



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

**DIFERENTES FONTES MANTÉLICAS
LITOSFÉRICA E ASTENOSFÉRICA DO
MAGMATISMO AO LONGO DO
LINEAMENTO AZIMUTE 125 NO
BRASIL CENTRAL.**

Felipe Rodrigues Martins

Dissertação de Mestrado nº 489

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

Orientador: Prof. Dr José Affonso Brod

Brasília, 25/03/2022



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

**DIFERENTES FONTES MANTÉLICAS
LITOSFÉRICA E ASTENOFÉRICA DO
MAGMATISMO AO LONGO DO
LINEAMENTO AZIMUTE 125 NO
BRASIL CENTRAL.**

Felipe Rodrigues Martins

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências – IG da Universidade de Brasília – UnB como requisito parcial obrigatório para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração:
Mineralogia e Petrologia

Orientador: Prof. Dr. Prof. Dr José Affonso Brod

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. José Affonso Brod (IG/UnB);

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (IG/UnB);

Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente (Externo).

Prof. Dr. Joffre Lacerda Filho (SGB).

Rd Rodrigues Martins, Felipe DIFERENTES FONTES MANTÉLICAS
(MANTO SUBLITOSFÉRICO E MANTO ASTENOSFÉRICO) AO LONGO DO
LINEAMENTO AZIMUTE 125 NO BRASIL CENTRAL. / Felipe Rodrigues
Martins; orientador José Affonso Brod . -- Brasília, 2022. 102 p. Dissertação
(Mestrado - Mestrado em Geologia) -- Universidade de Brasília, 2022. 1.
Magmatismo toleítico e alcalino. 2. Enxames de diques NW, azimuth 125°. 3.
Brasil Central. 4. Diferentes fontes mantélicas. I. Brod , José Affonso , orient.
II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus que de alguma forma controla toda a situação.

A minha esposa Marina, pelo amor, incentivo e companheirismo. Companheirismo até em alguns dias de campo. Agradeço por compartilhar comigo esse momento tão próximo da chegada da nossa primeira filha, a Luna.

Aos meus pais Welinton e Ana e a minha irmã Fabiana que a apesar da distância sempre me incentivaram.

À Universidade de Brasília pela oportunidade de acesso ao ensino de qualidade.

Ao meu orientador Affonso Brod pelas discussões e transferência de experiência.

Ao professor Elton Luíz Dantas e ao colega da CPRM-GO Antônio Frasca pelas revisões e discursões.

Aos colegas Luciana Felício e Sebastião Bueno pela ótima companhia e infinitas hospedagens em Brasília.

Ao colega Marcelo Ferreira pelo incentivo ao ingresso nessa jornada.

Aos colegas do projeto Geologia do Oeste de Goiás (CPRM): Joffre, Débora, Karine, Karina, Jonatas, João, Paulo, Daliane e Éderson, pelo aprendizado durante do desenvolvimento do projeto.

Aos colegas Gabriel Gonçalves e Tiago Duque pela companhia nas etapas de campo.

À equipe do laboratório de preparação de amostras da CPRM-GO: Willian, Alan, Diego, Rogério e Alberto.

Aos laboratórios CRTI da Universidade Federal de Goiás e ao laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília, pela realização das análises.

“O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001”

RESUMO

Esta dissertação descreve a pesquisa realizada no intuito de compreender o desenvolvimento das estruturas lineares de direção NW, conhecidas como lineamentos do azimute 125° a partir de correlações entre o magmatismo presente nas estruturas NW e os magmatismos básicos expostos na região do AMA.

O texto foi organizado a partir de capítulos iniciais contendo: Introdução, objetivo, justificativa para realização do trabalho, metodologias utilizadas e um breve resumo dos magmatismos básico-ultrabásico expostos na região do Arco magmático de Arenópolis (AMA) que podem ser relacionados a estrutura NW.

Após os capítulos iniciais o texto é exposto em forma de artigo com o título:

DIFERENTES FONTES MANTÉLICAS (MANTO SUBLITOSFÉRICO E MANTO ASTENOSFÉRICO) AO LONGO DO LINEAMENTO AZIMUTE 125 NO BRASIL CENTRAL.

Palavras-chave: Magmatismo toleítico e alcalino, enxames de diques NW na porção central do Brasil, diferentes fontes mantélicas.

ABSTRACT

This dissertation describes the research done in order to understand the development of NW linear structures, known as 125° azimuth lineaments, from correlations between the magmatism present in NW structures and the basic magmatism exposed in the AMA region.

The text was organized from initial chapters containing: Introduction, objective, justification for the work, methodologies used and a brief summary of the basic-ultrabasic magmatisms exposed in the region of the Arenópolis Magmatic Arc (AMA) that can be related to the NW structure.

After the initial chapters the text is laid out in the form of an article with the title:

DIFFERENT MANTLE SOURCES (LITHOSPHERIC AND ASTHENOSPHERIC) ALONG THE AZIMUTH 125° LINEAMENT IN CENTRAL BRAZIL.

Keywords: Tholeiitic and Alkaline Magmatism; NW Dyke Swarms in Central Brazil; Different Mantle Sources.

Lista de Figuras

Figura 2.1 - Posicionamento da área de estudo na conjuntura da Faixa Brasília. Extraído de Fuck et al., (1994), Dardenne (2000), Valeriano et al., (2004), Fuck et al (2014) e Frasca (2015).....	16
Figura 2.2 –(A)- Mapa geológico simplificado do AMA, evidenciando sua estruturação principal, os enxames de diques NW do Az125 e suas principais intrusões básico-ultrabásicas. Os principais lineamentos estruturais: LTB- Lineamento Transbrasiliano. LMNB zona de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, que divide estruturalmente o AMA em AMA-E (Blocos I-VI) e AMA-W (Blocos (VII-X) e o setor central VI, região do LMNB (1-6). Principais intrusões básicas ediacaranas (1-Anicuns-Santa Bárbara, 2-Americano do Brasil, 3-Mangabal Norte e Sul, 4-Mata Rica, 5-Palmeiras, 6-Suíte São Luís de Montes Belos e 7-Cachoeira do Lajeado. Intrusões do cretáceo inferior representadas pelo, Grupo Serra Geral. (8-16 PAGO) Intrusões alcalinas do cretáceo superior, 8-Água Branca, 9-Santa Fé, 10-Montes Claros, 11-Córrego dos Bois, 12-Morro dos Macacos, 13-Morro das Vacas, 14-Morro Preto, 15-Morro do Engenho e 16-Arenópolis. Os principais blocos geológicos limitados pelas principais feições estruturais: (I) Bloco arqueno-paleoproterozoico, Maciço de Goiás e sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas. (II) Coberturas do Cráton São Francisco, Grupo Araxá. (III) Bloco Anápolis-Itaçu. (IV) Bloco Turvânia, arco continental. (V) Bloco Sanclerlândia. (IV) Bloco Moiporá-Novo Brasil, região do AMA com fragmentos do bloco I. (VII) Bloco Oeste do AMA região onde estão intrudidos os corpos alcalinos relacionados à PAGO Lacerda Filho et al., (2021). (B) Imagem geofísica da Amplitude do sinal analítico (ASA), com os pontos amostrados e os lineamentos NW referentes ao azimute 125º.....	17
Figura 2.3 - Distribuição geográfica do Grupo Serra Geral no Brasil.	23
Figura 3.1 -Isócrona Rb-Sr para três amostras cogenéticas (1, 2 e 3) de rochas ou minerais com a mesma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em um tempo ($t=0$), durante a cristalização. As setas indicam a evolução isotópica a partir do decaimento do $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, até um tempo $t>0$. A inclinação da reta formada pelos pontos no tempo $t>0$ indica a idade de cristalização das amostras. Retirado de Faure & Mensing, (2005).....	29

- Figura 3.2 - O parâmetro ϵ_{Sr} , foi utilizado por Papanastassiou e Wasserburg, (1969) com intuito de simplificar a compreensão da evolução da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ de uma amostra qualquer em relação ao reservatório padrão Bulk Silicate Earth (BSE). O valor $^{87}Sr/^{86}Sr(BSE)$ é razão estimada para BSE, $0,7045 \pm 0,0005$; (DePaolo & Wasserburg, 1976a) e (DePaolo, 1988)..... 30
- Figura 3.3 – Isócrona Sm-Nd para três amostras cogenéticas $^{143}Nd/^{144}Nd$ em um tempo ($t=0$), durante a cristalização. As setas indicam a evolução isotópica a partir do decaimento do $^{147}Sm/^{144}Nd$, até um tempo $t(1)>0$. A inclinação da reta formada pelos pontos no tempo $t>0$ indica a idade de cristalização das amostras. Adaptado de Faure e Mensing, (2005)..... 34
- Figura 3.4 – Determinação de idades T(CHUR) e T(DM) para a amostra Am(1) a partir do diagrama de evolução isotópica da razão ($^{143}Nd/^{144}Nd$) para os reservatórios CHUR, linha preta, Depleted Mantle linha preta tracejada. A linha azul representa a evolução da razão ($^{143}Nd/^{144}Nd$) para amostra Am (1). A linha azul é determinada a partir da determinação da razão atual ($^{143}Nd/^{144}Nd$)_i e da inclinação da reta obtida segundo as equações 3.15 e 3.16. As idades T(CHUR) e T(DM) para amostra (1) são determinadas pela projeção do encontro das retas de evolução ($^{143}Nd/^{144}Nd$) de cada reservatório com a reta azul sobre o eixo do tempo. Figura adaptada White (2005)..... 37
- Figura 3.5 – Evolução isotópica da razão ($^{143}Nd/^{144}Nd$), evidenciando em vermelho duas evoluções a partir 3.5 Ga, uma com alta razão Sm/Nd e outra com baixa razão. (retirada de White, 2005)..... 38
- Figura 3.6 – Evolução da razão ($^{143}Nd/^{144}Nd$), recalculada como o parâmetro ϵ_{Nd} a partir de 3.5 Ga. Curva vermelha mostra a evolução do Manto com progressivo aumento positivo do ϵ_{Nd} e diminuir relativa dos ETR leves, elementos incompatíveis. A linha vermelha pontilhada mostra a evolução para crosta com diminuição do ϵ_{Nd} e enriquecimento relativo dos ETR leves em relação aos ETR pesados White (2005). 38
- Figura 3.7 – Diagrama de correlação do parâmetro ϵ_{Nd} com a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, em que são destacados os principais reservatórios. A seta em vermelho mostra a direção de enriquecimento em elementos incompatíveis White (2005). 39
- Figura 3.8 – Concordia de Wetherill, com três casos hipotéticos de evolução para zircão. A linha vermelha mostra uma amostra cristalizada em 3.5 Ga, cuja

evolução isotópica ocorreu sem perda de Pb radiogênico, em cima da curva da concórdia. A linha tracejada evidencia uma amostra também cristalizada em 3.5-Ga, que sofre perda de Pb radiogênico e se reequilibra próximo a 1.0 Ga e define a discórdia (1). A linha preta contínua mostra a evolução isotópica em que a 2.5 Ga o zircão sofreu perda isotópica. 42

Lista de Tabelas

Tabela 2.1 – Critério de classificação química dos basaltos segundo Peate (1992).....	22
Tabela 2.2 – Composição média do magmatismo Paraná (PCFB Paraná continental flood basalt). Banco de dados reunido em Peate-(1992)	22
Tabela 3.1 – Abundância de isótopos de Sm e Nd, retirado de Faure e Mensing (2005).....	32

Sumário

1	Introdução	12
1.1	Objetivo	12
1.2	Justificativa.....	13
2	O Arco Magmático de Arenópolis e os principais eventos magmáticos básicos a ultrabásicos.....	15
2.1	Principais Intrusões básico-ultrabásicas do Criogeniano-Ediacarano (635 Ma - 541 Ma) no Arco Magmático de Arenópolis.....	18
2.1.1	Taquaral-Trindade	18
2.1.2	Santa Bárbara-Palmeiras.....	18
2.1.3	Americano do Brasil.....	19
2.1.4	Suíte São Luís de Montes Belos.....	20
2.1.5	Suíte Córrego do Lajeado.....	20
2.1.6	Corpo Cachoeira do Lajeado	20
2.1.7	Corpo Gabro Boqueirão Jaupaci	21
2.1.8	Intrusões básico-ultrabásicas do Cretáceo	21
2.1.9	Cretáceo Inferior Grupo Serra Geral (≈133 Ma)	21
2.1.10	Província Alcalina de Goiás (≈ 90-80 Ma).....	23
	Metodologia.....	25
3	Metodologia.....	26
3.1	Sistemas Isotópicos	26
3.1.1	Método Rb-Sr	26
3.1.2	Geocronologia Rb-Sr	27
3.1.3	Isócrona Rb-Sr.....	28
3.1.4	Evolução isotópica do Sr	30
3.2	Metodologia Sm-Nd.....	31
3.2.1	Geoquímica dos ETRs (Sm e Nd)	31

	15
3.2.2	Decaimento radioativo no sistema Sm-Nd..... 32
3.2.3	Reservatório isotópico Nd (CHUR) 34
3.2.4	Idades modelo $T_{(CHUR)}$ 35
3.2.5	Parâmetro $\epsilon_{(Nd)}$ 36
3.2.6	Correlação entre os sistemas isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr..... 38
3.3	Geocronologia U-Th-Pb em zircão 39
3.3.1	Geoquímica do U e Th..... 39
3.3.2	Decaimento radiativo dos isótopos de U e Th 40
3.3.3	Diagrama da concórdia..... 41
MATERIAIS E MÉTODOS.....	43
4	Materiais e métodos 44
4.1.1	Litoquímica 44
4.1.2	Fluorescência de Raios X..... 44
4.1.3	Espectrometria de Massa – ICP-MS..... 44
4.1.4	Microsonda Eletrônica (WDS)..... 45
4.2	Análises isotópicas Sm-Nd..... 45
4.3	Análises isotópicas Sr 47
4.4	Análises isotópicas U-Pb..... 47
ARTIGO.....	56
5	Artigo..... 57

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1 Introdução

Os lineamentos conhecidos como “azimute 125°” são de um conjunto de estruturas lineares de direção NW, fortemente marcadas em levantamentos aerogeofísicos de magnetometria (*ASA - Analytical Signal Amplitudes*), que apresentam centenas de quilômetros de extensão e que seguem desde o estado do Rio de Janeiro até Rondônia [Rocha et al., \(2014\)](#).

Os lineamentos NW, de porte continental, são desenvolvidos entre os crátons do São Francisco, Paranapanema e Amazônico passando pelos cinturões Ribeira e Brasília. Constituem lineamentos considerados cretáceos que apresentam fortes indícios de terem sido desenvolvidos sobre estruturas pretéritas do embasamento formadas entre 950 Ma e 118 Ma [Rocha et al., \(2014\)](#).

1.1 Objetivo

O trabalho visou contribuir para o entendimento do desenvolvimento dos lineamentos NW a partir da caracterização dos diversos exemplos de magmatismo básico encaixados nas estruturas e sua relação geológica com a evolução dos diversos blocos geológicos atravessados na região entre a borda do Cráton do São Francisco (CSF) e a porção sul do Arco Magmático de Goiás, o Arco Magmático de Arenópolis (AMA). Nesses lineamentos estão encaixados diferentes enxames de diques básicos, e alguns plútons básicos de pequeno porte, com características químicas e isotópicas distintas, relacionados a diferentes períodos geológicos e associados ao desenvolvimento de distintos blocos crustais entre o Neoproterozoicos e o Cretáceo.

Para isso, foram utilizadas informações de dados de campo, petrográficos, química mineral, química de rocha total (elementos maiores, traços, ETR e isótopos de Nd e Sr) e geocronológicos. Os dados obtidos foram comparados com os principais tipos de magmatismo básico e correlacionados ao desenvolvimento crustal na região do AMA.

1.2 Justificativa

Os enxames de diques NW constituem importantes estruturas geológicas, historicamente associadas a diques cretáceos, no entanto com fortes indícios de desenvolvimento durante um período geológico mais extenso, reativando estruturas presentes no embasamento que cortam diversos blocos geológicos com características cronológicas e geológicas distintas. Os diques e os pequenos plútons básicos, associados aos lineamentos magnéticos (Az125°), são formados por distintos eventos magmáticos básico-ultrabásicos gerados em períodos diferentes, cujo desenvolvimento, reativação e tipo de magmatismo estão associados à geração, amálgama e separação dos diversos blocos geológicos cortados pelas estruturas NW.

CAPÍTULO 2

O Arco Magmático de Arenópolis e os principais eventos magmáticos básicos a ultrabásicos

2 O Arco Magmático de Arenópolis e os principais eventos magmáticos básicos a ultrabásicos.

Os principais eventos magmáticos básicos a ultrabásicos na região do Arco Magmático de Arenópolis podem ser relacionados aos eventos magmáticos que compõem os enxames de diques alvo deste estudo.

Um resumo sobre o AMA e uma compilação dos dados geológicos e isotópicos publicados relacionados às principais intrusões básico-ultrabásicas presentes no AMA serão apresentados nesta seção, com intuito de posterior comparação entre os eventos magmáticos básicos e os enxames de diques instalados nas estruturas NW entre o período Ediacarano e o Cretáceo.

O Arco Magmático de Arenópolis (AMA), consiste na porção sul do denominado Arco Magmático de Goiás (Fig 2.1), é dado pela fase inicial (900-800) Ma, pré-colisional relacionado ao fechamento do oceano Goianides-Pharusian entre 900 e 600 Ma (Pimentel e Fuck, 1992; Frasca, 2015). É marcado pelo período de subducção oceânica com geração de rochas plutônicas de arcos de ilhas e cordilheiranos, associados à geração de gnaisses e sequencias metavulcanossedimentares. O arco insular constitui-se de rochas toleíticas e calci-alcálicas, e na região de Arenópolis apresenta idade U-Pb de 899 ± 7 Ma, ϵ_{Nd} de +1,9-+3,2 e T_{DM} de 1,0 – 1,2 Ga (Pimentel *et al.*, 1991; Pimentel e Fuck, 1992). Outros registros de arcos insulares são presentes na região de Sanclerlândia e também de Iporá, representados por: por hornblenda ortognaisses tonalíticos (U-Pb 820 Ma, ϵ_{Nd} +2,5 e +4,7 e T_{DM} +0,98-+1,44) e ortognaisses porfiroclásticos e finamente bandados datados por U-Pb em 804 ± 6 Ma, (ϵ_{Nd} +0,37-+1,85 e T_{DM} 1,18 Ga), ambos característicos de arco juvenil (Araújo, 2012).

Os ortognaisses Santo Antônio, Firminópolis, Palminópolis e Turvânia, com idades entre 669 e 630 Ma, possuem ϵ_{Nd} variando entre positivo e muito negativo, indicando mistura de fonte entre os arcos insulares e crosta mais antiga, além de idades modelo (T_{DM}) variando entre 0,99 e 2.21 Ma, características de arco de continental (Rodrigues *et al.*, 1999; Laux *et al.*, 2004; Giustina *et al.*, 2011; Araújo, 2012; Macedo *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2019;).

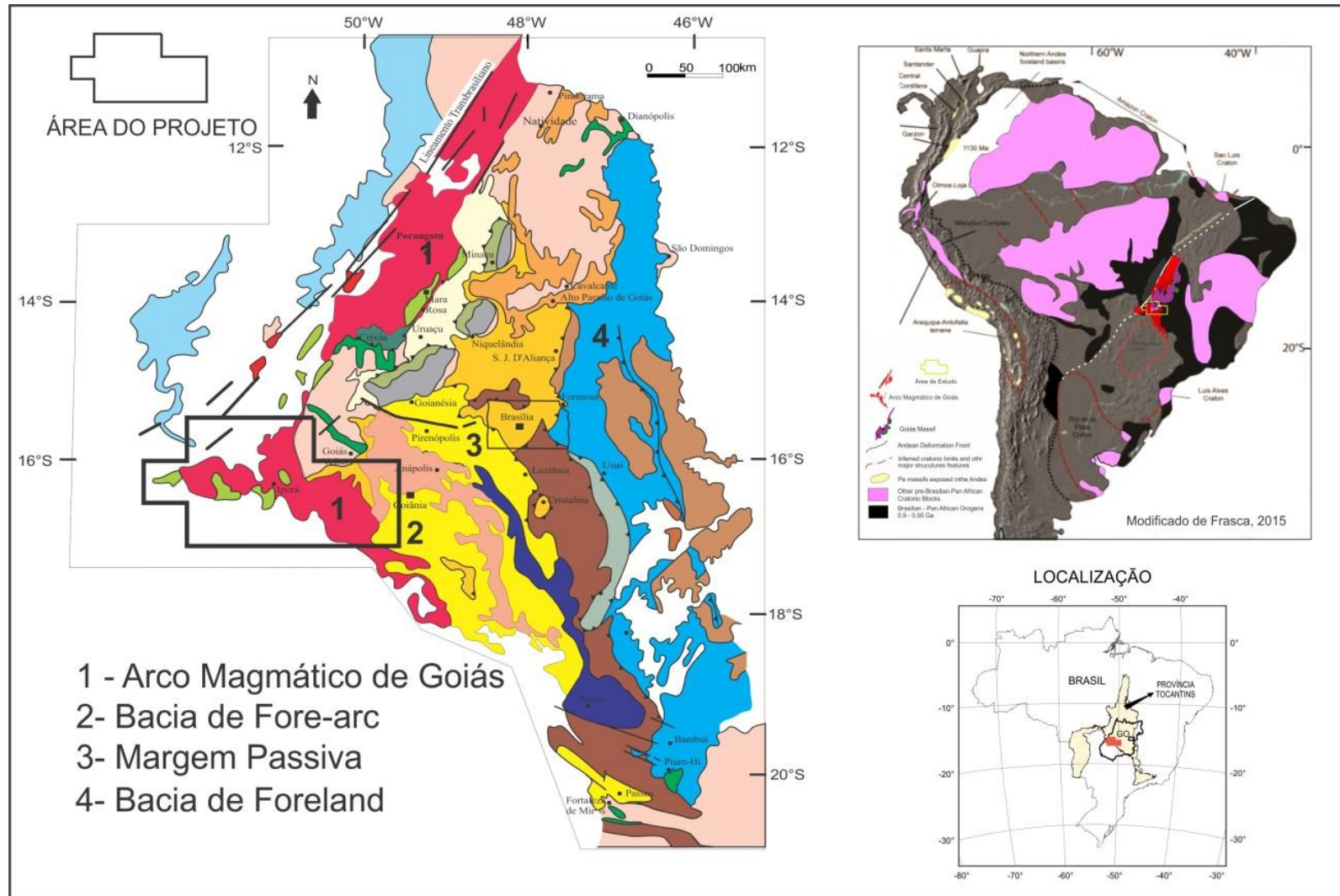


Figura 2.1 - Posicionamento da área de estudo na conjuntura da Faixa Brasília. Extraído de Fuck et al., (1994), Dardenne (2000), Valeriano et al., (2004), Fuck et al., (2014) e Frasca (2015).

