE Brazil). *Geological Society*, 350: 25-51.

- Petrini, R., Civetta, L., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S. & Melfi, A.J. 1987. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *Journal of Petrology*, 28: 701-726.
- Piccirillo, E.M., and Melfi, A.J., 1988, The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects: IAG-USP, São Paulo, 600pp.
- Piccirillo, E.M., Civetta, Petrini, R., Longinelli, A., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J. 1989. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental Mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chem. Geol.*, 75: 103-122.
- Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., Pinesi, J.P.P., Zantadeschi, P., and Demin, A., 1990, Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, 89: 19-48.
- Pinese, J.P.P. 1989. Caracterização geoquímica e petrológica dos diques do Arco de Ponta Grossa. São Paulo. IAG-USP. Dissertação de Mestrado, 197p.
- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D., eds. (1985) *Magmatism at a plate edge*, Blackie, 328 pp.
- Porto Jr., R. & Valente, S.C. 1989. Ocorrência de traquito orbiculóide na região de Bangu. *Boletim de Resumos do I Simpósio de Geologia do Sudeste. SBG/SP-RJ*, Rio de Janeiro. 180-181.
- Porto Jr., R., Valente, S.C. & Duarte, B.P. 1991. Textura orbicular em traquitos: uma abordagem petrográfico-geoquímica. *Boletim de Resumos Expandidos do 1º Congresso Internacional de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, São Paulo. 130-133.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207–220.
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Roncato, J.G, Dias, P.H.A, Guimarães, H.A., Coutinho, M.O.G.,, Freitas, N.C., Gradim, C.T., Braga, F.C.S., Novo, T.A. 2009. Mapa geológico e nota explicativa da Folha Nova Venécia, 1:100.000. Contrato CPRM-UFGM.
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Roncato, J.G, Dias, P.H.A, Guimarães, H.A., Coutinho, M.O.G.,, Freitas, N.C., Gradim, C.T., Braga, F.C.S., Novo, T.A. 2012. Mapa geológico e nota explicativa da Folha Nova Venécia, 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, CPRM-UFGM, (geobank.sa.cprm.gov.br).
- RADAMBRASIL, 1983. Folhas 23/24 Rio de Janeiro/Vitória .V 32. Rio de Janeiro.

- RADAMBRASIL, 1987. Folhas 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. V 34. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), 548 p. com mapas anexos.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M., and Renne, P.R., 1998, Paleo Magnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis Dyke Swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108, 275-290.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M. & Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258: 975-979.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Ferand, G & Piccirillo, E.M. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 199-211.
- Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C. & Duncan, A.R. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in Southwestern Africa. *Geology*, 24: 659-662.
- Regelous, M., 1993, Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil: PhD thesis, Open University, 200pp.
- Richardson, S. H., Erlank, A. J., Duncan, A. R. & Reid, D. L. 1982. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 327-342.
- Rocha-Campos, A.C., Cordani, U.G., Kawashita, K., Sonoki, H.M., Sonoki, I.K. 1988. Age of Paraná flood volcanism. In: Piccirillo, E.M. and Melffi, A.J. (editors). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. IAG-USP, 25-46.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman scientific & Technical, 352p.
- Roncato, J., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Jacobsohn, T., Queiroga, G., Castañeda, C., Greco, S. & Fanning, M. 2007. Heterogeneidade deformacional da Suíte Carlos Chagas (Orógeno Araçuaí) e a idade U-Pb SHRIMP do Giallo Veneziano. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 10, Dia Mantina. SBGMG, Resumos.
- Roncato, J.G., Pedrosa-Soares, A.C., Mascarenhas, T.F., Fornero, S.A., Galinari, L.M., Gonçalves, L.T., Queiroga, G.N., Braga, F.C.S, Novo, T.A. 2009. Mapa geológico e nota explicativa da Folha Montanha, 1:100.000. Contrato CPRM-UFMG.
- Roncato, J.G., Pedrosa-Soares, A.C., Mascarenhas, T.F., Fornero, S.A., Galinari, L.M., Gonçalves, L.T., Queiroga, G.N., Braga, F.C.S, Novo, T.A. 2012. *Geologia e recursos minerais da Folha Montanha SE.24-Y-B-I, Estados do Espírito Santo e*