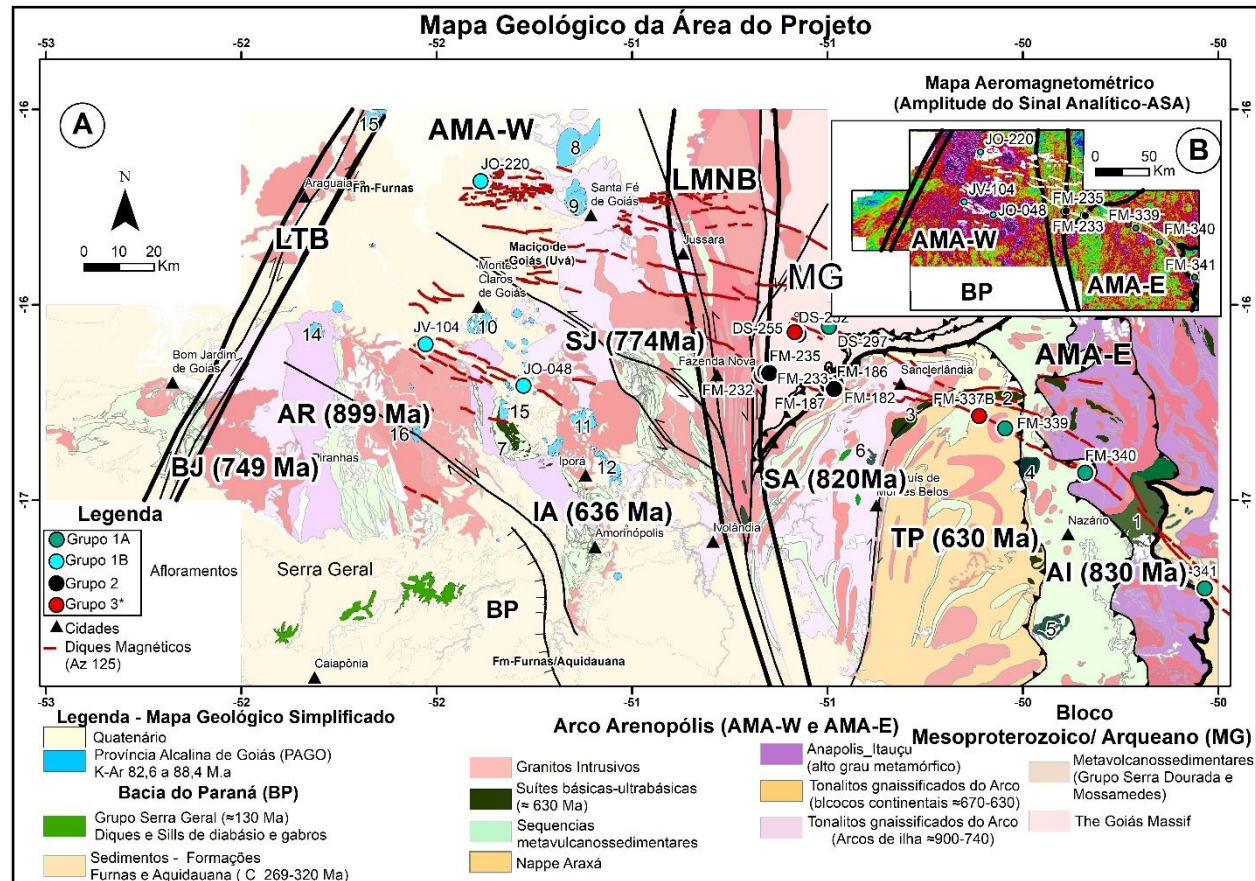


Figura 2.2 –(A)- Mapa geológico simplificado do AMA, evidenciando sua estruturação principal, os enxames de diques NW do Az125 e suas principais intrusões básico-ultrabásicas. Os principais lineamentos estruturais: LTB-Lineamento Transbrasiliano. LMNB zona de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, que divide estruturalmente o AMA em AMA-E (Blocos I-VI) e AMA-W (Blocos VII-X) e o setor central VI, região do LMNB (1-6). Principais intrusões básicas ediacaranas (1-Anicuns-Santa Bárbara, 2-Americano do Brasil, 3-Mangabal Norte e Sul, 4-Mata Rica, 5-Palmeiras, 6-Suíte São Luís de Montes Belos e 7-Cachoeira do Lajeado. Intrusões do cretáceo inferior representadas pelo, Grupo Serra Geral. (8-16 PAGO) Intrusões alcalinas do cretáceo superior, 8-Água Branca, 9-Santa Fé, 10-Montes Claros, 11-Córrego dos Bois, 12-Morro dos Macacos, 13-Morro das Vacas, 14-Morro Preto, 15-Morro do Engenho e 16-Arenópolis. Os principais blocos geológicos limitados pelas principais feições estruturais: (I) Bloco arqueano-paleoproterozoico, Maciço de Goiás e sequências metavolcanossedimentares paleoproterozoicas. (II) Coberturas do Cráton São Francisco, Grupo Araxá. (III) Bloco Anápolis-Itaçu. (IV) Bloco Turvânia, arco continental. (V) Bloco Sanclerlândia. (VI) Bloco Moiporá-Novo Brasil, região do AMA com fragmentos do bloco I. (VII) Bloco Oeste do AMA região onde estão intrudidos os corpos alcalinos relacionados à PAGO Lacerda Filho et al., (2021). (B) Imagem geofísica da Amplitude do sinal analítico (ASA), com os pontos amostrados e os lineamentos NW referentes ao azimute 125°.

2.1 Principais Intrusões básico-ultrabásicas do Criogeniano-Ediacarano (635 Ma - 541 Ma) no Arco Magmático de Arenópolis

O período Ediacarano apresenta importante geração de magmas básicos principalmente na porção leste do Arco Arenópolis. Parte dessas intrusões constitui um grupo de rochas básico-ultrabásicas, marcado pela colisão de baixo ângulo entre o Arco Arenópolis e o Cráton do São Francisco, formadas durante o intervalo de 600-660 Ma (Laux, 2004) por localizadas extensões que podem ter favorecido a subida do manto astenosférico promovendo o metamorfismo em fácies granulítica em 649 – 634 Ma (Baldwin e Brown, 2008; Silva *et al.*, 2011) e a fusão parcial do manto gerando o magmatismo básico (Silva, 2009).

Pfimer *et al.*, (1981) associaram esses corpos à Província Máfico-Ultramáfica do sul da Serra Dourada, ao domínio granulitizado (Águas Claras, Damolândia-Taquaral, Goianira-Trindade) nas proximidades de Anicuns, Nazário, Itaberaí e Americano do Brasil. São descritos como: complexos magmáticos Taquaral-Trindade, Santa Bárbara, Palmeiras, Americano do Brasil, e Suíte São Luís de Montes Belos no bloco leste e Suíte Córrego do Lajeado.

2.1.1 Taquaral-Trindade

A Suíte Taquaral-Trindade é representada pelos corpos Taquaral de Goiás, Capelinha dos Gomes, Águas Claras de Goiás, Gongomé-Retiro e Fazenda Paraíso, que são um conjunto de corpos básico-ultrabásicos intrusivos na faixa granulítica e rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Anápolis-Itaçu. São constituídos por anfibolitos com idades U-Pb em zircão de 680-670 Ma, $\epsilon Nd_{(T)}$ entre -0,1 e 7,8 e T_{DM} entre 1,36 e 1,92 Ga Della Giustina *et al.*, (2011).

2.1.2 Santa Bárbara-Palmeiras

A Suíte Máfico-Ultramáfica Palmeiras, abrange os corpos Palmito, Mata Rica, Palmeiras de Goiás e Goianira-Trindade, denominados inicialmente por (Nilson 1981) como Complexo Palmeiras. São constituídos por metagabros portadores de plagioclásio, piroxênio, hornblenda, quartzo e sulfetos de forma restrita. Apresentam também porções de anfibolito e leucogabros.

O Corpo Goianira-Trindade (Nilson, 1969; Baêta Junior, 1994), é constituído por piroxenitos, anortositos, tremolititos e metagabros. Metaultramáficas associadas aos corpos foram datadas em $(626 \pm 6 \text{ Ma})$ por Pimentel *et al.*,(2003b).

A Suíte Anicuns-Santa Bárbara abrange os corpos Córrego Seco e Santa Bárbara. Os primeiros estudos foram de Oliveira & Bittar (1971b) e Pena *et al.*, (1975) que associaram o conjunto de corpos plutônicos máfico-ultramáficas ao complexo basal. Silva e Nilson (1990) subdividiram em unidade metagabroíca e metanortisítica. O Corpo Santa Bárbara é composto por metanortositos, gabros, peridotitos e xistos básicos. O Corpo Córrego Seco, é composto por hornblenda gabro, gabronoritos, hornblenda metanorito e quartzo anfibolitos.

Laux *et al.*, (2004) publicou idades de U-Pb (zircão) de $598 \pm 8 \text{ Ma}$ e $612 \pm 6 \text{ Ma}$, com $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ entre +2,2 e +2,5 em anortositos e idade U-Pb (zircão) de $594 \pm 10 \text{ Ma}$, com $T_{\text{DM}} 1.25 \text{ Ga}$ no metagabro.

2.1.3 Americano do Brasil

A Suíte Americano do Brasil engloba os complexos Americano do Brasil e Mangabal Sul e Norte. Americano do Brasil é o complexo básico-ultrabásico mais conhecido, contendo uma mina de níquel e cobre atualmente em reavaliação para exploração adicional de cobalto.

Constitui-se de intrusão acamadada, composta por cumulados de dunitos, wehrlitos, lherzolitos e websterito, com formato oval, de direção leste-oeste formada por duas sequências (Norte e Sul), geradas em duas câmaras magmáticas distintas, colocadas lado a lado por meio de falha (Nilson, 1981; Laux *et al.*, 2004). O magmatismo desses corpos máfico-ultramáficos é associado a extensões locais em regime regional compressional da Orogênese Brasileira. Dados geocronológicos U-Pb em zircão apontam idade de $628 \pm 8 \text{ Ma}$ Laux *et al.* (2004).

Mangabal Sul e Norte foram descritos por Danni *et al.* (1973) que os consideraram um corpo contínuo denominado Maciço de Magabal. Posteriormente a divisão foi realizada por Ribeiro *et al.* (1974). Esses dois corpos

possuem uma evolução inicial ígnea seguida de processos metamórficos e deformacionais.

Mangabal Norte apresenta três sequências cumuláticas olivina-cromo espinélio cumulados, olivina-plagioclásio cumulados e piroxênio-plagioclásio cumulados. Mangabal Sul contém olivina-cromo espinélio cumulados, bronzita-cumulados, olivina-plagioclásio cumulados e piroxênio-plagioclásio cumulados. Datações K-Ar apresentam idade 612 ± 8 em hornblenda e 610 ± 9 em muscovita (Candia, 1983; Augustin e Della Giustina, 2019).

2.1.4 Suíte São Luís de Montes Belos

A Suíte São Luís de Montes Belos é composta por dezenas de intrusões máfico-ultramáficas de porte reduzido em relação às demais suítes. Os corpos alcançam no máximo 1500 m de comprimento. Trata-se de peridotitos e clinoporixenitos, hidrotermalizados, intemperizados e mineralizados com vermiculita. Dados de U-Pb em titanita de 556 Ma foram interpretados como o início do processo de transformação de flogopita em vermiculita Macedo *et al.*, (2018).

2.1.5 Suíte Córrego do Lajeado

Descrita por Danni e Campo (1994) em um corpo N/S de 20 Km de extensão próximo à Serra de Santo Antônio. Moreira *et al.*, (2008) inseriram diversos *sills*, diques e *stocks* intrusivos nas sequencias Bom Jardim, Arenópolis-Piranhas, Iporá-Amorinópolis e Jaupaci na suíte. Os corpos Cachoeira do Lajeado, Gabro Boqueirão Jaupaci foram associados à Suíte Córrego do Lajeado por Lacerda Filho *et al.*, (2021).

2.1.6 Corpo Cachoeira do Lajeado

O corpo Cachoeira do Lajeado é composto por metagabros e metadioritos foliados nas bordas até isótopos no centro, intrudidos na Sequência Metavulcanossedimentar Amorinópolis. Rodrigues (1996) apresenta uma isócrona de Rb-Sr de 651 ± 123 Ma interpretada como idade de cristalização do corpo.

2.1.7 Corpo Gabro Boqueirão Jaupaci

Constituiu-se de um plúton de formato oval, composto por gabros magnéticos intrusivos na Sequência Metavulcanossedimentar Jaupaci. Aflora geralmente em forma de blocos. A partir de amostras obtidas em furos de sonda, [Marques et al., \(2019\)](#) obteve dados U-Pb em zircões que forneceram idade de cristalização de 594 ± 5 Ma e idade de 851 ± 6 Ma como herança de rochas encaixantes. Estudos isotópicos de Sm-Nd indicaram T_{DM} de 0.8-0.92 Ga e ϵ_{Nd} (T) entre +2.3 e +6.6.

2.1.8 Intrusões básico-ultrabásicas do Cretáceo

No Cretáceo ocorreram intrusões representadas pelo Grupo Serra Geral, que é associadas à Bacia do Paraná e diversos corpos pertencentes à Província Alcalina de Goiás.

2.1.9 Cretáceo Inferior Grupo Serra Geral (≈ 133 Ma)

O Grupo Serra Geral representa o magmatismo básico de uma das principais *LIPs* (*Large Igneous Provinces*) conhecidas, no caso a porção sul-americana da Província Paraná-Etendeka. Possui uma distribuição assimétrica em que a porção sul-americana recobre cerca de $1,2 \times 10^6$ Km² enquanto seu correspondente africano, as lavas de Etendeka, localizadas na Namíbia, possuem cerca de $0,08 \times 10^6$ km².

O magmatismo é predominantemente representado por cerca de 90%, basaltos e andesitos toleíticos, em menor representatividade ocorre o magmatismo ácido representado por riolitos e riodacitos ([Peate, 1992](#)). Inicialmente as lavas básicas do magmatismo Paraná foram divididas em baixo Ti (<2%) e alto Ti (>2%). Posteriormente, Peate (1992), reuniu um banco de dados com mais de 2000 análises químicas, reclassificou as lavas de acordo com as tabelas 2.1 e 2.2 abaixo:

Nome	"High Ti"			"Low Ti"		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
SiO ₂	>49	>47	48-53	49-52	48-55	49-60
TiO ₂	>33	>2,8	1,7-3,2	1,5-2,3	1,1-2,3	0,7-2,0
P ₂ O ₅	>0,45	>0,35	0,2-0,8	0,15-0,50	0,1-0,35	0,05-0,40
Fe ₂ O ₃ (t)	<14,5	12,5-18	12,5-17	12-16	12-17	9-16
Sr	>550	>350	200-450	200-375	<250	140-400
Ba	>500	>200	200-650	200-600	90-400	100-700
Zr	>250	>200	120-250	100-200	65-210	65-275
Ti/Zr	>57	>60	>65	>65	>60	<70
Ti/Y	>500	>350	>350	>300	<330	<330
Zr/Y	>6,5	>5,5	4,0-7,0	3,5-7,0	2,0-5,0	3,5-6,5
Sr/Y	>14	>8	4,5-15	5-17	<9	<13
Ba/Y	>14	>9	5-19	6-19	<12	<19

Tabela 2.1 – Critério de classificação química dos basaltos segundo Peate (1992).

	Basalto "Low-Ti"			Basalto "High Ti"			Riolito			
	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Parana-panema	Pitanga	Urubici	Palmas		Chapecó	
							Caxias do Sul	Santa Maria	Guarapuava	Ourinhos
SiO ₂	53,68	51,33	50,48	50,21	50,52	51,77	68,07	71,19	65,57	66,88
TiO ₂	1,43	1,55	1,8	2,31	3,53	3,74	0,99	0,72	1,41	1,15
Al ₂ O ₅	14,26	13,82	14,56	13,2	12,9	13,32	12,97	12,54	13,22	13,36
Fe ₂ O ₃ (t)	12,64	14,25	13,74	14,92	15,19	13,24	6,36	5,23	7,3	6,57
MgO	0,19	0,2	0,2	0,22	0,22	0,17	0,1	0,09	0,14	0,12
MnO	4,9	5,39	5,62	5,36	4,36	4,53	1,3	0,83	1,35	1,24
CaO	8,64	9,8	10,06	9,69	8,34	8,19	2,94	1,91	3,06	2,51
Na ₂ O	2,68	2,63	2,49	2,79	2,92	2,8	3,07	2,64	3,46	3,38
K ₂ O	1,33	0,83	0,79	0,99	1,48	1,71	3,92	4,64	4,03	4,43
P ₂ O ₅	0,21	0,2	0,25	0,31	0,56	0,54	0,27	0,2	0,46	0,36
Ni	42	52	77	51	30	54	7	6	6	7
Rb	45	27	17	21	32	37	168	206	98	138
Sr	238	191	288	306	466	768	135	107	375	326
Y	33	34	29	35	41	38	55	76	78	66
Zr	166	131	135	174	268	307	267	322	661	572
Nb	14	10	11	15	25	28				
Ba	388	240	337	290	484	636	664	693	1056	1208
	n=121	n=70	n=26	n=33	n=82	n=65	n=132	n=42	n=40	n=39

Tabela 2.2 – Composição média do magmatismo Paraná (PCFB Paraná continental flood basalt). Banco de dados reunido em Peate-(1992)

Na porção norte dominam os magmas de alto Ti, Ribeira, Pitanga e Paranapanema, cobrindo as lavas de baixo TiO₂ em direção ao norte e oeste. Riolitos ocorrem na porção inferior da pilha de lava com alto teor de TiO₂. Dados isotópicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar apontam para um magmatismo no Cretáceo Inferior entre 135 e 131 Ma (Janasi *et al.*, 2011; Rossetti *et al.*, 2018).

Na porção sul-americana (fig 2.3) os enxames de diques relacionados à abertura do Atlântico se estendem de 193 Ma (Guedes *et al.*, (2005); Almeida *et al.*, (2013) até 112 Ma (Fodor *et al.*, (1983); Almeida *et al.*, (2013) , distribuídos pelas costas argentina, uruguaia e brasileira desde a Bacia de Pelotas até a Bacia do Espírito Santo. No atual sudeste do continente africano a LIP Karoo (190-178 Ma), foi formada no Jurássico inferior (Riley *et al.*, (2005); Almeida *et al.*, 2013).

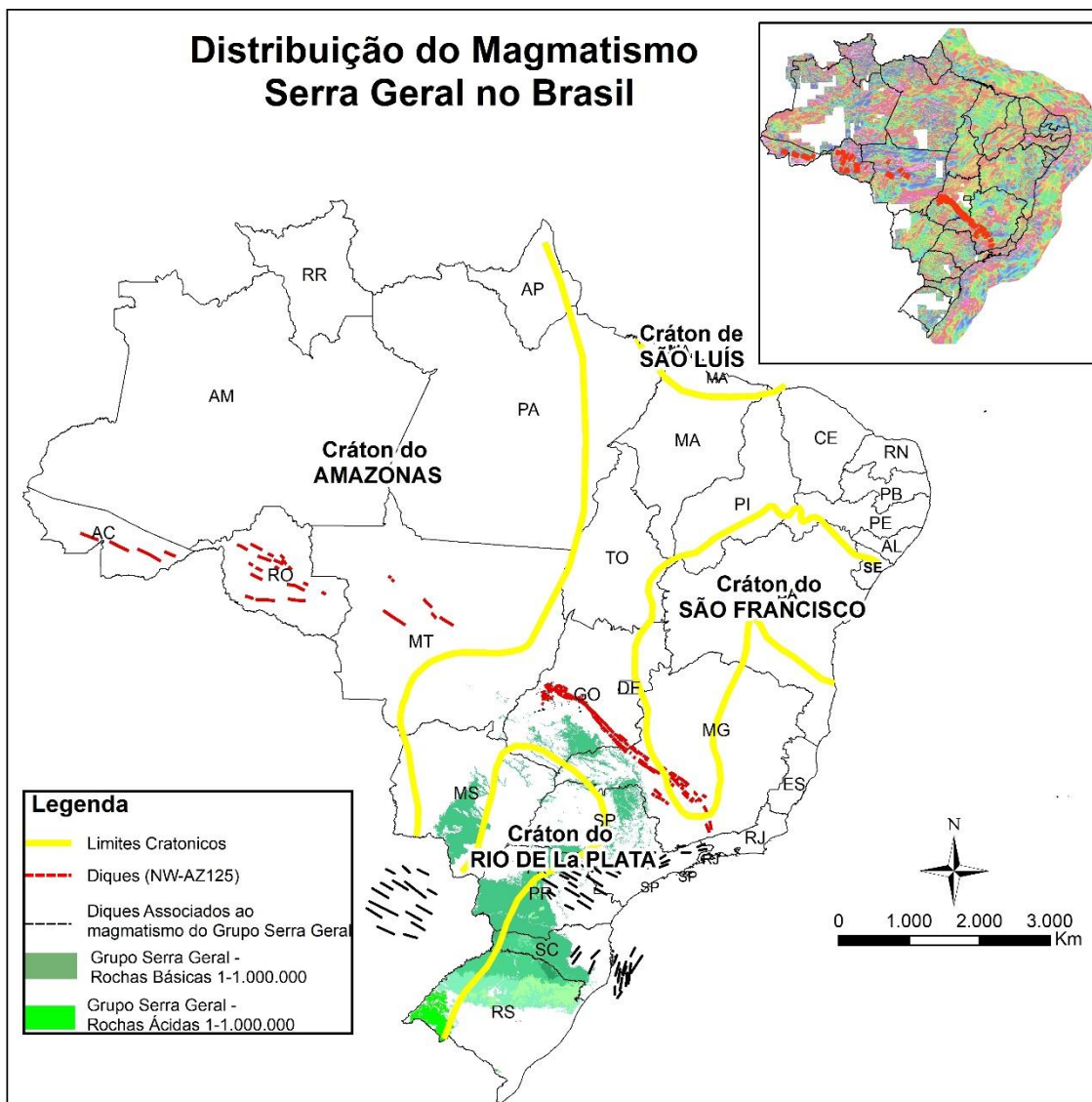


Figura 2.3 - Distribuição geográfica do Grupo Serra Geral no Brasil.

2.1.10 Província Alcalina de Goiás (≈ 90-80 Ma)

A Província Alcalina de Goiás corresponde a um conjunto de corpos alcalinos que afloram em forma de sills, diques, *pipes*, chaminés e depósitos de

lavas [Junqueira Brod et al. \(2002\)](#). Os principais corpos conhecidos são Morro do Engenho, Água Branca, Arenópolis, Morro Preto, Santa Fé, Córrego das Vacas, Montes Claros, Córrego dos Bois e Morro dos Macacos. Após a disponibilização de levantamentos aerogeofísicos, tornou-se possível a identificação de dezenas de corpos de menor porte. Trata-se de uma grande diversidade litológica, passando por peridotitos, kamafugitos, piroxênitos, dunitos, lamprófiros, gabros, nefelina sienitos, silexitos, traquitos, nefelina traquitos e carbonatitos. O corpo Santa Fé foi datado em (85 Ma) por K-Ar em biotita por [Barbour et al., \(1979\)](#).

CAPÍTULO 3

Metodologia

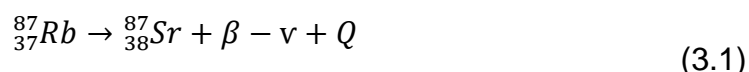
3 Metodologia

3.1 Sistemas Isotópicos

3.1.1 Método Rb-Sr

O Rubídio é um metal alcalino do grupo IA com raio iônico Rb^+ (1,48 Å) bastante similar ao K^+ (1,48 Å), o que possibilita a sua substituição em minerais ricos em Potássio como as micas (muscovitas, biotitas, flogopitas e lepidolita) e feldspatos (ortoclásio e microclínio). O Rb ocorre como os isótopos $^{85}_{37}Rb$ e $^{87}_{37}Rb$ nas respectivas proporções 72,1654% e 27,8346% (Catanzaro *et al* (1969) apud Faure & Mensing, 2005).

O ^{87}Rb é radioativo e decai para ^{87}Sr por meio da emissão de uma partícula- β segundo a equação (3.1):



em que β^- é partícula beta, ν é o antineutrino e Q a energia de decaimento (0.275 meV).

Estrôncio (Sr^{2+}) pertence ao grupo elementos dos alcalinos terrosos, coluna IIA, possui raio iônico (1,13 Å), razoavelmente similar ao Cálcio (Ca^{2+}), 0,99 Å, o que possibilita sua substituição em minerais como plagioclásio, apatita e aragonita. A substituição do Ca^{2+} pelo Sr^{2+} é limitada aos sítios de coordenação oito, já os íons de Ca podem ainda ocupar sites de coordenação seis, isso por ser um pouco menor. O Sr^{2+} também pode substituir o K^+ em K-feldspatos, onde a substituição é acompanhada da substituição de Si^{4+} por um Al^{3+} Faure e Mensing, (2005).

O Estrôncio ocorre na natureza como os isótopos ($^{88}_{38}Sr$, $^{87}_{38}Sr$, $^{86}_{38}Sr$ e $^{84}_{38}Sr$) com as respectivas proporções 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, em que a abundância isotópica varia por causa do decaimento natural do ^{87}Rb para o ^{87}Sr , portanto a composição isotópica de Sr em um mineral ou rocha que contenha Rb depende da idade e da razão Rb/Sr.

Rochas com concentrações elevadas de Rb, geralmente possuem baixas concentrações de Sr. A razão Rb/Sr em rochas ígneas comuns varia entre 0.06

rochas basálticas e 1.7 ou mais em granitos diferenciados, com baixa concentração de Ca. Durante a cristalização fracionada de um magma, o Sr tende a entrar na estrutura dos plagioclásios enquanto o Rb tende a permanecer na fase líquida, logo dentro de uma suíte magmática a razão Rb/Sr tende a aumentar durante o processo de diferenciação magmática.

3.1.2 Geocronologia Rb-Sr

Minerais ricos em Rb, apresentam um crescimento de ^{87}Sr que pode ser descrito pela equação (3.2):

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_{(0)} + \frac{^{87}\text{Rb}}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.2)$$

em que, ^{87}Sr é o número de átomos do isótopo por unidade de peso no tempo atual; $^{87}\text{Sr}_{(0)}$ é o número de átomos por unidade de peso incorporados no mesmo mineral no tempo (t) de sua formação; ^{87}Rb é o número de átomos desse isótopo por unidade de peso no mineral no tempo presente; λ é a constante de decaimento do ^{87}Rb em anos (y^{-1}) cujo valor adotado pela *The International Union of Geological Sciences* (IUGS) é de $1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$.

A equação acima pode ter seus membros divididos pela quantidade de átomos de ^{86}Sr por unidade de peso de um mineral ou rocha, já que o ^{86}Sr representa uma constante, pois trata-se de isótopo estável e se mantém constante, mesmo que a sua abundância radiogênica diminua com o tempo em decorrência de aumento dos isótopos de ^{87}Sr a partir do decaimento do ^{87}Rb , originando a equação (3.3) base para determinação de idade a partir desse método.

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.3)$$

O aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função do tempo pode ser simplificada para equação linear por meio da expansão de $e^{\lambda t}$ como uma série segundo a equação (3.4):

$$e^{\lambda t} = 1 + \lambda t + \frac{(\lambda t)^2}{2!} \dots \quad (3.4)$$

Como a constante de decaimento $\lambda = 1,42 \times 10^{-11}$ possui um valor ínfimo, para grandes valores de (t), na ordem de 10^9 a equação pode ser simplificada a segundo as equações 3.5 e 3.6:

$$\frac{(\lambda t)^2}{2!} \ll \lambda t \quad (3.5)$$

$$e^{\lambda t} - 1 = 1 + \lambda t - 1 = \lambda t \quad (3.6)$$

E a equação (3.3) reescrita com a equação (3.7):

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (\lambda t) \quad (3.7)$$

Assim, conhecendo-se a razão inicial ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, é possível calcular o tempo (t), desde que se determine a (λ_{Rb}) , e o sistema isotópico mantenha-se fechado após a cristalização, e também que os minerais ou rochas datadas sejam cogenéticos (Faure & Mensing, 2005).

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{{}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0}{{}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}} + 1 \right] \quad (3.8)$$

3.1.3 Isócrona Rb-Sr

Como a equação da geocronologia Rb-Sr pode ser representada por uma reta $y=ax+b$, mesmo quando a razão inicial $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i$ é desconhecida e temos assim uma equação com duas variáveis desconhecidas, podemos obter a datação ao plotarmos as razões ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ (y) e as razões ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ (x), obtendo assim a datação a partir do método da Isócrona (Faure & Powell, 1972; Dickin, 2005).

Dessa forma, a razão $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{(i)}$ é representada pelo intercepto da reta (isócrona) com eixo (y) e a datação é calculada a partir inclinação da reta (m) segundo a equação abaixo.

$$m = e^{\lambda t} - 1 \quad (3.9)$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(m + 1) \quad (3.10)$$

A figura (3.1), exemplifica graficamente a isócrona Rb-Sr para amostras cogenéticas.

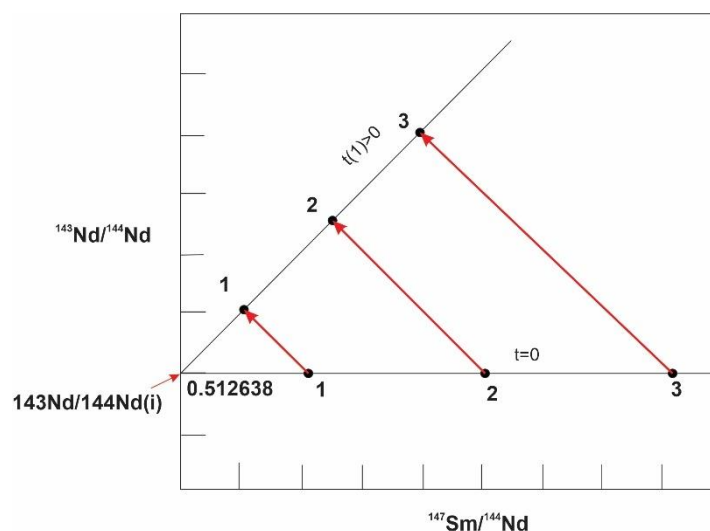


Figura 3.1 -Isócrona Rb-Sr para três amostras cogenéticas (1, 2 e 3) de rochas ou minerais com a mesma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em um tempo ($t=0$), durante a cristalização. As setas indicam a evolução isotópica a partir do decaimento do $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, até um tempo $t>0$. A inclinação da reta formada pelos pontos no tempo $t>0$ indica a idade de cristalização das amostras. Retirado de Faure & Mensing, (2005).

Algumas medidas devem ser tomadas ao interpretar isócronas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ x ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$):

- i. As amostras que compõem a isócrona devem conter uma certa variação em suas razões isotópicas para que o método tenha resolução suficiente para a determinação da isócrona (Bell & Powell, 1969; Faure e Powell, 1972; Faure e Mensing, 2005; Dickin, 2005).
- ii. Uma isócrona bem alinhada pode ser formada pela mistura de amostras não cogenéticas levando a uma interpretação errônea da datação (Bell e Powell, 1969; Faure e Powell, 1972; Faure e Mensing, 2005; Dickin, 2005)..
- iii. Amostras submetidas a processos metassomáticos e ou metamórficos podem apresentar perturbações em sua homogeneidade isotópica por processos de percolação de fluidos e recristalização dos cristais. Também o decaimento radioativo do ^{87}Rb pode gerar defeitos cristalinos nos

minerais, facilitando assim a migração de Sr para fases mais compatíveis, como apatitas e plagioclásios [Dickin \(2005\)](#).

3.1.4 Evolução isotópica do Sr

Para a compreensão do comportamento isotópico do estrôncio, durante a evolução da Terra, faz-se necessária a precisa determinação da razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$. Isótopos pesados como Sr e Nd são considerados inertes durante os processos de fusão parcial e de cristalização fracionada.

Via de regra, os meteoritos possuem baixa concentração de isótopos radiogênicos ^{87}Rb e podem ser utilizados para datação (Rb-Sr). Porém, em uma compilação de dados, [Faure e Powell \(1972\)](#), evidenciaram que, em especial, os acondritos possuem elevada concentração de Sr (70-85 ppm) e concentração muito baixa de Rb (0,001 ppm), em acondritos ricos em cálcio e 0.1 ppm de Rb em acondritos pobres em cálcio, o que confere aos acondritos menor quantidade de ^{87}Sr radiogênico comparado aos condritos. O fato foi utilizado por [Papanastassiou e Wasserburg \(1969\)](#) para a determinação com uma maior precisão da razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ de $0,69899 \pm 5$ para o *BABI* (*Basaltic achondrite best initial*) e construção da isócrona de evolução para acondritos.

A partir da determinação do *BABI* e da isócrona $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ para o acondritos é possível estimar-se a evolução isotópica para outras amostras a partir do diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ por tempo de [White \(2005\)](#) (fig 3.2).

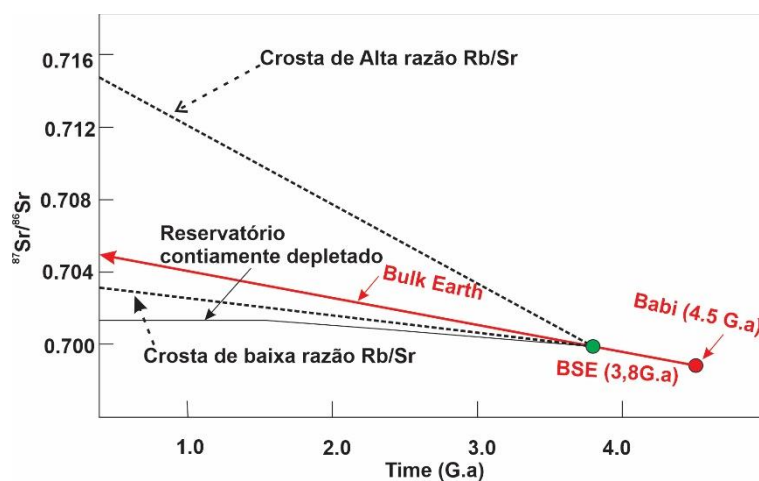


Figura 3.2 - O parâmetro ϵ_{Sr} , foi utilizado por [Papanastassiou e Wasserburg, \(1969\)](#) com intuito de simplificar a compreensão da evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de uma amostra qualquer em relação ao reservatório padrão Bulk Silicate Earth (BSE). O valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (BSE) é razão estimada para BSE, $0,7045 \pm 0,0005$; ([DePaolo & Wasserburg, 1976a](#)) e ([DePaolo, 1988](#)).

3.2 Metodologia Sm-Nd

Isótopos de Sm e Nd, ambos elementos terras raras (REE), são excelentes ferramentas para investigação de processos de evolução mantélica e crustal. Isto deve-se principalmente ao seu comportamento geoquímico geralmente incompatível e com fracionamento muito limitado durante diversos processos intempéricos, hidrotermais e metamórficos.

Devido a esse comportamento incompatível, Sm e Nd tendem a ter suas concentrações aumentadas com progressão da cristalização fracionada. Dentro da estrutura dos minerais, os *ETR* pesados, tendem a ser incorporados em piroxênios, anfibólios e granadas e os *ETR* leves são incorporados em feldspatos e apatitas, o que se reflete diretamente em suas concentrações nas rochas [Faure e Mensing \(2005\)](#).

3.2.1 Geoquímica dos ETRs (Sm e Nd)

ETRs formam íons de carga +3 e se comportam como elementos imóveis, cujo raio iônico varia entre La=1,15 Å e Lu=0,93 Å. Apresentam concentrações significativas em minerais como bastnaesita, monazita e cerita. Também ocorrem como elementos traços em minerais mais comuns, formadores de rocha, substituindo elementos maiores.

Sm e Nd apresentam concentrações <1,0 ppm em rochas ultramáficas até concentrações de 8 ppm de Sm e 45 ppm de Nd em granitos. Rochas ígneas, ricas em álcalis apresentam concentrações mais elevadas em relação a suítes calci-alcálicas. De forma geral, rochas características da crosta continental, como granitos e arenitos, apresentam uma razão Sm/Nd menor do que rochas ígneas máficas, como basaltos toleíticos e gabros [Faure e Mensing \(2005\)](#).

Nd³⁺ e Sm³⁺ apresentam comportamento geoquímico distinto do comum, denominado contração dos lantanídeos, que resulta do preenchimento do orbital f, em consequência do que Sm (Z=62) possui raio iônico menor do que o Nd (Z=60), respectivamente 1,08 Å e 1,04 Å.

Nd tende a se concentrar na fase líquida do magma, enquanto o Sm tende a permanecer na fase sólida. Por isso, a razão Sm/Nd em basaltos é menor do

que a da fonte de seus magmas parentais. Essa preferência pela fase líquida do Nd leva a um enriquecimento relativo ao Sm quando comparamos as rochas da crosta e o manto litosférico.

A maioria dos minerais apresenta uma maior concentração de Nd em relação ao Sm e razão Sm/Nd menor que 0,32, com exceção da granada que apresenta razão 0,54.

O fator de contração dos lantanídeos leva a uma distribuição de Sm e Nd oposta ao Rb e Sr e, conseqüentemente, a diferenças no desenvolvimento das composições isotópicas de Nd e Sr nas rochas crustais e no manto litosférico. A preferência pela fase sólida do Sm durante processos de fusão parcial leva a um enriquecimento do ^{143}Nd radiogênico nas rochas crustais. Enquanto isso, o Rb tende a se concentrar na fase líquida e, conseqüentemente, a fase residual sólida tende a ser empobrecida em ^{87}Sr . Esse comportamento oposto entre os dois sistemas isotópicos possui relevância destacada nos estudos de petrogênese ígnea [Faure e Mensing \(2005\)](#)

Sm e Nd apresentam, cada, sete isótopos naturais com distribuição segundo a tabela abaixo:

Abundância e Número de Massa (A) dos isótopos de Sm e Nd			
Isotopos (Nd)		Isotopos (Sm)	
Massa (A)	Abundancia (%)	Massa (A)	Abundancia (%)
142	27.1	144	3.1
143	12.2	147	15.0
144	23.9	148	11.2
145	8.3	149	13.8
146	17.2	150	7.4
148	5.7	152	26.7
150	5.6	154	22.8
Total	100	Total	100

Tabela 3.1 – Abundância de isótopos de Sm e Nd, retirado de Faure e Mensing (2005)

3.2.2 Decaimento radioativo no sistema Sm-Nd

O decaimento radioativo do ^{147}Sm para ^{143}Nd ao longo do tempo pode ser representado segundo a equação (3.11):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.11)$$

em que: λ é a constante de decaimento e t é o tempo decorrido desde a homogeneização da amostra e m e i são as razões atual e inicial.

A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pode ser calculada a partir da concentração de Sm e Nd segundo a equação (3.12):

$$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}}\right)_c \times \frac{\text{at. wt. Nd} \times \text{Ab}^{147}\text{Sm}}{\text{at. wt Sm} \times \text{Ab}^{144}\text{Nd}} \quad (3.12)$$

A abundância de ^{147}Sm e o peso de Sm no tempo presente ($t=0$) nas rochas terrestres são constantes, isso considerando que a abundância de ^{144}Nd e o peso de Nd na equação dependam apenas da abundância de ^{143}Nd radiogênico e logo da razão Sm/Nd da amostra analisada. Logo, a equação (3.12) pode ser escrita como:

$$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}}\right)_c \times \frac{144.24 \times 15.0}{150.36 \times 23.9} \quad (3.13)$$

Similar ao demonstrado para o método Rb-Sr, substituindo a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ obtida na equação (3.13), a equação (3.11) pode ser expressa como a equação abaixo (3.14).

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + 0.602 \left(\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}}\right)_c \lambda t \quad (3.14)$$

A equação (3.14) mostra que, para um sistema fechado, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cresce linearmente em função do tempo. Assim, é possível calcular a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para um determinado tempo t .

Assim como aplicado para o método Rb-Sr, o princípio da isócrona pode ser aplicado a partir de amostras cogenéticas, como exemplificado na figura (3.3) (DePaolo, 1988; Dickin, 2005; Faure e Mensing, 2005).

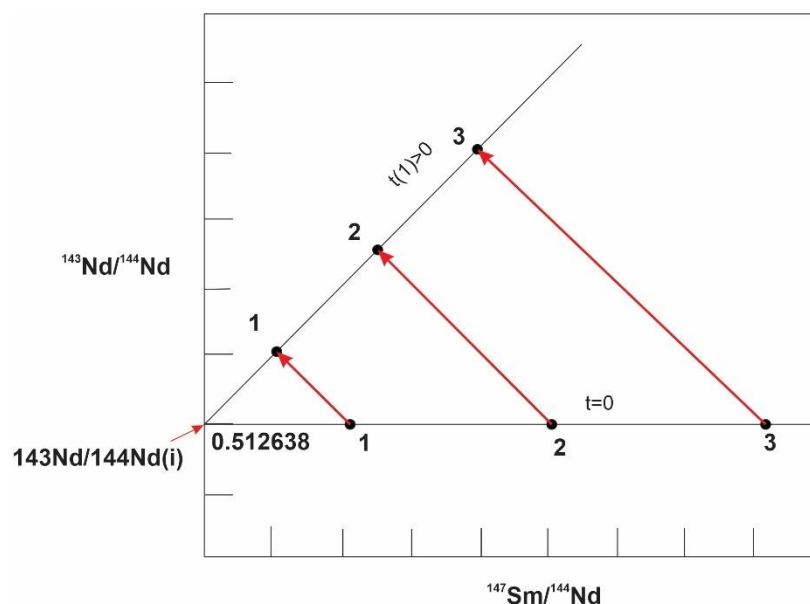


Figura 3.3 – Isócrona Sm-Nd para três amostras cogenéticas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em um tempo ($t=0$), durante a cristalização. As setas indicam a evolução isotópica a partir do decaimento do $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, até um tempo $t(t)>0$. A inclinação da reta formada pelos pontos no tempo $t>0$ indica a idade de cristalização das amostras. Adaptado de Faure e Mensing, (2005).

A partir da isócrona da figura (3.3) podemos obter a idade de cristalização das amostras a partir da determinação da inclinação da reta equação (3.15), seguido da determinação do tempo (t) pela equação (3.16).

$$m = e^{\lambda t} - 1 \quad (3.15)$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(m + 1) \quad (3.16)$$

Como a variação das razões Sm/Nd é normalmente bem pequena devido às características análogas entre Sm e Nd a aplicação da isócrona é recomendada perante a impossibilidade da aplicação de métodos considerados mais eficazes. A sua aplicação é indicada principalmente para o estudo de suítes máficas pré-cambrianas, por possuírem maiores razões Sm/Nd.

3.2.3 Reservatório isotópico Nd (CHUR)

A evolução isotópica do Nd no manto terrestre pode ser descrita a partir do reservatório conhecido com CHUR (*Chondritic uniform reservoir*). O modelo baseia-se na afirmativa de que as razões iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do manto são semelhantes às dos meteoritos condritos, cujos os valores dos CHUR são utilizados como referências de reservatório indiferenciado e uniforme (DePaolo & Wasserburg, 1976a; Faure & Mensing, 2005).

A produção de crosta a partir do avanço da fusão parcial em um reservatório condrítico irá apresentar baixa razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ com o passar do tempo enquanto o resíduo irá apresentar altas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ quando comparado ao *CHUR*. A razão isotópica atual de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ determinada por [Wasserburg et al, \(1981\)](#) é 0,512638 em que o valor medido é corrigido pela razão $(^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd})$ para 0,636151.

3.2.4 Idades modelo $T_{(\text{CHUR})}$

O valor da razão $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ pode ser calculado para qualquer tempo (t) no passado a partir da equação (3.17):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^t = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 x (\varepsilon^{(\lambda t-1)}) \quad (3.17)$$

Em que (0) indica tempo atual e (t) um tempo qualquer no passado.

Resolvendo a equação (3.17) é possível obter o tempo (t) a partir da equação (3.18):

$$t_{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_R - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_R - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} + 1 \right] \quad (3.18)$$

em que $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_r$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_r$ são as razões medidas na amostra, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ e $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ são as razões do reservatório *CHUR* e λ a constante de decaimento do ^{147}Sm .

Para que as equações (3.17) e (3.18) sejam adequadas, o modelo necessita que:

1. A composição isotópica do Nd seja representativa do reservatório CHUR ao longo do tempo.
2. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mantenha-se constante durante o resfriamento do magma na crosta.

3. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da rocha e do *CHUR* sejam corretamente corrigidas para a mesma razão de referência.

3.2.5 Parâmetro $\epsilon_{(\text{Nd})}$

Com objeto de facilitar a comparação entre a evolução da razão ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) do reservatório *CHUR* e de rochas ígneas, [DePaolo & Wasserburg, \(1976b\)](#) introduziram o parâmetro épsilon Nd segundo a equação (3.19):

$$\epsilon^0_{(\text{Nd})} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_R - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}}} \right] \times 10^4 \quad (3.19)$$

em que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(r)}$ é medida diretamente na amostra e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})}$ é razão atual para o reservatório *CHUR*. O parâmetro ϵ positivo, indica magmas formados em região de manto depletado e valores negativos indicam fontes mantélicas enriquecidas ou fusão de rochas com razão Sm/Nd maior que o *CHUR*.