- Bahia, escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM–UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br).
- Roncato, J.G., Gradim, C., Belém, J., Pedrosa–Soares, A.C. 2011. Mapeamento do Feixe de Lineamentos Colatina entre Vitória e Ecoporanga. Relatório interno. UFMG – CPMTM, Convênio RGEOTEC-PETROBRAS.
- Ruffet G., Féraud G., Amouric M. 1991. Comparison of ^{40}Ar – ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(6): 1675–1688.
- Ruffet G., Féraud G., Balèvre M., Kiénast J.-R. 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: An ^{40}Ar – ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia zone, western Alps, northern Italy). *Chemical Geology*, 121(1–4): 327–343.
- San, S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A297: 409-445.
- San, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D.
- Santos, T.D. 2006. Petrogênese dos basaltos de baixo- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ.
- Sato, K. Evolução crustal da plataforma sul americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado, IG-USP, 297p. 1998.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm/Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3): 313-336.
- Schaltegger U, Fanning CM, Günther D, Maurin JC, Schulmann K, Gebauer D (1999) Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 186-201
- Silva, C.M.A.de, Gomes, J.B, Caldeira, S.M.B., 1987. Geologia da região de Ribeirão da Folha, município de Minas Novas, MG (área central). Trabalho Geológico de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 71p.
- Silva, J.N. da; Ferrari, P.G. (1976) Projeto Espírito Santo. Belo Horizonte: DNPM.CPRM. Relatório técnico (DGM 2596), 408p.
- Silva, L.C., Mcnaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.

- Silva, L.C., Pedrosa–Soares, A.C., Armstrong, R., Noce, C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos* 19: 180–197.
- Spencer C.J., Hawkesworth C., Cawood P.A., Dhuime B. 2013. Not all supercontinents are created equal: Gondwana-Rodinia case study: *Geology*, v. 41, p. 795–798, doi:10.1130/G34520.1.
- Stern, C.R.; Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakite from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 263-281.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C.J., Kirstein, L. & Mantovani, M. 1996. 3-D, Ar/Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143: 95-109.
- Takahashi, E. & Kushiro, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68: 859-879.
- Tente A.C., Melo B.M., Freitas C.V., Fonseca D.M.V, Gradim D.T, Braga F.C.S, Moreira D.S, Montandon L.F, Catone L, Drumond N.L.D.C, Galceran P.C.P, Rosário P.F, Furtado S.B. 2010. *Geologia da Região de Santa Teresa / ES. Belo Horizonte. UFMG-IGC, Depto. De Geologia, Trabalho Geológico de Graduação*, 122 p.
- Tetzner, W., Camillo, E.J.R., and Almeida, J.C.H., 2001, Tectônica Mesozóica e emplacement dos diques básicos do Cabo de Búzios, RJ: *Boletim de Resumos do VII Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG-RJ, Rio de Janeiro*, 91-92.
- Tetzner, W. 2002. Tectônica, petrografia e geoquímica dos diques toleíticos do Cabo de Búzios (RJ). *Dissertação de Mestrado, UERJ*, 88p.
- Texeira, L.B., Rodarte, J.B.M. 2003. Datações de diques de diabásios na faixa Colatina. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. MB, Relatório Interno. 58p.
- Thomaz-Filho A. & Rodrigues A.L. 1999. O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua Continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(2): 189-194.
- Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P., Milani E.J., Cesero P. de. 2000. Rifting and Magmatism Associated with the South America and Africa Break Up. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 017-019.
- Thomaz-Filho A., Cesero P.de, Mizusaki A.M.P., Leão J.G. 2005. Hot spot Volcanic Tracks and their Implications for South American Plate Motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4): 383-389.

- Thomaz-Filho A., Antonioli L., Camargo G.N. 2006. Evolução Tectono-Sedimentar das Bacias Marginais Brasileiras em seus Estágios de Rifte e de Mares Restrito, Nerítico, Batial e Abissal - Comparações com os Riftes do Leste Africano, Mar Vermelho e Golfo do Aden. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracajú, Anais, ST02:A0-382, p. 102.
- Thompson, R.N., 1982, Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scot. Geol.*, 18: 49-107.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I. & Brito Neves, B.B. 2006, Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244: 361-377.
- Turner, S. & Hawkesworth, C.J. 1995. The nature of the subcontinental mantle: constraints from the Major element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, 120: 295-314.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., and Mantovani, M, 1994, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 333-348.
- Turner, S.P., Kirstein, L.A., Hawkesworth, C.J., Peate, D.W., Hallinan, S. & Mantovani, M.S.M. 1999a. Petrogenesis of an 800 m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, 28: 471-487.
- Turner, S.P., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1999b. Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for the diachronous nature of the Paraná Mag Ma types. *Journal of Geodynamics*, 28: 459-469.
- Valente, S.C., Porto Jr., R. & Duarte, B.P. 1991. Novas evidências de metassomatismo e propostas preliminares para a evolução magmática das intrusões de diabásio do Rio de Janeiro, RJ. Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, 91-96.
- Valente, S. C., Duarte, B.P., Porto Jr., R., Almeida, M.E., Paixão, M.A.P. & Monteiro, M.A.S. 1992a. Ocorrência de intrusão composta (diabásio-fonolito) em Pedra de Guaratiba, Rio de Janeiro, RJ. Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 2: 61-62.
- Valente, S.C., Porto Jr., R., Almeida, M.E., Paixão, M.A.P. & Monteiro, M.A.S. 1992b. Alteração deutérica e metassomatismo provocados por intrusão de alcaliolivina basalto em granito no maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 2: 63-64.
- Valente, S.C. 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado, The Queen's University of Belfast, inédita, 366p.

- Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1998a, Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ: Boletim de Resumos do 40o Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, 471.
- Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1998b, Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos no Cretáceo Superior sob a Serra do Mar, RJ: Boletim de Resumos do 40° Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, 486.
- Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1999a, The Serra do Mar and Ponta Grossa Dyke Swarms: Dynamic Melting and Geodynamic Models for the Early Cretaceous in Southeast Brazil: Boletim de Resumos do 7° Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e I Simpósio Internacional de Tectônica, Belo Horizonte, SBG, 102-103.
- Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1999b, The evolution of the Early Cretaceous tholeiitic dykes of Rio de Janeiro by AFC under high fO_2 conditions: Major and trace element, Sr-Nd-O data and quantitative modelling: Boletim de Resumos do 7° Simpósio Sul Brasileiro de Geologia e 2° Encontro de Geologia do Mercosul, Foz do Iguaçu, SBG, 94.
- Valente, S.C., 2001. Magmatismo toleítico e alcalino do Enxame de Diques da Serra do Mar: Modelos Mantélicos para o Cretáceo e implicações geotectônicas. Boletim de Resumos do 7° Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG-RJ, Rio de Janeiro, 79.
- Valente, S. C.; Ellan R. M.; Fallick A. E.; Meighan I. G. 2002. The assessment of post-magmatic processes in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil: proposals for acid leaching techniques and criteria for petrogenetic interpretations. Ver. Univ. Rural. Sér. Ciênc. Exatas e da Terra. V.21, N°1 p.1-20.
- Valente, S.C., Duarte, B.P., Heilbron, M., Corval, A., Valladares, C.S., Almeida, J.C.H. & Guedes, E. 2005. Provincialidade geoquímica do Enxame de Diques da Serra do Mar e domínios tectônicos do Orógeno: o Cretáceo como uma janela para o Proterozóico. I. Curitiba/PR. 283-285.
- Valente, S.C., Duarte, B.P., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Valladares, C.S., Guedes, E., Tetzner, W., Lobo, J., Corval, A., Dutra, T., Soares, L.H., Souza, F.M., Vinha, J., Famelli, N. 2005. Mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar. Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio/RJ, 207-211.
- Valente, S.C., Duarte, B.P., Heilbron, M., Corval, A., Szatmari, P.2009. Litogeoquímica de diques de diabásio de Faixa Colatina, ES. Geochimica Brasiliensis , 23(2): 177-192.

- Valeriano, C., Tupinambá, M., Simonetti, A., Heilbron, M., Almeida, J. & Eirado Silva, L. 2011 . U-Pb LA-MC- ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira Belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 416-428.
- Vaucher, A., Egydio-Silva, M., Babinski, M., Tommasi, A., Uhlein, A. & Liu, D. 2007. Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the Neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, 19: 278-286.
- Vieira, V.S. 2014. O Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo, escala 1:400.000. CPRM.
- Wang, X. Griffin, W.L., Chen, J., Huang, P., and Xiang, L. 2011. U and Th Contents and Th/U Ratios of Zircon in Felsic and Mafic magmatic Rocks: Improved Zircon-Melt Distribution Coefficients, *Acta Geologica Sinica*, vol. 85, N° 1, 164-174.
- Wiedemann, C.M., Medeiros, S.R., Ludka, I.P., Mendes, J.C., Moura, J.C. 2002. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira fold belt, Southeast Brazil. *Gondwana research*, 5(2): 381-400.
- White, R.S. & McKenzie, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685-7730.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Harper Collins Academic, 466pp.
- Wilson, M. 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? In Storey, B. C., Alabaster, T. & Pankhurst, R. J. (eds), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society Special Publication. 68: 241-255.
- Wilson, M. 1993. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *Journal of the Geological Society, London*, 150, 977- 990.
- Zhang, L. S., and Scharer, U. 1999. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134: 67–85.
- Zhang, P. Z.; Shen, Z.; Wang, M.; Gan, W. J.; Burgmann, R.; and Molnar, P. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology* 32: 809–812.
- Zindler, A., Hart, S. R. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14: 493-571.