Após estudos realizados na região do Colorado (USA), [DePaolo \(1981\)](#) observou que as rochas da crosta não se formam diretamente partir do *CHUR* e sim de um reservatório onde $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$, denominado manto depletado (*depleted mantle*) onde a idade T_{CHUR} não representaria corretamente a época de separação do magma fonte da amostra analisada em relação ao seu magma parental.

[DePaolo \(1981\)](#) sugeriu que formação de crosta deve ser calculada em relação a curva de evolução para o manto depletado em elementos incompatíveis, representado pela equação (3.20):

$$\epsilon_{\text{Nd}}T = 0.25T^2 - 3T + 8.5 \quad (3.20)$$

em que $\epsilon_{\text{Nd}}T$ refere-se à composição do manto depletado em relação ao *CHUR*. De forma similar ao raciocínio empregado para idade $T_{(\text{CHUR})}$, a idade modelo $T_{(\text{DM})}$ representa o período em que a fonte do magma investigado possui ϵ_{Nd} idêntico ao manto depletado. Ressalta-se que a curva de evolução para o

manto empobrecido de DePaolo (1981) foi obtida a partir de magmas associados a arcos de ilhas Dickin (2005).

Outros autores, como White (2005), apresentam uma curva para evolução para manto depletado a partir de dados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidos em amostras de MORBs (Mid-Ocean Ridge Basalts), em que a evolução inicia-se desde a formação da Terra (4.55 Ga).

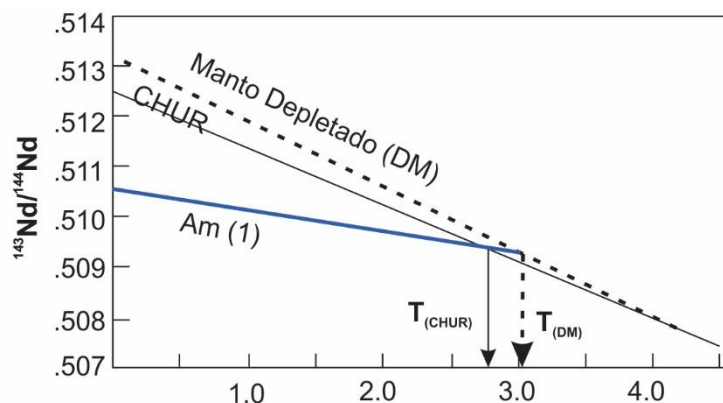


Figura 3.4 – Determinação de idades $T_{\text{(CHUR)}}$ e $T_{\text{(DM)}}$ para a amostra Am(1) a partir do diagrama de evolução isotópica da razão ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) para os reservatórios CHUR, linha preta, Depleted Mantle linha preta tracejada. A linha azul representa a evolução da razão ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) para amostra Am (1). A linha azul é determinada a partir da determinação da razão atual ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) e da inclinação da reta obtida segundo as equações 3.15 e 3.16. As idades $T_{\text{(CHUR)}}$ e $T_{\text{(DM)}}$ para amostra (1) são determinadas pela projeção do encontro das retas de evolução ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) de cada reservatório com a reta azul sobre o eixo do tempo. Figura adaptada White (2005).

Além da determinação das idades $T_{\text{(CHUR)}}$ e $T_{\text{(DM)}}$, a curva de evolução da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no tempo pode ser bastante útil para descrever a evolução isotópica do magma observado até seu reservatório fonte, conforme as figuras 3.5 e 3.6.

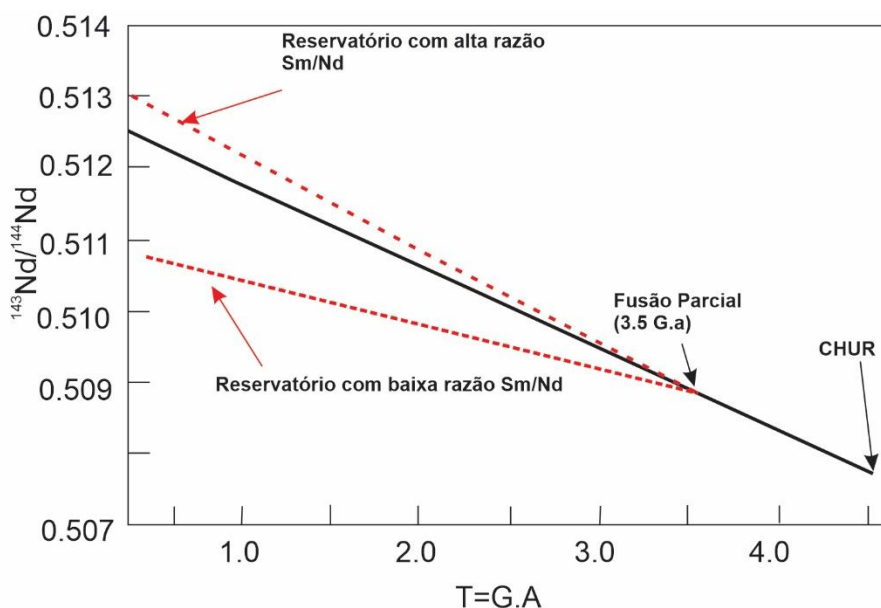


Figura 3.5 – Evolução isotópica da razão ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), evidenciando em vermelho duas evoluções a partir 3.5 Ga, uma com alta razão Sm/Nd e outra com baixa razão. (retirada de White, 2005).

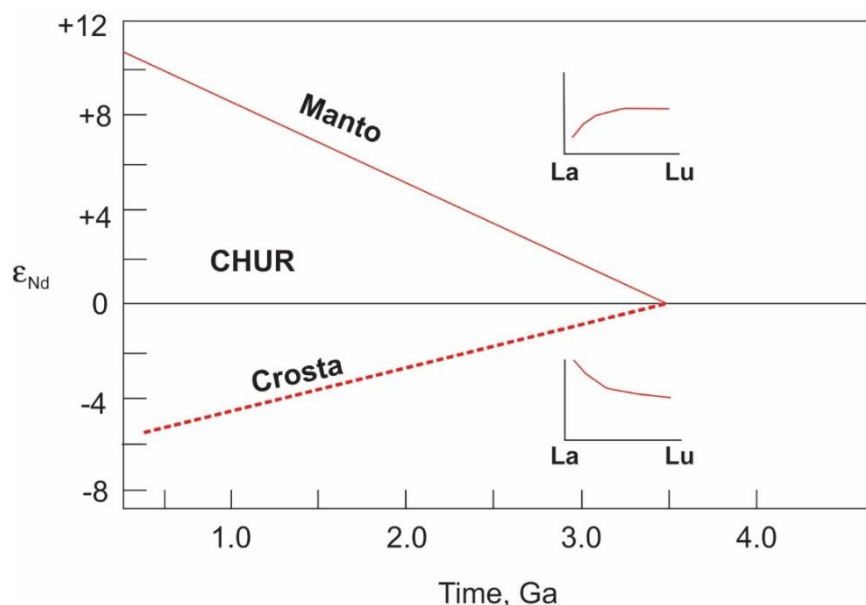


Figura 3.6 – Evolução da razão ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), recalculada como o parâmetro ϵ_{Nd} a partir de 3.5 Ga. Curva vermelha mostra a evolução do Manto com progressivo aumento positivo do ϵ_{Nd} e diminuir relativa dos ETR leves, elementos incompatíveis. A linha vermelha pontilhada mostra a evolução para crosta com diminuição do ϵ_{Nd} e enriquecimento relativo dos ETR leves em relação aos ETR pesados White (2005).

3.2.6 Correlação entre os sistemas isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr

Rochas ígneas associadas a magmatismo basáltico continental e oceânico apresentam razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com diferenças significativas. Os basaltos do tipo (MORB) derivam de reservatórios mantélicos com razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menores do que os basaltos do tipo (OIB) que são derivados de fontes mantélicas com razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menores do que MORB, derivando de reservatórios enriquecidos em relação aos basaltos do tipo MORB. Para os dois grupos foi observada forte relação entre as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, o que sugere uma boa correlação entre o fracionamento isotópico na evolução dessas duas razões DePaolo e Wasserburg (1976b).

As heterogeneidades do manto superior foram estudadas quanto à sua composição isotópica por autores como (Zindler e Hart, 1986; Stracke *et al.*, 2005), que definiram alguns reservatórios mantélicos, baseados em suas características isotópicas como: DMM – *Depleted MORB mantle* (manto residual empobrecido), EM-I - *Enriched Mantle* (manto enriquecido), HIMU (manto com alta razão U/Pb) e FOZO – (*focal zone*), caracterizado por composições empobrecidas em Sr e razoavelmente radiogênicas em Nd e Pb.

A variação isotópica de Nd e Sr para basaltos recentes mostra evidente correlação negativa, denominada *Mantle Array* DePaolo e Wasserburg (1979). O *Mantle Array* foi estipulado pelo *trend de* ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} obtido a partir de avaliação estatística de diversos tipos de basaltos jovens, em que qualquer desvio expressivo para uma amostra jovem é dado por uma condição petrogenética particular.

A figura (3.7) evidencia a relação inversa entre os sistemas isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr, em que a seta em vermelho evidencia o enriquecimento progressivo em Sr e diminuição do ϵ_{Nd} .

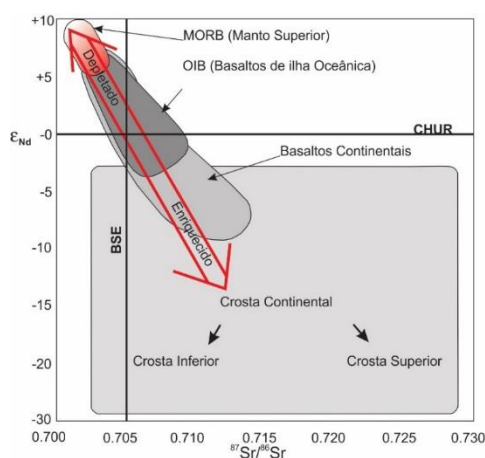


Figura 3.7 – Diagrama de correlação do parâmetro ϵ_{Nd} com a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, em que são destacados os principais reservatórios. A seta em vermelho mostra a direção de enriquecimento em elementos incompatíveis White (2005).

3.3 Geocronologia U-Th-Pb em zircão

3.3.1 Geoquímica do U e Th

Pertencentes à série dos actinídeos, urânio e tório possuem propriedades químicas semelhantes. Ocorrem na natureza em estágio de oxidação tetravalente e possuem raio iônicos parecidos ($Th^{+4}=1,05\text{Å}$ e $U^{+4}=1,10\text{Å}$). Tais características permitem sua recíproca substituição. Entretanto em ambiente oxidante o U se liga ao oxigênio, formando UO_2^{2+} , tornando-se móvel e separando-se do Th. De forma geral, U e Th possuem concentração restrita em rochas comuns (ppm), ocorrendo em minerais acessórios.

Os principais minerais empregados nessa metodologia são zircão, titanita, monazita, xenotima, rutilo, badeleíta, apatita, allanita e pirocloro. O zircão, por apresentar relativa abundância na natureza, alta temperatura de bloqueio, em

torno de 800 °C, e preservação de sistema isotópico U-Th-Pb fechado por domínios possibilita a discriminação de eventos geológicos, mesmo quando submetido a processo de fusão parcial e metamorfismo (Rodrigues 2005).

O zircão ($ZrSiO_4$) possui estrutura cristalográfica relativamente aberta, podendo incorporar em sua estrutura elementos como P, Sc, Nb, Hf, Ti, Y, U, Th e ETR a partir de substituições iônicas controladas pelos raios iônicos dos cátions Si^{+4} e Zr^{+4} (Hoshkin e Schaltegger, 2003; Araújo, 2014).

3.3.2 Decaimento radiativo dos isótopos de U e Th

As datações radiométricas utilizando o sistema U-Th-Pb baseiam-se nas séries isotópicas, em que os isótopos pai (^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th), a partir de series intermediárias de tempo de meia vida curta, decaem, respectivamente para isótopos filho (^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb) Faure e Mensing (2005).

Devido ao decaimento do último estágio de cada série ser muito maior em relação aos estágios intermediários, o decaimento radiométrico de cada série pode ser simplificado conforme as equações:

$$\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb} = \left(\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb} \right)_i + \frac{{}^{238}U}{{}^{204}Pb} (\varepsilon^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (3.21)$$

$$\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb} = \left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb} \right)_i + \frac{{}^{235}U}{{}^{204}Pb} (\varepsilon^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (3.22)$$

$$\frac{{}^{208}Pb}{{}^{204}Pb} = \left(\frac{{}^{208}Pb}{{}^{204}Pb} \right)_i + \frac{{}^{232}U}{{}^{204}Pb} (\varepsilon^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (3.23)$$

A partir de cada uma das três equações acima é possível obter-se a idade, resolvendo a equação para tempo (t), desde que se conheçam as razões iniciais dos isótopos de Pb, como por exemplo na equação abaixo:

$$t_6 = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{{}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} + 1 \right) \quad (3.24)$$

Porém, para que as idades obtidas a partir das três séries de decaimento sejam concordantes, é necessário que o mineral analisado mantenha o sistema U, Th e Pb fechado, e que a razão de Pb inicial e as constantes de decaimento sejam precisamente determinadas.

Ressalta-se que as condições citadas acima raramente são alcançadas já que o U em estágio oxidado tende a ser móvel, sendo assim susceptível ao intemperismo químico. Além disso, a emissão de partículas α durante o decaimento radioativo pode gerar danos na estrutura cristalina do mineral, favorecendo a perda de parte dos isótopos e, conseqüentemente alterando as razões isotópicas.

A perda de Pb nas idades U-Pb pode ser minimizada, calculando a idade baseada na razão ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ que é insensível à perda recente de Pb, já que o Pb perdido teria a mesma composição isotópica do Pb medido.

3.3.3 Diagrama da concórdia

Buscando eliminar o efeito da perda de Pb e U, (Ahrens (1955); Faure e Mensing (2005), construíram um gráfico baseado no crescimento isotópico das razões ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$. Rearranjando as ações 3.21 e 3.22 obtém-se as equações 3.25 e 3.26.

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})}{{}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = \varepsilon^{\lambda_{238}t} - 1 \quad (3.25)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})}{{}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = \varepsilon^{\lambda_{235}t} - 1 \quad (3.26)$$

em que as variáveis seguidas de asterisco indicam os isótopos radiogênicos.

Utilizando diversos valores para (t) a partir do tempo atual, nas equações 3.25 e 3.26 obtém-se uma série de pontos que compõem a curva denominada concórdia.

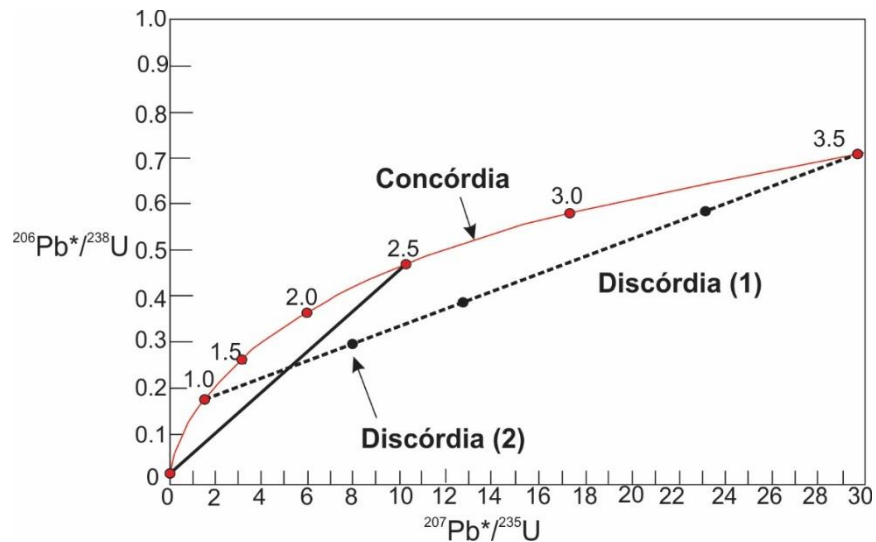


Figura 3.8– Concordia de Wetherill, com três casos hipotéticos de evolução para zircão. A linha vermelha mostra uma amostra cristalizada em 3.5 Ga, cuja evolução isotópica ocorreu sem perda de Pb radiogênico, em cima da curva da concórdia. A linha tracejada evidencia uma amostra também cristalizada em 3.5-Ga, que sofre perda de Pb radiogênico e se reequilibra próximo a 1.0 Ga e define a discórdia (1). A linha preta contínua mostra a evolução isotópica em que a 2.5 Ga o zircão sofreu perda isotópica.

CAPÍTULO 4

MATERIAIS E MÉTODOS

4 Materiais e métodos

4.1.1 Litoquímica

As análises de litoquímica para óxidos maiores foram realizadas no laboratório do Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI), na Universidade Federal de Goiás. As análises para os elementos traços e ETR, foram realizadas no laboratório ALS.

Para os óxidos maiores foi utilizada uma alíquota de aproximadamente 5 gramas por amostra, separada por quarteamento e em seguida pulverizada em moinho planetário de bolas (ágata) por 40 minutos. Em seguida, foi realizada a secagem em estufa a 105°C por 12 horas para confecção da pastilha prensada. Na confecção da pastilha utilizou-se 3 gramas de aglutinante e 5 gramas de cada amostra. Em seguida foram prensadas a 15 toneladas. Posteriormente as amostras foram encaminhadas à determinação da perda na ignição (LOI) ou ganho na ignição (GOI). Para determinação do LOI ou GOI, as amostras foram calcinadas a 1000 °C por 5 horas.

4.1.2 Fluorescência de Raios X

Para a fluorescência de raios X (FRX), foi utilizado o espectrômetro *WDS Bruker S8 Tiger*, com tubo Rh. Para determinação dos óxidos foi utilizada a calibração com pacote *GeoQuant M®* da *Brunker*, composto por padrões de rochas e minerais naturais. Para determinação dos elementos menores foi utilizado o padrão *GeoQuant T®* da *Bruker*.

4.1.3 Espectrometria de Massa – ICP-MS

Para determinação dos elementos traços e ETR, as amostras foram preparadas segundo as especificações dos pacotes PUL-31 e PUL-QC, que consistem na pulverização de 250 g da amostra, em que (85%) da amostra é pulverizada até atingir 75 micra. Em seguida, as amostras foram analisadas pelo pacote ME-MS81, em que é realizada fusão com borato de lítio, seguido da dissolução e análise por ICP-MS. Limites de detecção e maiores detalhes dos procedimentos laboratoriais podem ser encontrados no site (<https://www.alsglobal.com>).

4.1.4 Microsonda Eletrônica (WDS)

Foram realizadas análises em 16 lâminas previamente confeccionadas e polidas no laboratório da CPRM-GO. As análises por espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foram realizadas no CRTI, na Universidade Federal de Goiás, utilizando uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230, com cinco detectores WDS com os cristais LDE1, LDE2, TAP, PET/L-H e LIF-L/H. Também foi utilizado para controle um espectrômetro por dispersão de energia (EDS) JEOL acoplado ao microscópio. As análises foram realizadas com corrente de 15 kV e 20 nA e abertura do feixe de 3 μm . O tempo de análise variou de 20 a 60 segundos por elemento, de acordo com a abundância esperada.

4.2 Análises isotópicas Sm-Nd

Para as análises de Sm/Nd, as amostras foram previamente moídas no laboratório da CPRM-GO e posteriormente enviadas ao laboratório de geocronologia do IG-UNB, onde foram analisadas no equipamento TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), segundo o procedimento detalhando em [Gioia e Pimentel \(2000\)](#).

O procedimento utilizado para separação do Sm e Nd baseia-se em duas principais etapas: A primeira tem como objetivo a separação dos REE, a segunda tem como objetivo a separação da fração Sm e Nd dos demais elementos ainda presente após a primeira fase.

Para o procedimento são utilizados entre 50 e 100 mg de rocha misturada e dissolvida em bomba de teflon coberto com aço, utilizando-se 1 ml de concentrado de HNO_3 e 4 ml de HF concentrado. Em seguida é realizada a evaporação a partir de um sistema de lâmpadas infravermelhas e cápsulas de teflon, o resíduo é colocado em solução de HF: HNO_3 (4:1) e levado ao forno a 190° por 4 dias. Após a dissolução, a amostra é seca e são adicionados 2 ml de HNO_3 concentrado. Em seguida, a amostra é seca e submetida a um ataque ácido com 6 ml de HCL 6N destilado, o que deve resultar em solução limpa e homogênea. Após nova evaporação da solução são adicionados 2 ml de HCL

2,5 N. As amostras são então evaporadas em platinas quentes, em ar limpo dentro de armários de secagem.

Para a separação dos *REE*, utiliza-se uma coluna de quartzo (Id=8mm e 15cm) embalada com 2,2g e 12 cm de resina catiônica Bio-Rad AG 50W-X8 200-400 mesh em solução aquosa. A solução então é eluída dentro da coluna, usando HCl. Os REE são coletados na fração entre 1 e 15 ml da solução HCl 6N, após eluição com 32 ml de HCl 2,5 N. Nessa etapa também são coletados Y e Ba [Gioia e Pimentel \(2000\)](#). São adicionados 15 ml de HCl 6N e armazenado em solução ácida diluída. O HCl 2,5N deve ser titulado com NaCO₃ (anidro) como base e alaranjado de Metila.

Para a separação da fração Sm e Nd emprega-se colunas secundárias de teflon (Savilex ® id 5mm e 10cm) embaladas com resina, HDEHP (270-150 mesh) em teflon em pó revestido com Ácido fosfórico di-etilxil até 6,5 cm.

Os REE são totalmente evaporados e dissolvidos em 0,2ml de HCL 0,18N, a solução colocada na coluna Ln-Spec. A fração Nd foi coletada em 4ml de HCL 0,3 N após os 10 ml iniciais de HCl 0,18 N. Após a coleta do Nd, 2 ml de HCl 0,3N é descartada e a fração de Sm é coletada em 4 ml de HCL 0,4N a uma velocidade de 1ml/30 min. A regeneração da resina foi alcançada com 6 ml de HCl 6N. A coluna foi acondicionada novamente com 3ml de H₂O (nanopura) e 2x3 mL de HCL 0,18N.

A fração coletada na segunda coluna é evaporada com duas gotas de H₃PO₄. O resíduo é dissolvido em 1 ml de HNO₃ destilado a 5% e colocado em um filamento duplo de Re.

O espectrômetro de massa utilizado foi o Finnigan MAT 262 com 7 coletores, as análises foram feitas em modo estático.

A razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd é normalizada utilizando-se a razão ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd =0,7219 e a constante de decaimento 6,54x10⁻¹²/ano revisada por [\(Lugmair e Marti \(1978\) in Gioia & Pimentel, \(2000\)\)](#).

O padrão internacional utilizado para controle das análises foi BHVO-2 (Basalt Hawaiian-USGS).

4.3 Análises isotópicas Sr

As análises isotópicas de Sr foram realizadas em rocha total e acompanham a metodologia descrita para os isótopos de Sm-Nd. Após o ataque ácido utiliza-se colunas de Teflon® com 83 mg de resina Eichrom® Sr-Spec 50-100 µm para separação dos isótopos de Sr.

Os dados foram obtidos em instrumento *Thermo Scientific TRITON™ Plus Thermal Ionization Mass Spectrometry* (TIMS) no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB). As amostras são colocadas com HNO₃ 50% em filamentos de Re de arranjo duplo. As análises foram feitas em módulo estático utilizando um multi coletor em modo rotacional, realizando 10 blocos de 15 ciclos e 17 segundos por ciclo e o padrão internacional utilizado para controle das análises foi NBS987.

4.4 Análises isotópicas U-Pb

As análises de U-Pb foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília, segundo o procedimento descrito em [Bühn et al., \(2009\)](#). Os resultados foram obtidos a partir de equipamento LA-ICP-MS (Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) modelo Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICPMS.

O zircão é separado do restante da rocha após moer a amostra e concentrar os minerais pesados utilizando bromofórmio. A fração contendo os minerais pesado é então submetida ao separador magnético Frantz em seguida, o zircão é separado da parte não magnética com auxílio de uma lupa de mesa e pinça. Então, é confeccionado um molde em que os grãos são fixados em um pires de vidro com fita dupla face. Um anel com 9 mm de plástico é colocado na fita ao redor dos grãos de zircão e, em seguida o molde é completado com resina epoxy. Após dois dias de secagem, a fita é removida, e é realizado o polimento do molde com pasta diamantada, primeiro de 3µm e, em seguida, de 1µm com objetivo de expor a superfícies dos grãos de zircão livre de alterações. O molde passa por banho ultrassônico com 3% HNO₃ e em seguida é limpo com água destilada.

A câmara de amostragem é lavada com gás He que, antes de chegar à câmara passa por um tubo de vidro revestido de ouro com intuito de remover o

isótopo de ^{204}Hg , evitando sua interferência na leitura do ^{204}Pb . O laser utilizado na ablação trabalha com 7 a 10 Hz e energia de 30-36%, resultando em uma energia 0,5 a 1,2 j/cm².

São utilizados dois feixes paralelos espaçados 20 μm , atingido uma área de amostragem próxima de 70 μm , com uma varredura de 1 $\mu\text{m/s}$. Antes do início da coleta de sinal, o laser realiza uma varredura na superfície do cristal para retirada de impurezas.

O espectrômetro de massa é equipado com 6 contadores de íons que permitem a análise de 5 isótopos simultaneamente. O laser é iniciado e quando o sinal atinge seu máximo, 40 ciclos são tomados e a leitura é feita por 1 minuto.

Os padrões de zircão utilizados no controle das análises são utilizados segundo: (Paton *et al.*, 2011, 2010; Petrus e Kamber, 2012).

Bibliografia

- Ahrens, L., 1955. Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochim Cosmochim* 8, 1–15.
- Almeida, J., Dios, F., Mohriak, W.U., Valeriano, C.D.M., Heilbron, M., Eirado, L.G., Tomazzoli, E., 2013. Pre-rift tectonic scenario of the eo-cretaceous gondwana break-up along SE Brazil-SW Africa: Insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 369, 11–40. <https://doi.org/10.1144/SP369.24>
- Araújo, C.E.G., 2014. Evolução tectônica da margem ativa neoproterozóica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil). PhD 189.
- Araújo, J.G., 2012. “EVENTOS IGNEOS E METAMÓRFICOS NEOPROTEROZOICOS/EO-PALEOZOICOS NO ARCO MAGMÁTICO DE ARENÓPOLIS, GOIÁS.” UNB - IG - Inst. Geociências. Universidade de Brasília.
- Augustin, C.T., Della Giustina, M.E.S., 2019. Geology and metamorphism of the neoproterozoic Mangabal Complex: An example of Ni–Cu-PGE mineralized intrusion in the Goiás Magmatic Arc, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 90, 504–519. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.013>
- Baêta Junior, J.D., 1994. Programa Levantamento geológico básicos do Brasil. Folha SE.22-X-A-VI., Nazário, Go. Goiânia.
- Baldwin, J.A., Brown, M., 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis-Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil - Constraints from U-Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. *J. Metamorph. Geol.* 26, 213–233. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00759.x>
- Barbour, A., Girardi, V.A., Kawashita, K., Soares de Souza, A., 1979. Geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, Goiás (No. 10). São Paulo.
- Bell, K., Powell, J.L., 1969. Strontium isotopic studies of alkalic rocks: The potassium-rich lavas of the birunga and toro - ankole regions, east and

- central equatorial Africa. *J. Petrol.* 10, 536–572.
<https://doi.org/10.1093/petrology/10.3.536>
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Cienc.* 81, 99–114. <https://doi.org/10.1590/s0001-37652009000100011>
- Candia, M.A.F., 1983. Petrologia dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sanclerlândia, Goiás. Universidade de São Paulo.
- Danni, J.C., AUGUSTE, M., DARDENNE, REINHARDT A., F., RIBEIRO, M.J., 1973. Geologia Da Extremidade Sudoeste Da Serra Dourada (Goiás, Brasil). *Rev. Bras. Geociências* 3, 160–180. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1973160180>
- Danni, J.C., Campos, J.E., 1994. Geologia e petrologia do Complexo Cachoeira do Lajeado, Iporá, Goiás, in: Centro-Oeste, S. de G. do (Ed.), . Brasília.
- Depaolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–196.
<https://doi.org/10.1038/291193a0>
- Depaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd ISOTOPIC VARIATIONS and PETROGENETIC MODELS. *Geophys. Res. Lett.* 3, 3–6.
[https://doi.org/0016-7037\(81\)90085-5](https://doi.org/0016-7037(81)90085-5)
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 615–627.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90169-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90169-8)
- DePaolo, D.J., 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.
- Dickin, A.P., 2005. Radiogenic Isotope Geology, 2nd Editio. ed.

- Faure, G., Mensing, T.M., 2005. *Isotopes: Principles and Applications*, THIRD EDIT. ed.
- Faure, G., Powell, J.L., 1972. *Strontium Isotope Geology*. Geological Magazine, Berlin, Heidelberg, New York. <https://doi.org/10.1017/S0016756800047518>
- Fodor, R. V., McKee, E.H., Asmus, H.E., 1983. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic rock from the Brazilian margin. *Mar. Geol.* 54, 1–8. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(83\)90002-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(83)90002-6)
- Frasca, A.A.S., 2015. *Amalgamas Do W-Gondwana Na Província Tocantins Tocantins*. Inst. Geociências, Univ. Brasília, Brasília. Tese Doutorado nº 123, 172.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.* 72, 218–245. <https://doi.org/10.1590/s0001-37652000000200009>
- Giustina, M.E.S. Della, Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Fuck, R.A., Andrade, S., 2011. U-Pb-Hf-trace element systematics and geochronology of zircon from a granulite-facies metamorphosed mafic-ultramafic layered complex in Central Brazil. *Precambrian Res.* 189, 176–192. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.05.010>
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., de Morisson Valeriano, C., Horta de Almeida, J.C., Teixeira, W., Filho, A.T., 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *J. South Am. Earth Sci.* 18, 371–382. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.008>
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon* 27–62. <https://doi.org/10.1515/9781501509322-005>
- Janasi, V. de A., de Freitas, V.A., Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 147–153. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.005>

- JUNQUEIRA-BROD, T.C., ROIG, H.L., GASPAR, J.C., BROD, J.A., MENESES, P.R., 2002. A Província Alcalina De Goiás E a Extensão Do Seu Vulcanismo Kamafugítico. *Rev. Bras. Geociências* 32, 559–566. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002324559566>
- Lacerda Filho, J., Gollmann, K., Santos, D.V. dos S., Martins, F.R., Souza, J.O., Carneiro, J. de S.M., Meneghini, P.F.V.B., Hattingh, K., Silva, É.R., Eberhardt, D.B., 2021. PROJETO GEOLOGIA E METALOGENIA DA PORÇÃO OESTE DE GOIÁS. Goiânia-GO.
- Laux, J.H., 2004. Evolução do Arco Magmático de Goiás com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto Geociências, Univ. Brasília, Brasília, 113.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A.A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás central Brazil: Sm - Nd isotopes and new ID-TIMS and SHIMP U-Pb data. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 599–614. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.11.001>
- Macedo, H.A.O., Della Giustina, M.E.S., de Oliveira, C.G., Praxedes, I.F., 2018. The São Luís de Montes Belos vermiculite deposit, central Brazil: Hydrothermal mineralization associated with intracontinental strike slip zones. *J. South Am. Earth Sci.* 88, 459–479. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.012>
- Marques, G.C., de Oliveira, C.G., Espada, E., Dantas, E.L., 2019. The Fazenda Nova gold deposit, Goiás Magmatic Arc: Late neoproterozoic intrusion-related auriferous mineralization controlled by intracontinental strike-slip faulting. *Ore Geol. Rev.* 107, 546–572. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.012>
- Moreira, M.L., Moreton, L.C., Araújo, Vanderlei, A., Lacerda Filho, J., Costa, H., 2008. Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Goiânia.
- Nilson, A.A., 1981. The nature of Americano do Brasil mafic-ultramafic complex and associated sulfide mineralization, Goiás, Brazil. University of Western

Ontario.

- Nilson, A.A., 1969. Geologia da área Goianira-Trindade, Goiás Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Bol 133. Rio de Janeiro.
- Oliveira, C., Bittar, N., 1971. Geologia das Folhas de Itauçu, Palmeiras de Goiás e Cesarina e Cadastramento de Materiais de Construção da Área Goiânia-Trindade. Projeto Bandeirante. Goiânia: Goiânia-Goiás.
- Oliveira, I.L., 2015. Isótopos de Nd e Sr em minerais de diferentes séries petrogenéticas nos complexos alcalino-carbonáticos de Salitre e Catalão I 208.
- Papanastassiou, D., Wasserburg, G., 1969. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet. Sci* 5, 361–376.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.* 26, 2508–2518. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 11. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Pena, G.S., Pereira, A.D.C., Takahashi, A.T., Oguino, K., Ferreira Neto, M.H., Araújo, Vanderlei, A., 1975. Projeto Goiânia II Relatório Final. Goiânia.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostand. Geoanalytical Res.* 36, 247–270. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>
- Pfimer, A.A., Cândia, M.Â.F., Texeira, N.A., 1981. Geologia e Mineralizações de Níquel-Cobre-Cobalto dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Mangabal I e II, in: *Journal of Chemical Information and Modeling*. pp. 495–516.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2)

- Pimentel, M.M., Laux, J.H., Hollanda, M.H.B.M., GIOIA, S.M.L.C., 2003. Caracterização do Complexo Gabro-Anortosítico Acamadado de Santa Bárbara, Goiás.
- Ribeiro, M., Pfrimer, A., Sá, C.M., 1974. Geologia e Geoquímica de semi-detalhe do maciço máfico-ultramáfico de Mangabal I, Sanclerlândia, GO, in: Geologia, S.C.B. de (Ed.), . Porto Alegre, pp. 239–249.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Curtis, M.L., Millar, I.L., Duncan, R.A., Fazel, A., 2005. Early-middle Jurassic dolerite dykes from western Dronning Maud Land (Antarctica): Identifying mantle sources in the Karoo large igneous province. *J. Petrol.* 46, 1489–1524. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi023>
- Rocha, L.G. de M., Pires, A.C.B., Carmelo, A.C., Araújo Filho, J.O. de, 2014. Geophysical characterization of the Azimuth 125° lineament with aeromagnetic data: Contributions to the geology of central Brazil. *Precambrian Res.* 249, 273–287. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.05.005>
- Rodrigues, J.B., 1996. Geocronologia e geoquímica da sequência vulcano-sedimentar de Iporá e rochas graníticas associadas. Universidade de Brasília.
- RODRIGUES, J.B., 2005. Guia de procedimentos do SGB para amostragem e seleção de métodos geocronológicos aplicados ao mapeamento regional.
- RODRIGUES, J.B., GIOIA, S.M.L.C., PIMENTEL, M.M., 1999. Geocronologia E Geoquímica De Ortognaisses Da Região Entre Iporá E Firminópolis: Implicações Para a Evolução Do Arco Magmático De Goiás. *Rev. Bras. Geociências* 29, 207–216. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929207216>
- Rossetti, L., Lima, E.F., Waichel, B.L., Hole, M.J., Simões, M.S., Scherer, C.M.S., 2018. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 355, 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>
- Silva, F., Nilson, A.A., 1990. Caracterização do Complexo Gabro-Anortosítico

acamadado de Santa Bárbara de Goiás, in: (SGB), C. brasileiro de G. (Ed.), . Natal, pp. 1898–1912.

Silva, J.M., 2009. O Complexo Máfico-ultramáfico Acamadado de Americano do Brasil e sua mineralização de Ni-Cu-Co. Universidade de Brasília.

Silva, J.M. e, Filho, C.F.F., Bühn, B., Dantas, E.L., 2011. Geology, petrology and geochemistry of the “Americano do Brasil” layered intrusion, central Brazil, and its Ni-Cu sulfide deposits. *Miner. Depos.* 46, 57–90. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0312-9>

Stracke, A., Hofmann, A.W., Hart, S.R., 2005. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 6. <https://doi.org/10.1029/2004GC000824>

Wasserburg, G.J., Depaolo, D.J., McCulloch, M., 1981. Precise determination of ratios Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2311–2323. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90085-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90085-5)

White, W., 2005. *Geochemistry*. Ithaca, Nova York.

Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* Vol. 14 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

CAPÍTULO 5

ARTIGO

5 Artigo

DIFFERENT MANTLE SOURCES (LITHOSPHERIC AND ASTHENOSPHERIC) ALONG THE AZIMUTH 125° LINEAMENT IN CENTRAL BRAZIL.

Authors: By Felipe Rodrigues Martins, Affonso Brod, Elton L. Dantas

Keywords: Tholeiitic and Alkaline Magmatism; NW Dyke Swarms in Central Brazil; Different Mantle Sources.

Abstract: The NW structure known as AZ125° lineament consists of continental-scale lineaments that represent extensive faults developed on the orogenic belts between the São Francisco, Paranapanema, and Amazonian cratons. In the region of the Goiás Magmatic Arc, geochronological, U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr data, integrated with field information, and geochemical and WDS (Wavelength Dispersive Spectrometer) data, show evidence of emplacement of basic magmas with distinct characteristics, intruding different geologic blocks. These dykes were organized into three groups: 1A, 1B, and 2. Dykes of the 1 Group were not affected by metamorphism and deformation and represent magmas enriched in incompatible elements, typical of continental basalts. 1 Group was further divided into the 1A and 1B subgroups. The 1A subgroup, represented by high-Ti diabbases, presents a slightly alkaline character and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512439 - 0.511445$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1281 - 0.1291$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -3.76$ to $+3.88$, and T_{DM} of 1.07 Ga, similar to the basalts of the northern part of the Serra Geral Group (~133 Ma) and other basic dyke swarms related to the Serra Geral magmatism in the South American Platform, as well as to its correlates associated to the Paraná-Etendeka LIP. The 1B subgroup represents alkaline basaltic magmatism, compatible with the Goiás Alkaline Province (PAGO) magmatism. The NW dyke swarm of 2 Group, with an estimated age of 630-520 Ma, is represented by metamorphosed diabbases and gabbros and comprises the oldest dykes emplaced along the AZ125°. These dykes crosscut the 820 ± 4 Ma Sanclerlândia island arc and the main basic-ultrabasic complexes intrusive in the island arc, such as the ~630 Ma Americano do Brasil Complex. The group was partially deformed and metamorphosed. U-Pb isotopic dating shows that the younger rocks outcropping in the region are granites related to the closure of the Brasiliano orogeny at 520

Ma. The 2 Group is characterized by tholeiitic metadiabase dykes with ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511419 - 0.512225$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.111951 - 0.111951$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -7.57$ to -14.81 , and T_{DM} of 1.3 to 1.7 Ga, in tandem with the main Ediacaran ultramafic complexes in central Brazil.

Introduction

The lineaments of the Azimuth 125° refer to a set of linear arrangements represented by strong magnetic anomalies that are evident on aeromagnetic maps. They were developed between the São Francisco, Paranapanema, and Amazonian cratons, and stand through the Ribeira and Brasília belts, presenting strong vestiges of reactivations followed by intrusion of basic magmatism in the fault zones during the Neoproterozoic and Cretaceous. These lineaments are associated with dyke swarms of basic rocks.

[Rocha et al. \(2014\)](#) present a geophysical characterization of the lineaments associated with the Azimuth 125° in an area that encompasses the Triângulo Mineiro, region of the Alto Parnaíba Alkaline Province and crosscut the entire State of Goiás, proposing a division into three categories of dykes. They were denominated, from the oldest to the youngest, as L1 (> 790 Ma), L2 (>622 Ma), and L3 (622-118 Ma), based on crosscut relations between the dykes and the main intrusive bodies that had geochronological data associated.

In this work, we aim to understand the setting and development dynamics of the NW structures along with the tectonic evolution of the Arenópolis Magmatic Arc region, between Western Gondwana amalgamation and Pangea breakup, correlating the basic magmatism emplaced in the structures with the main magmatic events described in the region. For this, we obtained new major and trace element geochemical data and whole-rock isotopic ratios, in addition to WDS (Wavelength Dispersive Spectrometer) chemical data on minerals.

In the Brasília Belt domain, the dykes related to the Azimuth 125° crosscut the metasedimentary rocks of the Araxá Group, near the limit of the arc and the covers of the São Francisco Craton, as well as intrude the rocks of the Arenópolis Arc, thus being emplaced in distinct geological terrains.

The dyke swarms are represented by two main lineaments and diverse lower-level segmented linear structures. Small basic-ultrabasic plutons were also recognized along the NW lineaments and treated separately given that they represent different magmatic events.

Despite the outstanding magnetic anomalies, the outcrops associated with the Azimuth 125° dykes are discontinuous and occur mainly as rock blocks, with rare occurrence of larger exposures. The swarms are represented by three magmatic events with distinct affinities.

Regional Geological Context

The Goiás Magmatic Arc (GMA) (e.g. Pimentel et al., 1991; Pimentel and Fuck, 1992) constitutes a system of plutonic-volcanic arcs that extends from Arenópolis to the Mara Rosa region, and beyond, representing a series of juvenile crust remnants that register the opening and closure of the paleo-ocean between the Amazonian and São Francisco-Congo cratons, during the 900 – 600 Ma period. The initial pre-collisional stage (900 – 800 Ma) is marked by oceanic subduction with the generation of island arc and cordilleran plutonic rocks, associated with other rock types of representatives of volcano-sedimentary sequences. The GMA is divided into the northern portion, known as the Mara Rosa Magmatic Arc (MRMA), and the southern portion, the Arenópolis Magmatic Arc (AMA). A younger continental arc formed between 670 and 630 Ma is established in the Santa Terezinha de Goiás region (e.g. Junges et al., 2002; Frasca, 2015).

In the AMA (see Fig. 1.1), the island arc is recognized in the Arenópolis region and is constituted by 899 ± 7 Ma tholeiitic and calc-alkaline rocks with $\epsilon_{\text{Nd}}^{(i)}$ of +1.9 to +3.2 and T_{DM} of 1.0 – 1.2 Ga (e.g. Pimentel et al., 1991; Pimentel and Fuck, 1992). In the Iporá region, thin-banded porphyroclastic orthogneisses were dated at 804 ± 6 Ma and produced $\epsilon_{\text{Nd}}^{(i)}$ of +0.37 to +1.85 and T_{DM} of 1.18 Ga, showing island arc characteristics (e.g. Pimentel and Fuck, 1994; Araújo, 2012). The Sanclerlândia block, represented by hornblende-bearing tonalitic gneisses dated at 820 Ma, with $\epsilon_{\text{Nd}}^{(i)}$ of +2.5 to +4.7 and T_{DM} of 0.98 to 1.44 Ga, show precursor characteristics of a juvenile arc (Araújo, 2012).

In the southern portion, the Santo Antônio, Firminópolis, Palminópolis, and Turvânia orthogneisses show ages between 669 and 630 Ma, and strongly negative to positive $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values, indicating a mixture of island arc and older crust sources; furthermore, T_{DM} values vary from 0.99 to 2.21 Ga, showing characteristics of continental arc (Araújo, 2012).

The AMA is marked by NNW-SSE shear zones that divide it into many blocks of orthogneisses, limited in the west by the Transbrasiliano Lineament, striking at NE-SW. To the north, it is limited by the Goiás Massif, to the east, by the covers of the São Francisco Craton, and to the south, by the Paraná Basin (Lacerda Filho et al., 2021).

Numerous late-orogenic granitic intrusions are recorded between 600 and 560 Ma, and post-orogenic intrusions occur between 510 and 485 Ma (Marques et al., 2019).

Basic to ultrabasic intrusions, such as the Americano do Brasil Complex, are present in the Sanclerlândia and Turvânia-Palminópolis blocks. Those rocks host Ni and Cu sulfides (pentlandite and chalcopyrite). The Americano do Brasil intrusion was dated at 628 Ma (Silva et al., 2011).

The Paraná Basin partially covers the AMA lithotypes and is represented in the region of the AZ125° lineaments by remnants of the Furnas Formation arenites, mostly, and shales and fine-grained arenites of the Ponta Grossa Formation. Basalts associated with the Serra Geral Group overlie the sedimentary rocks and are exposed to the S/SE of the study area.

To the north of the study area, diabase dykes of 6 km long and about 100 m-thick are described. The dykes crosscut all the lithotypes occurring in the region, except the Tertiary units, with large exposures in the Serra Água Limpa, where they crosscut marbles associated with the Araxá Group (Thomé Filho et al., 1994). These dykes have an N-S direction, were dated by the K-Ar method (178 ± 5 Ma) (Schobbenhaus et al., 1975), and are associated with the Sul Atlantiano Event, as proposed by Thomé Filho et al. (1994).

NW diabase dykes, associated with the Azimuth 125° lineaments, are described in the southeast of the study area and are related to the Serra Geral magmatism, presenting 136 ± 9 K-Ar apparent ages (Schobbenhaus et al., 1975).

Intrusions of Cretaceous alkaline rocks of the Iporá region were initially denominated Iporá Group by (e.g. Guimarães et al., 1968; Bez et al., 1971; Junqueira Brod et al., 2002). Afterwards, based on isotopic data, the alkaline rocks located in the Alto Parabaíba (MG) and Iporá (GO) regions were divided into the Alto Parnaíba Igneous Province (APIP) for rocks of western Minas Gerais and in the Catalão (GO) region, designating the rocks of the Iporá and Rio Verde regions as Goiás Alkaline Province (e.g. Gaspar et al., 2000; Junqueira Brod et al., 2002).

The Goiás Alkaline Province represents the youngest event of basic magmatism in the region of the AMA and occurs in the region to the north of Rio Verde (GO), until the vicinity of Araguapaz (GO), encompassing volcanic, subvolcanic, and plutonic lithotypes, with the predominance of volcanic rocks in the southern portion (e.g. Bez et al., 1971; Danni, 1978; Barbour et al., 1979; Gaspar and Danni, 1981; Junqueira Brod et al., 2002).

In the northern portion, plutonic bodies are concentrated, which are the largest and more recognized in the literature, represented by the Santa Fé (82.6 – 88.6 Ma), Montes Claros (86 ± 4 Ma), Morro do Engenho, Arenópolis, Rio dos Bois, and Morro dos Macacos complexes Barbour et al. (1979).

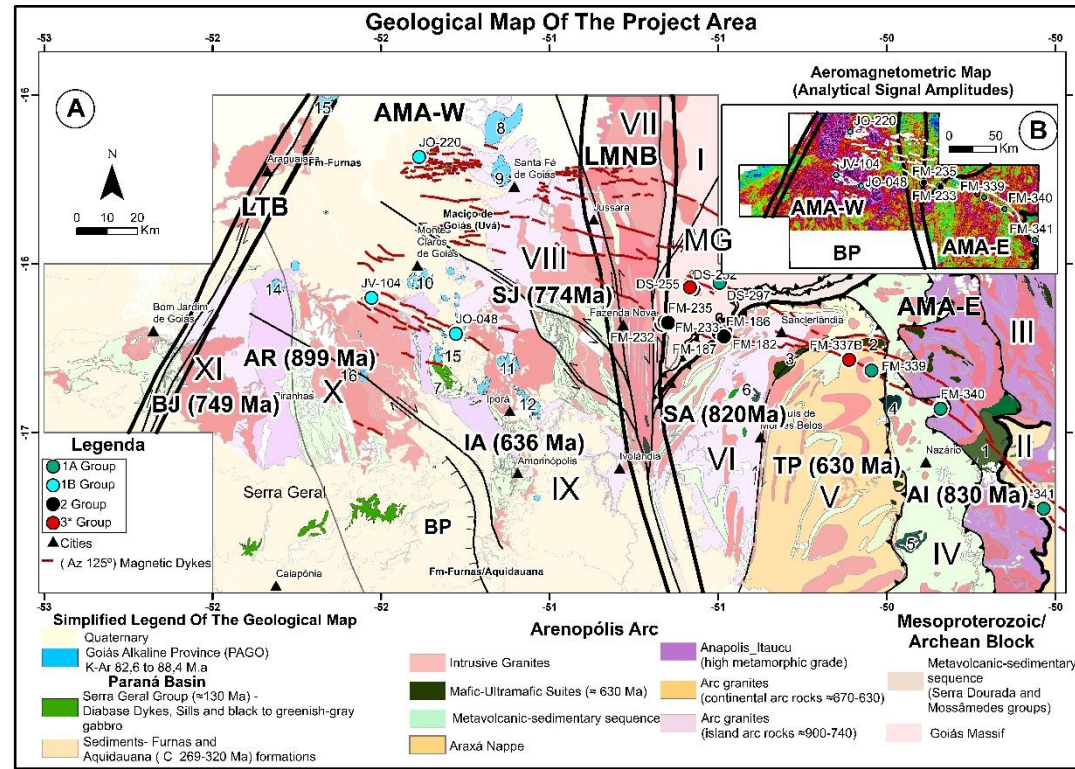


Fig. 1.1. (A) Simplified geological map of the Arenópolis Magmatic Arc (AMA), evidencing its main structuring, the NW dyke swarms of the Azimuth 125°, and its main basic-ultrabasic intrusions. The main lineaments: Transbrasiliano Lineament (LTB). Moiporá-Novo Brasil shear zone (LMNB), which divides the AMA into the AMA-E (I-VI Blocks) and AMA-W (VII-XI Blocks), and the VII central sector region of the LMNB. (1-7) Main basic Ediacaran intrusions: 1 – Anicuns-Santa Bárbara, 2 – Americano do Brasil, 3 – North and South Mangabal, 4 – Mata Rica, 5 – Palmeiras, 6 – São Luís de Montes Belos Suite, and 7 – Cachoeira do Lajeado. Lower Cretaceous intrusions represented by the Serra Geral Group (8-16 Goiás Alkaline Province; PAGO). Upper Cretaceous alkaline intrusions, 8 – Água Branca, 9 – Santa Fé, 10 – Montes Claros, 11 – Córrego dos Bois, 12 – Morro dos Macacos, 13 – Morro dos Vacas, 14 – Morro Preto, 15 – Morro do Engenho, and 16 – Arenópolis. The main geological blocks limited by the main structure features: I Archean-Paleoproterozoic Block, Goiás Massif and Paleoproterozoic volcanosedimentary sequences. II Brasília belt, Araxá Group. III Anápolis-Itaçu Block, IV Anicuns-Itaberá Block. V Turvânia Block, continental arc. VI Sanclerlândia Block. VII Moiporá-Novo Brasil Block, AMA region with fragments of the I Block. VIII-XI Western Blocks of the AMA region where alkaline bodies related to the Goiás Alkaline Province are intruded Lacerda Filho et al. (2021). (B) Analytical signal amplitude image (ASA), with the sampling sites and the NW lineaments referring to the 125° Azimuth.

Methods

The samples and data for characterization of the studied dykes were obtained during the regional mapping of the Geology of the Western Goiás Project (Brazilian Geological Survey; CPRM-SBG). Samples were prepared in the laboratory of the CPRM-GO for petrographic, mineral chemistry, whole-rock geochemistry, and Rb-Sr, Sm-Nd, and U-Pb isotopic analyses.

Whole-rock geochemical analyses were performed on 16 samples in two stages: one for major elements, conducted at the laboratory of the Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI), Federal University of Goiás (UFG), and a complimentary second stage in which the trace and rare earth elements were analyzed at the ALS Geochemistry laboratory.

Major oxides were obtained by X-ray fluorescence (XRF), in a WDS Bruker S8 Tiger spectrometer, with an Rh tube. For major oxides determination, a Bruker GeoQuant M® calibration package was used, composed of natural rock and mineral standards. For minor elements determination, the Bruker GeoQuant T® standard was used.

For trace and rare earth elements determination, samples were prepared following the specifications of the PUL-31 and PUL-QC packages, which consist in powdering 250 g of sample, in which 85% of the sample is pulverized to 75 micra. Then, the samples were analyzed using the ME-MS81 package, which performs lithium borate fusion following dissolution and ICP-MS analysis.

Detailed analytical procedures and detection limits can be visualized on the laboratories' websites: <https://crti.ufg.br/> and <https://www.alsglobal.com/>.

Wavelength Dispersive Spectrometry (WDS) was performed at the CRTI, Federal University of Goiás (UFG), using a JEOL JXA-8230 electron microprobe, with five WDS detectors and the LDE1, LDE2, TAP, PET/L-H, and LIF-L/H crystals. A JEOL energy dispersive spectrometer (EDS) coupled to a microscope was also used for control. Analyses were performed under a 15 kV and 20 nA current and a 3 µm beam opening. The analysis period varied between 20 to 60 seconds per element, according to the expected abundance.

Isotopic and geochronological analyses were performed at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (UnB). Sm-Nd isotopes were analyzed by a TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer) equipment, following the procedures of [Gioia and Pimentel, \(2000\)](#). U-Pb analyses were performed following the procedures described by [Bühn et al. \(2009\)](#).

Results

Geology and Petrography

The dyke swarms emplaced in the NW faulting systems were organized into three groups based on the chemical characteristics:

1A Group (see Fig. 1.2) – Grayish diabbases with a vitreous to fine-grained groundmass, subophitic texture, and hyalopilitic portions. The diabbases are composed of plagioclase (labradorite/andesine), pyroxene (augite), altered olivine, opaques, and apatite traces. The rocks show a slightly alkaline chemical affinity, belonging to the high-K calc-alkaline series, and are classified as alkali basalts (see Fig. 1.8 a-d).

1A Group is emplaced in the NW faulting systems, occupying the AMA-E portion, to the east of the Moiporá-Novo Brasil lineament, crosscutting parts of the island arc (Sanclerlândia Block), continental arc (Palminópolis-Turvânia), parts of the Goiás Massif, and the Araxá Group from the Brasília belt.

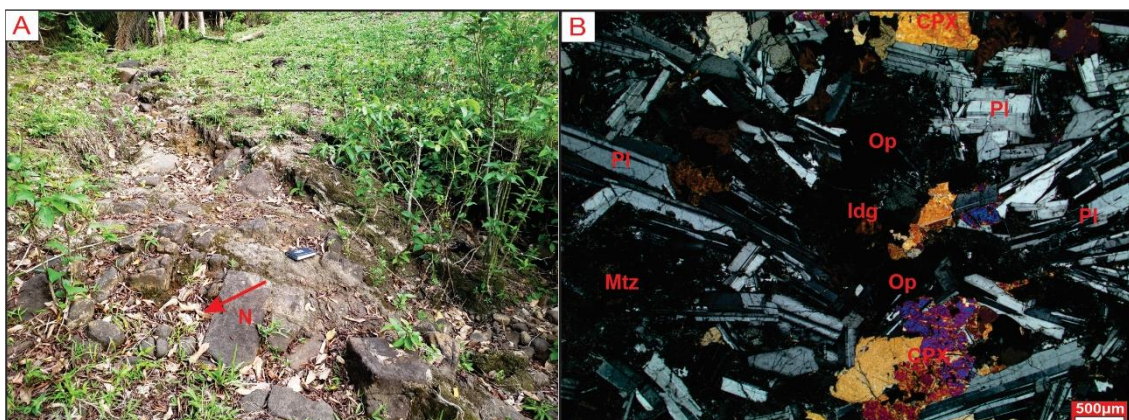


Fig. 1.2. (A) Diabase outcrop with an NW direction (FM340); dark grayish rock with aphanitic to fine-grained texture. (B) Photomicrography (FM340) under crossed-polarized light. PI (euhedral plagioclase; 35-55%), Cpx (clinopyroxene; 20-37%), Ida (iddingsite, altered olivine; 2-8%), Op (opaque goethite; 5-10%), Mtz (microcrystalline matrix composed of clinopyroxene and plagioclase).

1B Group (see Fig. 1.3) comprises basalts and K-basanites with microporphyritic texture, subophitic to ophitic groundmass, microphenocrysts of pyroxene (diopside), plagioclase (labradorite/andesine), with submillimeter agglomerates of K-feldspar (sanidine). Biotite and opaques occur between the microphenocrysts. Sphehne and apatite occur as accessory phases. The rocks represent high-K basaltic magmas (see Fig. 1.8 a-d). 1B Group has a restricted occurrence, limited to the west of the important Moiporá-Novo Brasil lineament, around Iporá and Bom Jardim de Goiás, where the Goiás Alkaline Province intrusions occur.

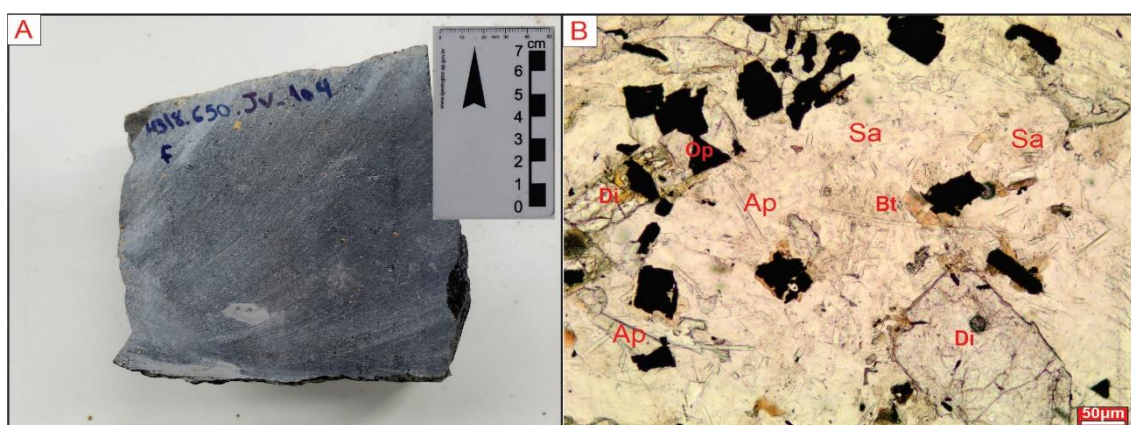


Fig. 1.3. (A) Hand sample of a K-basanite (JV-104); grayish rock with an aphanitic to fine-grained texture. (B) Photomicrography under plane-polarized light; Sa (sanidine; 35-40%), Di (diopside; 15-25%). Subhedral microporphyritic minerals: Biotite (5-8%), opaques, apatite, and sphene.

2 Group (see Fig. 1.4) comprises metasomatized diabases with evidence of metamorphism. The rocks are dark grayish and show a fine-grained groundmass with plagioclase microphenocrysts. Mineralogy consists of plagioclase, pyroxene (diopside), hornblende, tremolite, opaques, biotite, carbonate, quartz, and goethite. Magnetite may be present. Pyroxene is mostly altered to tremolite. Above rocks have a calc-alkaline affinity and are classified as basalts and andesitic basalts (see Fig. 1.8 a-d).



Fig. 1.4. (A) FM182 sample; outcrop with NW-oriented rock blocks, consisting of grayish aphanitic diabase. (B) Photomicrography under crossed-polarized light (FM182). Pl (plagioclase; 40-65%; euhedral microporphyritic crystals), Cpx (clinopyroxene) altered to Am (tremolite amphibole; 10-25%) by uraltization process, Op (subhedral opaques). Carbonate (1-4%) occurs occupying the vesicles and encompassing the other minerals.

3 Group consists of some small plutons, emplaced in the NW structures, and is not correlated to the evident magnetic anomalies that represent the basic-ultrabasic complexes outcropping in the region. These bodies do not constitute a unique group of rocks, presenting distinct chemical and isotopic features. The following rocks are inserted in the 3 Group:

Partially altered, hydrothermalized massive websterite (see Fig 1.5) with coarse-grained cumulate texture. It is composed mainly of olivine, clinopyroxene, and orthopyroxene. Metamorphic minerals are tremolite and serpentine. Opaques are magnetite and goethite. Late mineral phases are chlorite and carbonate. These rocks occur intruded in the Archean Uva Complex.

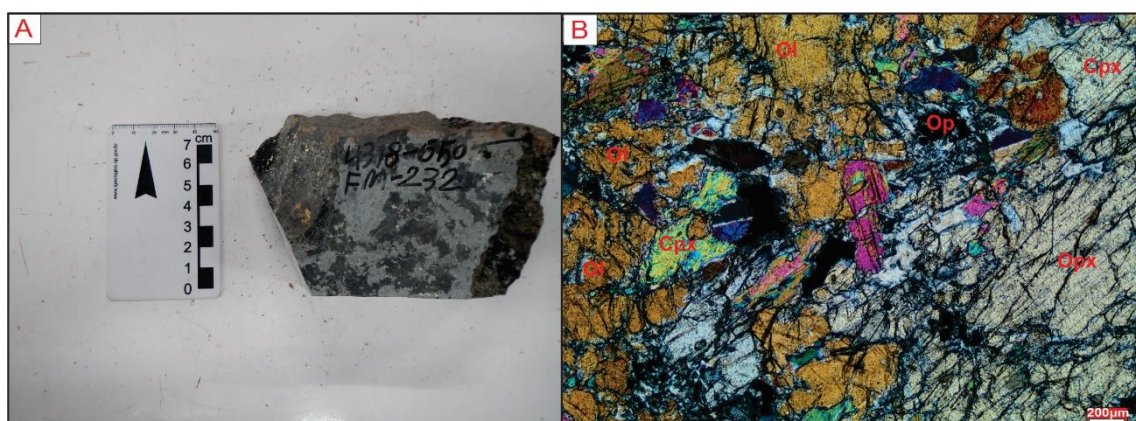


Fig. 1.5. (A) FM232 sample, grayish-green, partially altered coarse-grained cumulate-textured massive websterite. (B) Photomicrography (FM232): Cpx (grayish subhedral tabular clinopyroxene), Opx (orthopyroxene), and Ol (olivine).

Amphibolite (see Fig. 1.6) presents a fine to medium-grained phaneritic intergranular texture and is constituted of amphibole (hornblende), clinopyroxene (diopside), plagioclase, quartz, and apatite.

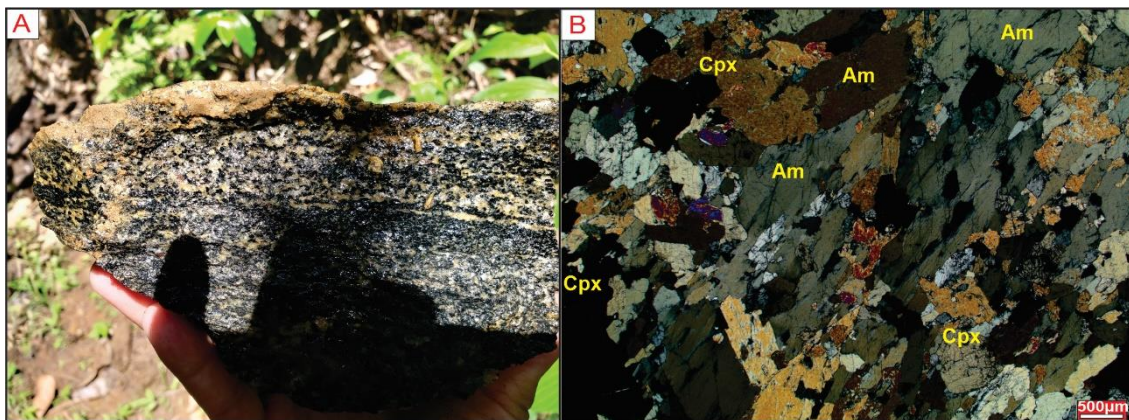


Fig. 1.6. (A) Amphibolite sample (FM337); greenish rock with fine-grained intergranular texture. (B) Photomicrography (FM337): Am (hornblende; 60%), Cpx (clinopyroxene, 30%), Pl (plagioclase, 5%). Quartz (5%) occurring in the interstices of the Cpx and Am is recrystallized.

Lithogeochemistry

Whole-rock analyses were performed on 16 samples and major, trace, and rare earth elements were obtained. Loss on ignition (LOI) values vary from 0.04 to 2.45 wt% for 1 Group, and from 0.76 to 2.46 wt% for 2 Group. The greatest contents may be related to metasomatic processes and the formation of hydrated mineral phases. Major elements were recalculated to an anhydrous basis following (Gill, 2010).

Preference was given to geochemical diagrams based on REE and HFSE, considered to be relatively immobile and less susceptible to low-grade metasomatic and metamorphic alterations.

1.1 and 1.2 tables present the major, trace, and rare earth elements geochemical data, respectively.

The geochemical diagrams were treated using the Geochemical Data Toolkit (GCDkit) 6.0 version software (Janoušek et al., 2006).

To evaluate the hydrothermal alteration, samples were plotted on “The igneous spectrum”, in which the samples considered to be metasomatically unaltered plot in the central field of the diagram (Hughes, 1972). In general, the studied samples concentrate in the igneous field, without considerable

hydrothermal alteration, since the samples of 1B Group, representing shoshonitic magma, were expected to plot in the field of potassic alteration (see Fig. 1.7).

Samples were divided into three dyke swarms: 1A, 1B, and 2 Groups, according to their chemical characteristics. 1A Group comprises slightly alkaline diabases, belonging to the high-K calc-alkaline series. 1B Group comprises alkaline basalts and K-basanites, differing from 1A Group due to their alkalis contents. 2 Group is formed of metamorphosed diabases with a tholeiitic to calc-alkaline affinity and plot between the fields of the basalts and andesitic basalts (see Fig. 1.8 a-d).

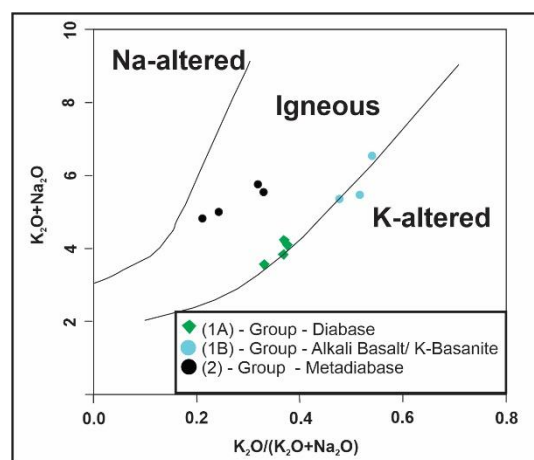


Fig. 1.7. $K_2O + Na_2O$ vs. $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ diagram for post-magmatic alteration estimates. "The igneous spectrum" field refers to rocks considered to be metasomatically unaltered (Hughes, 1972).

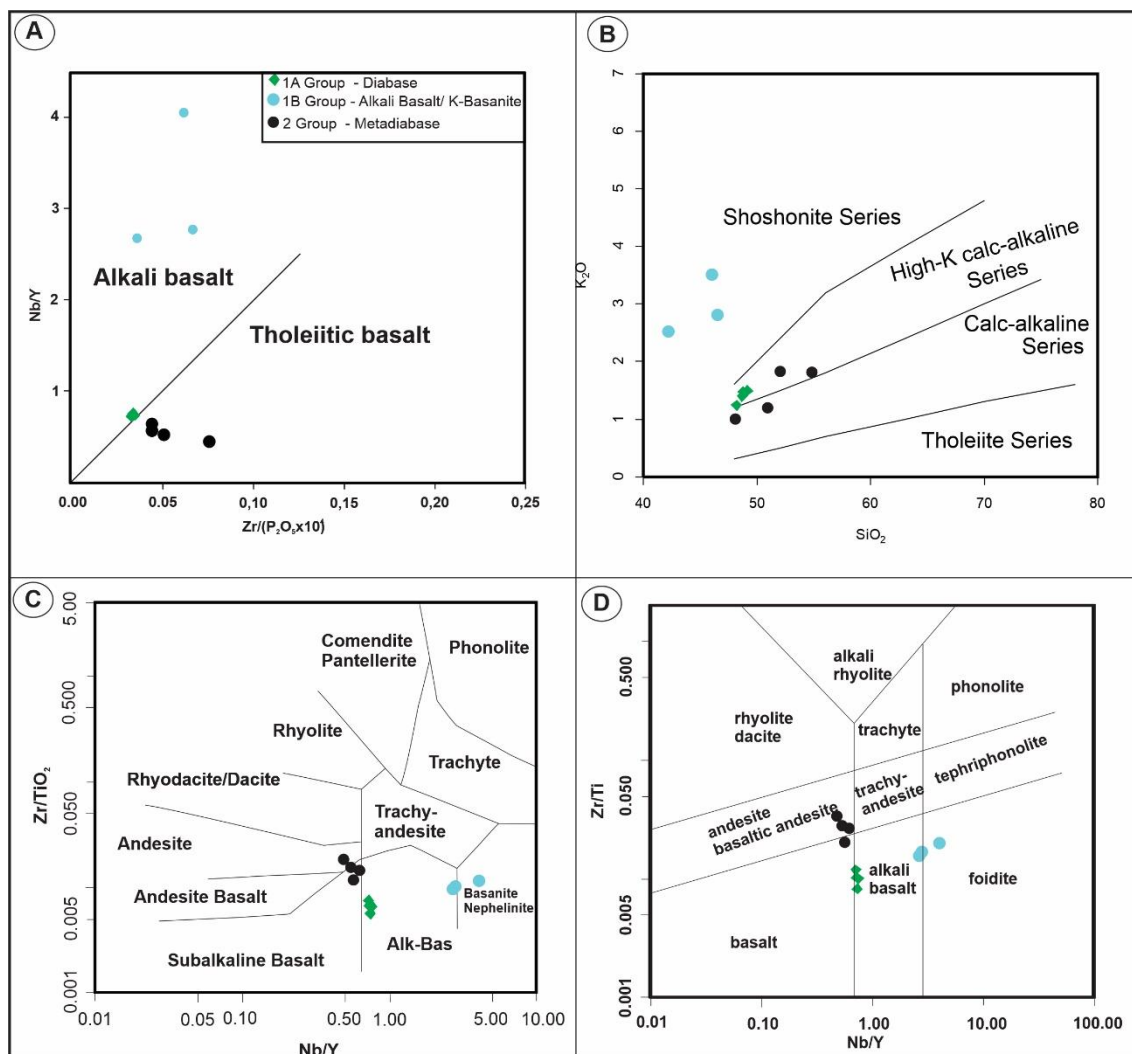


Fig. 1.8. (A) Nb/Y vs. Zr/(P₂O₅ × 10⁴) diagram characterizing the dyke swarms regarding magmatic affinity. 1A Group presents a slightly alkaline character, and 1B Group has a high Nb/Y ratio, presenting an alkaline character. 2 Group consists of tholeiitic basalts (Rollinson, 1993) after Winchester and Floyd (1976). (B) SiO₂ vs. K₂O magmatic affinity classification fields (Peccerillo and Taylor, 1976), evidencing the tholeiitic, calc-alkaline, high-K calc-alkaline, and shoshonitic based on the K content. (C) Volcanic rocks classification diagram based on Zr/TiO₂ vs. Nb/Y incompatible elements ratios (Winchester and Floyd, 1976). (D) Zr/Ti vs. Nb/Y classification diagram for volcanic rocks (Pearce, 1996).

Table 1.1. Major element analyses (wt%) of the mafic dykes related to the 125° Azimuth. Mg# = 100* (MgO/ MgO + FeO (T)). Abbreviations: 1A Group diabases, Group 1B alkaline basalts, and K-basanites, 2 Group metadiabases rocks, 3* Group plutons emplaced in the NW faults (3-W websterite pluton; 3-W metabasic plutons). Under detection limit values are present as “-”.

Grup	1A				1B			2				3*				
Sample	DSM 297	FMM 339	FMM 340	FMM 341	JO 048	JO 220	JV 104 (K)	FMM 182	FMM 186	FMM 187	FMM 235	FMM 232 (W)	FMM 233 (MG)	FMM 337B (MG)	DSM 252 (MG)	DSM 255B (MG)
SiO2	48,76	48,71	49,17	48,17	46,45	42,17	46,00	50,86	48,03	52,03	54,73	46,75	50,42	51,66	48,88	51,10
Al2O3	12,80	13,01	13,38	13,55	12,56	14,53	14,05	16,22	16,87	15,39	15,88	6,78	4,60	6,98	9,05	16,52
FeOt	15,33	15,39	14,68	14,80	13,05	13,75	12,56	9,31	10,03	11,91	8,00	8,62	13,00	8,66	9,06	11,46
FeO	13,80	13,85	13,21	13,32	11,74	12,37	11,30	8,38	9,02	10,71	7,20	7,75	11,70	7,79	8,15	10,31
Fe2O3	1,54	1,54	1,47	1,48	1,31	1,38	1,26	0,93	1,00	1,19	0,80	0,86	1,30	0,87	0,91	1,15
MgO	4,78	4,87	4,10	4,70	6,15	5,09	4,90	5,19	6,38	4,40	5,31	29,46	18,96	13,79	8,68	7,59
CaO	8,87	8,99	9,07	9,50	9,91	11,36	8,75	8,18	8,53	6,09	7,57	3,14	8,84	16,14	21,77	9,83
Na2O	2,54	2,45	2,61	2,42	2,66	2,81	3,02	3,79	3,83	3,93	3,73	-	0,18	0,87	0,81	2,45
K2O	1,48	1,40	1,50	1,24	2,81	2,55	3,52	1,21	1,01	1,83	1,82	-	-	0,42	0,24	0,36
TiO2	4,21	4,20	3,94	4,30	3,61	3,43	3,99	1,81	1,70	2,22	1,29	0,12	0,63	0,38	0,23	0,79
P2O5	0,84	0,80	0,87	0,68	0,54	0,92	0,74	0,53	0,40	0,62	0,33	-	-	-	-	0,14
MnO	0,21	0,20	0,20	0,19	0,18	0,22	0,18	0,15	0,15	0,16	0,12	0,13	0,25	0,20	0,37	0,18
SO3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	0,04	0,26	0,26	0,22	1,66	2,45	1,55	2,20	2,63	1,17	1,37	4,13	2,33	0,77	0,76	0,00
Soma (%)	99,85	100,27	99,77	99,76	99,57	99,29	99,26	99,46	99,55	99,75	100,14	99,13	99,21	99,86	99,86	100,42
mg# (%)	38,17	38,52	35,62	38,62	48,27	42,31	43,60	52,49	55,75	42,25	56,79	87,14	74,30	75,93	65,50	56,75

Table 1.2. Trace and rare earth elements data (ppm) of the mafic dykes related to the 125° Azimuth. Abbreviations: 1A Group diabbases, 1B Group alkaline basalts, and K-basanites, 2 Group metadiabases rocks, 3* Group plutons emplaced in the NW faults (3-W websterite pluton; 3-W metabasic plutons). Under detection limit values are present as “-”.

Grup	1A				1B			2				3*				
	DSM 297	FMM 339	FMM 340	FMM 341	JO 048	JO 220	JV 104 (K)	FMM 182	FMM 186	FMM 187	FMM 235	FMM 232 (W)	FMM 233 (MG)	FMM 337B (MG)	DSM 252 (MG)	DSM 255B (MG)
Cr	30,00	40,00	30,00	30,00	150,00	20,00	160,00	100,00	70,00	30,00	100,00	3080,00	2320,00	1750,00	2720,00	280,00
Co	24,00	28,00	19,00	42,00	33,00	24,00	23,00	22,00	26,00	25,00	22,00	63,00	69,00	33,00	61,00	34,00
Ni	35,00	39,00	41,00	59,00	62,00	30,00	62,00	46,00	55,00	32,00	53,00	930,00	727,00	86,00	559,00	79,00
V	411,00	429,00	395,00	466,00	372,00	408,00	305,00	184,00	177,00	185,00	152,00	124,00	111,00	228,00	131,00	148,00
Sc	22,00	24,00	24,00	26,00	22,00	10,00	14,00	25,00	25,00	23,00	23,00	25,00	25,00	75,00	24,00	29,00
Ba	532,00	491,00	531,00	469,00	997,00	1115,00	1305,00	1005,00	761,00	1240,00	1025,00	9,00	32,10	36,50	102,50	195,50
Rb	30,40	27,30	29,30	20,80	70,10	67,80	67,80	26,30	25,00	48,60	52,70	1,50	1,50	2,10	6,80	5,70
Sr	655,00	666,00	696,00	740,00	797,00	1485,00	1245,00	801,00	731,00	577,00	540,00	25,90	32,80	68,00	187,00	240,00
Cs	0,36	0,28	0,22	0,46	2,63	1,29	2,49	1,00	0,62	1,23	1,03	0,19	0,11	0,06	0,09	0,08
Ga	25,90	26,50	27,10	26,90	22,40	22,50	23,80	20,10	19,40	23,90	19,20	6,90	9,40	10,50	20,70	16,80
Zr	281,00	274,00	295,00	240,00	363,00	333,00	480,00	263,00	199,00	338,00	231,00	6,00	55,00	35,00	15,00	59,00
Hf	7,00	7,00	7,90	5,90	8,60	7,00	10,50	5,80	4,60	7,50	5,50	0,30	1,50	1,30	0,80	1,60
Nb	26,90	26,80	27,60	23,80	75,80	86,20	118,00	19,50	15,60	24,50	13,80	0,10	5,50	1,20	5,10	3,00
Ta	1,70	1,60	1,80	1,50	4,30	4,80	6,80	1,10	0,80	1,40	0,80	0,10	0,40	0,20	0,70	0,40
U	0,82	0,63	0,71	0,61	1,94	2,04	2,72	0,59	0,53	0,67	1,05	0,06	0,44	1,01	2,41	0,12
Th	2,86	2,91	3,18	2,53	7,77	7,91	10,75	2,27	1,92	3,24	6,47	<0,05	1,92	1,35	0,14	0,70
Cu	68,00	61,00	66,00	63,00	79,00	69,00	153,00	37,00	41,00	33,00	37,00	-	40,00	-	88,00	68,00
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	105,00	107,00	106,00	98,00	79,00	81,00	83,00	73,00	68,00	101,00	58,00	47,00	94,00	60,00	89,00	75,00
Sn	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	1,00	2,00	2,00	2,00	<1	1,00	1,00	2,00	<1
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	2,00	2,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00
Y	36,90	35,10	38,30	32,10	27,20	32,00	29,00	31,40	27,40	45,30	28,50	4,90	48,00	12,40	26,70	17,50
La	35,80	34,90	38,40	30,50	66,20	78,20	94,40	40,80	26,10	46,20	40,60	1,00	196,50	9,20	120,00	7,30
Ce	83,10	81,50	87,40	70,10	143,00	167,50	194,50	81,70	55,20	90,30	75,70	0,30	103,00	20,10	46,70	15,50
Pr	10,90	10,60	11,30	9,47	16,90	19,65	21,90	9,61	6,65	11,35	8,39	0,14	27,20	2,71	18,40	1,92
Nd	53,20	50,40	53,80	44,40	69,30	79,60	86,90	41,10	29,00	49,70	33,70	0,40	92,80	14,00	62,90	9,70
Sm	11,25	11,45	11,90	9,66	11,95	13,20	14,10	7,05	6,19	9,52	6,11	0,12	13,55	3,11	9,17	2,28
Eu	3,58	3,29	3,55	2,99	3,12	3,74	3,62	2,29	2,05	2,87	1,69	0,10	2,71	0,70	2,38	0,98
Gd	11,25	10,15	11,00	9,04	8,69	10,10	9,88	7,30	5,77	8,93	5,65	0,31	11,40	2,54	6,00	2,67
Tb	1,44	1,36	1,49	1,21	1,16	1,17	1,20	0,98	0,74	1,20	0,83	0,08	1,48	0,32	0,80	0,45
Dy	7,79	7,51	8,37	6,80	5,84	6,33	6,42	5,95	5,41	8,09	5,51	0,70	9,11	1,79	5,29	2,96
Ho	1,50	1,21	1,47	1,20	0,97	1,11	1,08	0,98	1,01	1,51	1,04	0,15	1,44	0,31	1,03	0,55
Er	3,58	3,74	3,66	2,91	2,72	3,25	3,05	3,13	2,74	4,41	2,97	0,46	4,09	0,89	3,07	1,91
Tm	0,45	0,42	0,49	0,43	0,36	0,37	0,40	0,41	0,43	0,62	0,42	0,06	0,55	0,13	0,49	0,28
Yb	2,79	2,99	2,81	2,78	1,79	2,48	2,18	2,90	2,33	3,55	2,73	0,63	3,00	0,96	3,40	1,86
Lu	0,38	0,38	0,37	0,30	0,26	0,26	0,31	0,39	0,37	0,56	0,38	0,08	0,30	0,13	0,50	0,29
La _n	115,48	112,58	123,87	98,39	213,55	252,26	304,52	131,61	84,19	149,03	130,97	3,23	633,87	29,68	387,10	23,55
Lu _n	11,80	11,80	11,49	9,32	8,07	8,07	9,63	12,11	11,49	17,39	11,80	2,48	9,32	4,04	15,53	9,01
La _n /Lu _n	9,79	9,54	10,78	10,56	26,46	31,26	31,62	10,87	7,33	8,57	11,10	1,30	68,01	7,35	24,93	2,61

The chondrite-normalized multielement diagrams (Boynnton, 1984) show a clear LREE (light rare earth elements) enrichment relative to the HREE (high rare earth elements), for both 1 and 2 Groups. In 1A Group, La/Lu ratios vary between 90 and 100, while in 1B Group, values are higher and vary from 250 to 300. 2 Group shows a wide range of La/Lu ratios, from 25 to 240. Increased La/Lu ratios and, consequently, steeper REE normalized curves are a reflex of enrichment of LREE, abundantly present in the crust, relative to HREE, that have more affinity with the subcontinental lithospheric mantle (SCLM).

Chondrite normalization shows a curve with a uniform slope, with negative anomalies of Ce and, more moderately, of Eu for a major part of the 2 Group samples, suggesting events related to oxidation that could cause the negative Ce peaks. The moderately negative anomalies of Eu may be related to the presence of plagioclase and amphibole in the precursor residual liquid of the metadiabases.

In general, 1 Group has a distribution of REE similar to the OIB patterns, with a higher LREE enrichment than 1B Group. 2 Group has a wide range of REE contents.

Primitive mantle-normalized multielement diagrams (Sun and McDonough, 1989) show positive anomalies of LILE (large ion lithophile elements) (Rb, Ba) and HFSE (high field strength elements) (Nb, Ta, Zr, and Ti) in 1 Group. The negative anomaly of P can indicate apatite crystallization in 1B Group.

2 Group has positive peaks of Ba, U, La, and Nd, and negative anomalies of Th, Nb, Sr, Zr, and Ti. The positive anomalies of Ba, U, La, and Nd can be related to the assimilation of crustal material in which these lithotypes are emplaced. The strong negative anomalies of Nb indicate a subduction zone setting (Zhou et al., 2004), this can be observed for the samples of 2 Group.

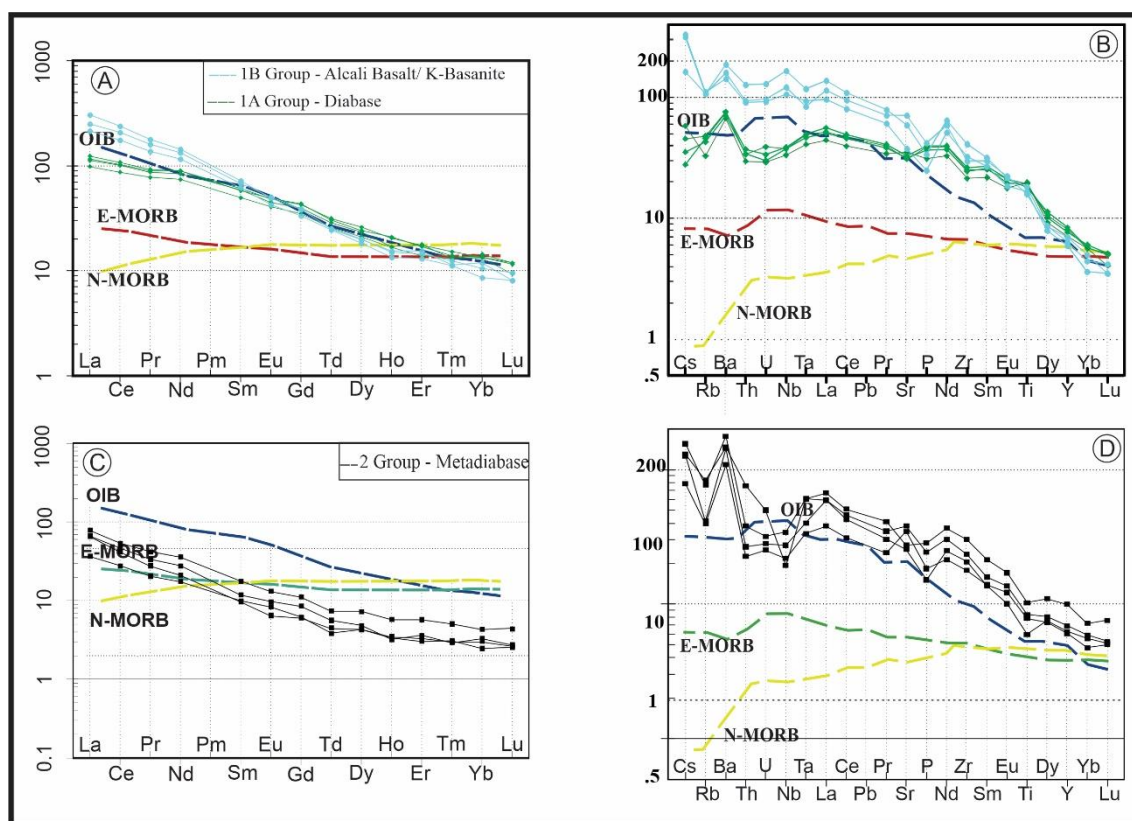


Fig. 1.9. Chondrite and primitive mantle-normalized diagrams. (A) and (C) normalized to the (Boynton, 1984) chondrite. (B) and (D) show the normalization to the primitive mantle of (Sun and McDonough, 1989). N-MORB, E-MORB, and OIB reservoirs (Sun and McDonough, 1989) are plotted for comparison with the studied dyke swarms.

Mineral Chemistry

WDS microprobe was used to identify and characterize the mineralogy differences of each studied dyke swarm, and also to recognize reactions of alteration expressed in the rocks.

WDS analyses were performed on olivine, clinopyroxene, plagioclase, and amphibole. Analyses of phenocrysts were performed on the center and border of the crystals, as well as on the inclusions. Analytical results are listed in the attached table (3).

Olivine

The data of olivine were calculated for the structural formula based on four oxygens for two cations (Deer et al., 1992).

The olivine crystals observed in the diabases of the 1A Group have an hortonolite composition (Fo = 40-46%). In 1B Group, a wider variety of the forsterite content is observed (Fo = 47-75%), corresponding to chrysolite and hyalosiderite.

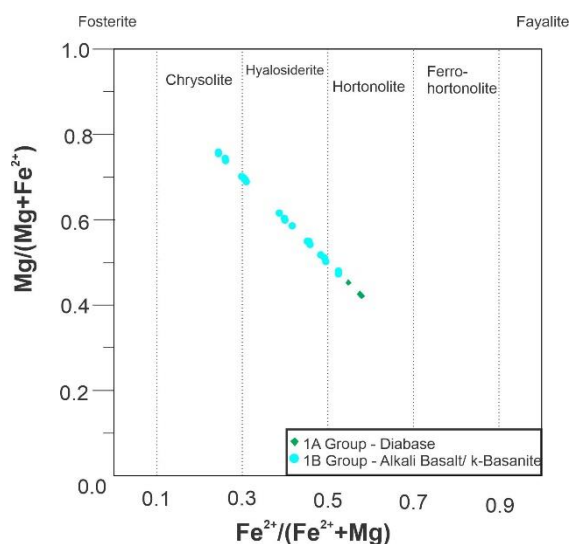


Fig. 1.10. Classification diagram for olivine (Deer et al., 1992).

Analyses of olivine microporphyroclasts show changes in the mineral composition, with a decrease in the forsterite contents and an associated

increase of fayalite contents from the center to the border, resulting in hyalosiderite crystallization at the borders of the chrysolite. Further, inclusions of diopside and ilmenite are observed in the chrysolite.

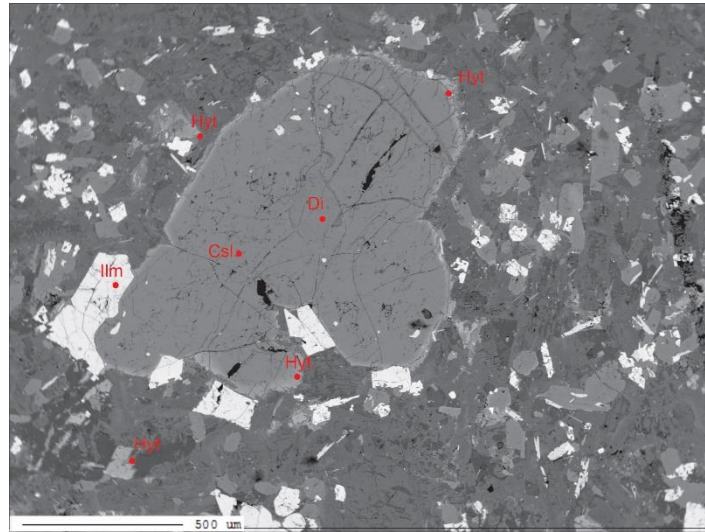


Fig. 1.11. Backscattered electron (BSE) image of JV104-A1 sample. Microporphroclast of chrysolite (Csl) with hyalosiderite (Hyt) border and inclusions of diopside (Di) and ilmenite (Ilm).

Clinopyroxene

The structural formula for the pyroxenes was calculated based on six oxygens, given by $M_2M_1T_2O_6$ in which M2 is the generally distorted octahedral coordination, M1 is the regular octahedral coordination, and T corresponds to cations in tetrahedral coordination (e.g. Morimoto et al., 1988; Deer et al., 1992). According to the QJ diagram, all analyzed grains are classified as pyroxenes of the Ca-Mg-Fe quadrilateral (Morimoto et al., 1988).

The pyroxenes of 1A Group are augite while those of 1B Group are dominantly diopside, evidencing an increase in the wollastonite content relative to 1A Group. 2 Group shows great dispersion, instead of, in the metadiabase rocks, augite and pigeonite dominate, with minor diopside and clinoenstatite occurrence (see Fig. 1.12 A-B).

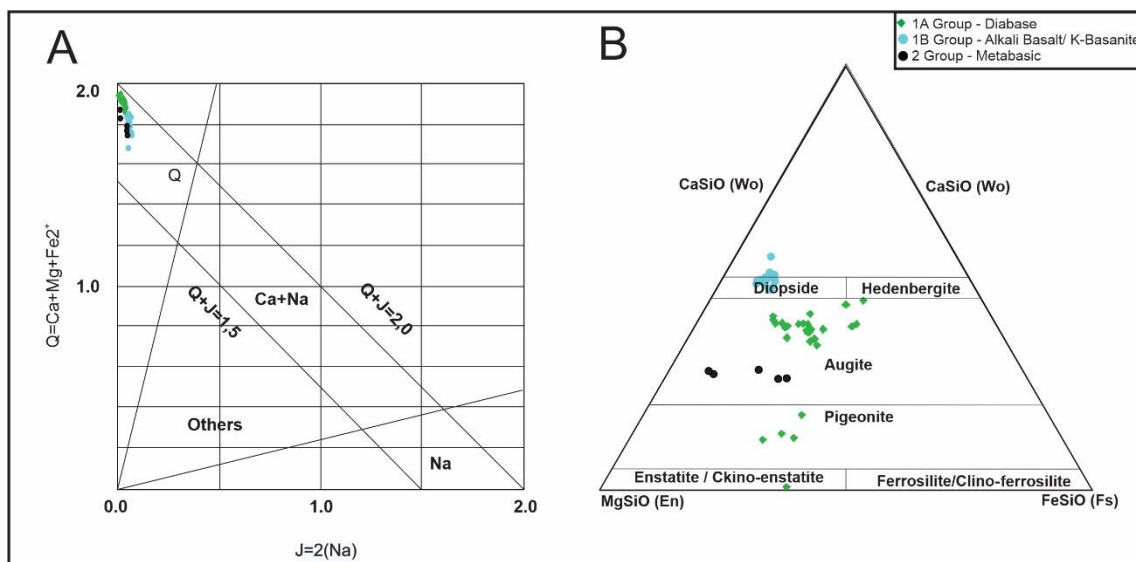


Fig. 1.12. (A) QJ diagram for pyroxene classification. (B) Ca-Mg-Fe classification diagram, for pyroxenes. Modified after Morimoto et al. (1988).

Feldspars

The structural formula of feldspar was calculated based on eight oxygens and the molecule proportions of anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), Albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), and potassic feldspar (KAlSi_3O_8) were obtained. Finally, the data were plotted on a ternary feldspar classification diagram (Deer et al., 1992).

Plagioclases associated with the 2 Group metadiabases crystallized in the albite-anorthite solid solution limit, presenting Ab (30-95) and Or (<5%) contents, being inserted in the field of labradorite to albite.

The feldspars present in the diabases and basalts occur in two solid solutions, one of plagioclase (Ab-An), represented by labradorite and andesine, and another Group belonging to the alkaline feldspar solid solution (Ab-Or), constituted by anorthoclase and sanidine (see Fig. 1.13).

WDS analyses show that 1B Group of shoshonitic affinity presents feldspars with higher orthoclase content, in which sanidine and plagioclase predominate, reflecting a magma more enriched in K in comparison with the 1A and 2 Groups. The occurrence of feldspathoids, typical of some intrusions associated with the Goiás Alkaline Province, was not observed. This will be discussed further in the text.

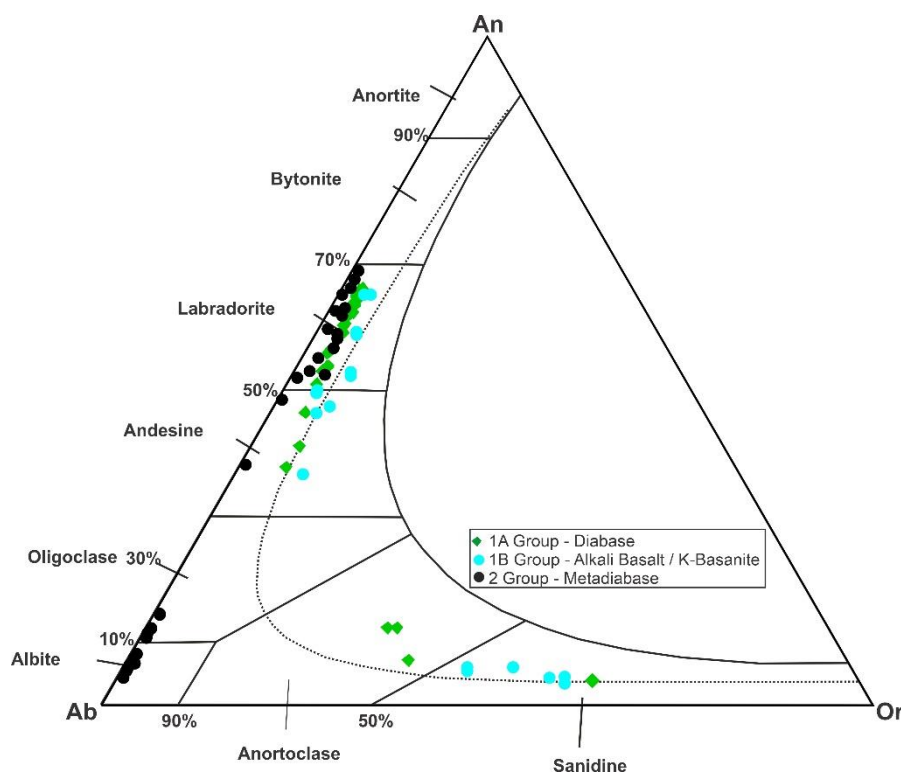
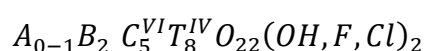


Fig. 1.13. Ternary diagram (Ab, An, and Or) for feldspar classification. Modified after Deer et al. (1992).

Amphiboles

The amphiboles were calculated based on 23 oxygens for 13 cations (except Na, K, and Ca). The classification was performed using the general formula of amphiboles, following (Leake et al., 1997)



Chemical analyses on amphiboles (see Fig. 1.14) were conducted in the 2 Group and metabasic pluton (Fm337), only instead of unique rocks hosting the mineral, all amphiboles of which were pre-classified as calcic amphiboles ($(Ca + Na)_B \geq 1.34$ e $Na_B < 0.67$ and further divided into two subgroups (see Fig. 1.14a-b):

2 Group only presents actinolite with high Si between 7.5 and 7.77 and #Mg of 0.5 – 0.78 (see Fig. 1.14). Actinolite occurs in most of metadiabase rocks and is always associated with augite crystals that underwent deuteric alteration by uralitization (Leake et al., 1997), whose silica limit on limited to 7.5 a.f.u (see Fig.1.15).

The amphiboles represented by Mg-hornblende and edenite are restricted to the metagabbro (Fm337) and are associated with diopside, both components of the magmatic phase and occupying the igneous portion of the igneous and metamorphic amphiboles discriminant diagram (see Fig. 1.15) (Leake et al., 1997).

Edenite strictly occurs in the FM337 pluton and derives from Mg-hornblende through $Si \rightleftharpoons Al$ substitution in the C and T sites and addition of Na in the A site (Deer et al., 1992)

The fact that 2 swarm presents unalitized pyroxene is evidence that it underwent metamorphism, the last event of which occurred in the region around 520 Ma.

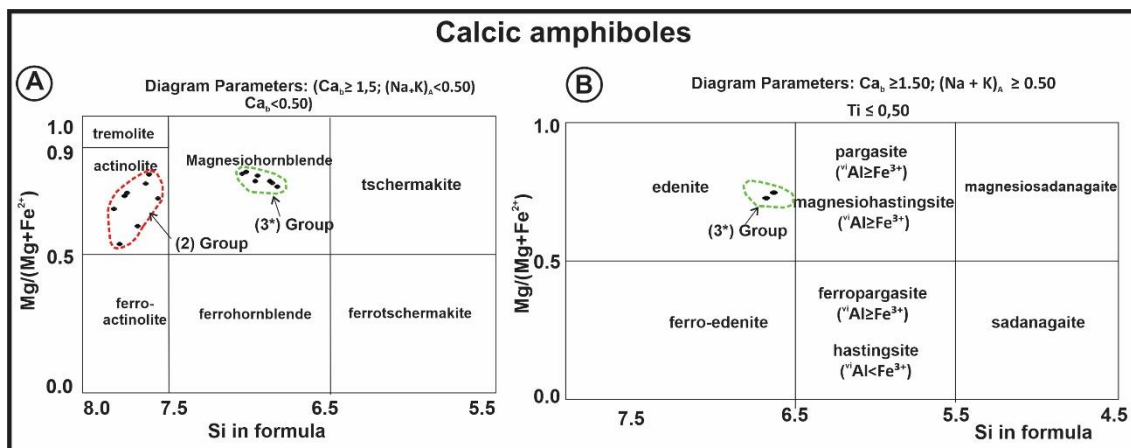


Fig. 1.14. Diagram for calcic amphiboles for the 2 Group and FM337b pluton. (A) Diagram for calcic amphiboles $C_{ab} \geq 1.5$, $(Na + K)_A < 0.5$ and $C_{ab} \leq 0.5$. (B) Diagram for calcic amphiboles $C_{ab} \geq 1.5$, $(Na + K)_A \geq 0.5$ and $Ti \leq 0.5$ (Deer et al., 1992).

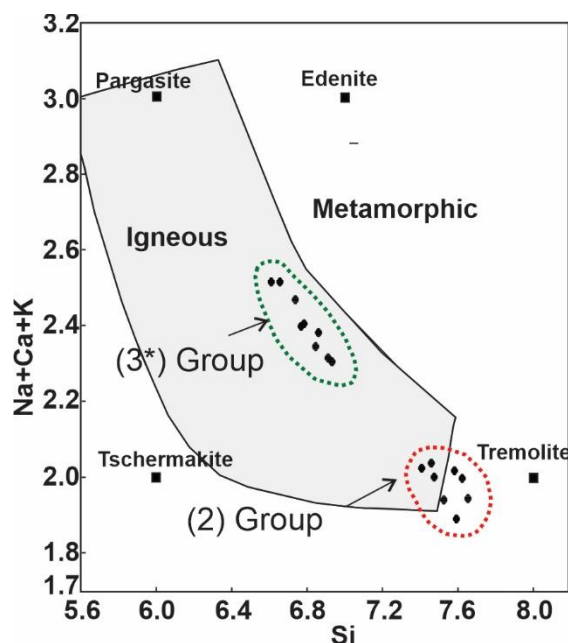


Fig. 1.15. $Ca+Na+K$ vs. Si classification diagram (Leake, 1971).

Magmatic Evolution of the NW dyke swarm groups

According to [Kheirkhah et al. \(2015\)](#), during the evolution of basic magmas, the La/Nb ratio is sensible to crustal contamination due to the addition of crustal material with a high LREE/HFSE ratio, resulting in increased La/Nb values during the magmatic differentiation. Cogenetic samples that share an increasing trend of SiO₂ relative to little or any variation of La/Nb ratio indicate evolution mostly through fractionation of similar phases for La and Nb. In Fig. 1.16A, all dyke swarms show a linear trend, without evidence of significant contamination.

In Fig. 1.16B, it is possible to observe an enrichment of Th relative to Yb for the 1B swarm, that could be related to contamination by Th-enriched materials, such as the continental crust; this Th enrichment is common in rocks associated with the Goiás Alkaline Province ([Gibson et al., 1996](#)).

Crustal contamination also is reflected in high Zr contents, over 270 ppm, which are present in 1A Group, anomalous for the average basalts, though similar to those present in RIGDS dyke swarms ([Guedes et al., 2016](#)).

The 1B swarm, despite the Zr contents higher than 363 ppm, represents a shoshonitic magma, of which these values are within the expected range for this type of magmatism.

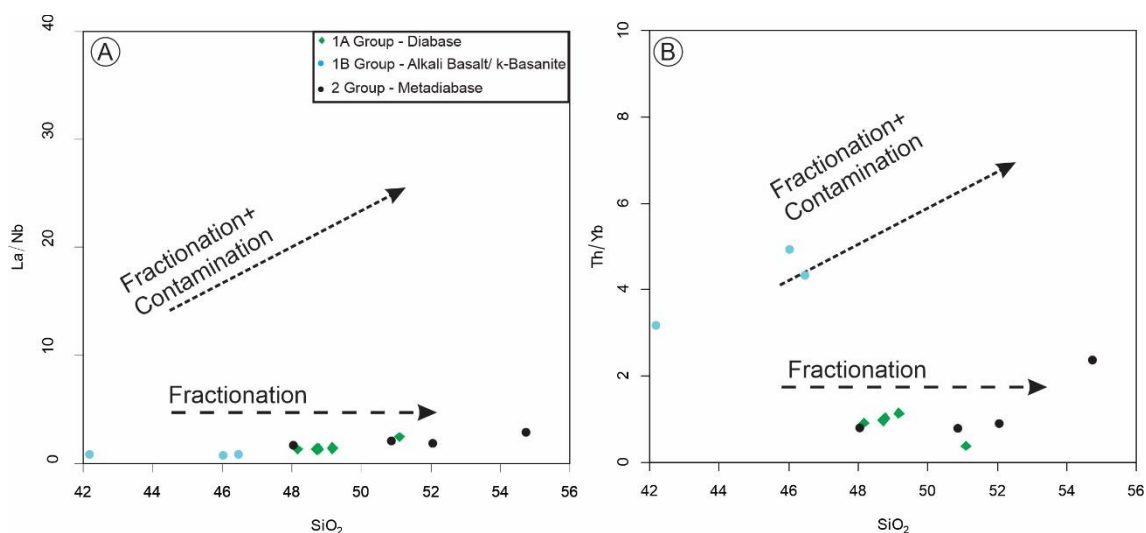


Fig. 1.16. Variation of La/Nb and Th/Yb ratios vs. silica ([Kheirkhah et al., 2015](#)).

We have performed a second normalization by (Pearce, 2008), relative to the primitive mantle, for $Ti = 1$, in which the incompatible elements are divided into three segments: Cs-Nb, Nb-Ti, and Ti-Lu. The enrichment or decrease in these three segments gives information about crustal contamination, partial melting degree, and mantle source depth.

To connect the dyke swarms to their petrogenetic processes and tectonic environment, we used the Th/Yb vs. Nb/Yb and TiO_2/Yb vs. Nb/Yb diagrams (Pearce, 2008). These diagrams are based on incompatible element ratios obtained in a robust data bank of young magmatic rocks, of which the tectonic setting is well known, defining the N-MORB-OIB in which basalts with no considerable alteration can be correlated to their original environment and reservoirs.

1A Group is enriched relative to the primitive mantle for the first segment (Cs-Nb), suggesting a certain degree of crustal contamination or magma formed from an enriched mantle source. The second segment (Nb-Ti) points to an incompatible element-enriched source with low partial melting, and the third segment (Ti-Lu) indicates a deeper mantle source, compatible with the garnet stabilization zone. The behavior of 1B Group is similar to that of 1A Group, although more enriched in incompatible elements (see Fig. 1.17A). 2 Group is enriched regarding the first segment (Cs-Nb), with enriched sources with low melting (Nb-Ti) and magmas formed in lower depths than the 1A and 1B Groups (see Fig. 1.17B).

On classification diagrams of sources of basalt generation, 1A Group was formed from sources that are intermediate between E-MORB and OIB, classified as deep source tholeiitic basalt, typical of continental basalts. The 1B Group basalts are enriched in incompatible elements relative to OIB, typical of alkaline magmas formed from deep sources (see Fig. 1.18A-B).

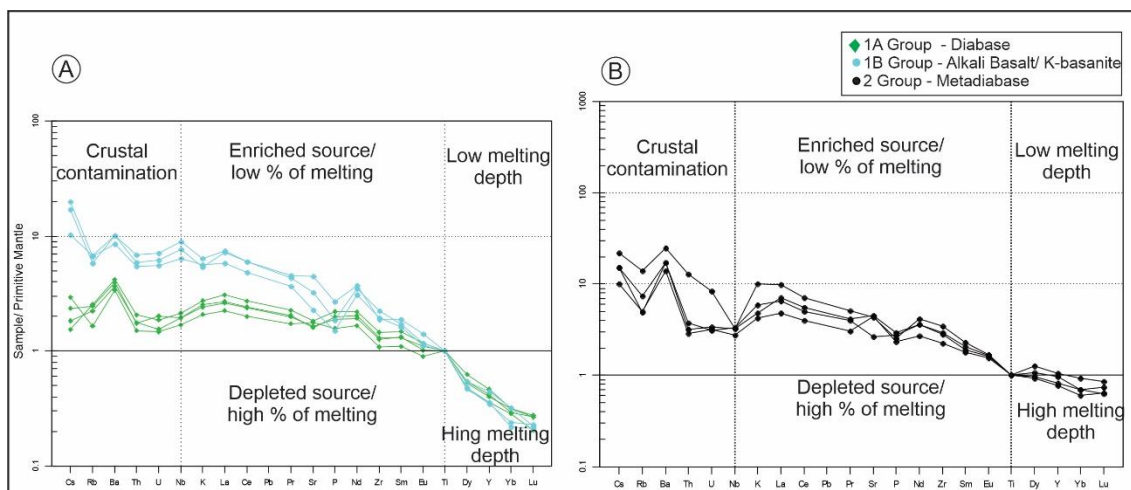


Fig. 1.17. (A – B) Primitive mantle normalization data (Sun and McDonough, 1989), with additional normalization for $Ti = 1$ (Pearce, 2008).

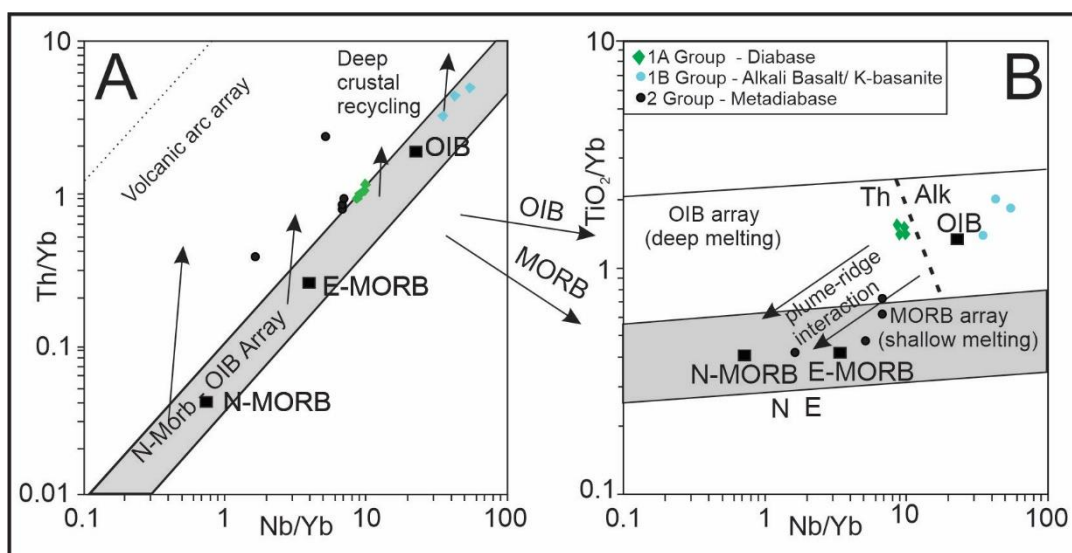


Fig. 1.18. (A) Th/Yb vs. Nb/Yb diagram. (B) Diagram for characterization of basaltic magma and evaluation of late magmatic processes (Pearce, 2008).

Isotopic Data

Sm-Nd and Sr-Sr data were obtained to evaluate the isotopic evolution of the dyke swarms and correlate them to the evolution of the NW faulting system of the Arenópolis Magmatic Arc.

Samples of the 1A Group have $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of 0.512439-0.511445 and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of 0.1281 – 0.1291, $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ between -3.76 and -3.88, with T_{DM} of 1.07 Ga, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from 0.70532 to 0.70574, similar to the values

described for other dyke swarms related to the Serra Geral magmatism (e.g. Rocha-Júnior et al., 2013; Guedes et al., 2016). The 1A Group was recalculated to the crystallization age of 0.136 Ga, corresponding to the K/Ar age of 136 ± 9 Ma obtained to the southeast of the area with diabase dykes similar to the 1A Group (Schobbenhaus et al., 1975).

2 Group presents a wide range of values, with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.511419-0.512225 and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of 0.111951-0.111951, corresponding to $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ between -7.57 and -14.81. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are similar to those of the Arenópolis Arc orthogneisses in the region of the Sanclerlândia Block.

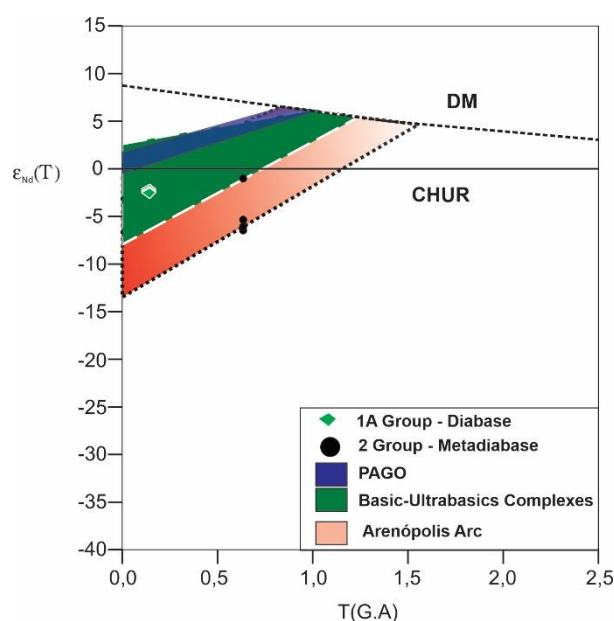


Fig. 1.19. Sm-Nd time evolution diagram. Tonalites of the Arenópolis Magmatic Arc (Laux et al., 2004) are in pink. The main mafic-ultramafic complexes are in darkish green: Americano do Brasil (AB) (Laux et al., 2004; Pimentel et al., 2004); Santa Bárbara (SBC) (Gioia, 1997); Córrego Seco (CS) (Laux et al., 2004). Data from the Goiás Alkaline Province (PAGO) are in darkish blue. 1A Group data (calculated at $t = 136$ Ma) are in green. 2 Group data (calculated at $t = 626$ Ma) are in black.

Plutons emplaced in the NW faults

The plutons emplaced in the NW structures present a wide variation of isotopic ratios that may be related to the isotopic signatures of the hosting terrains.

The Fm337 amphibolite pluton has ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512599$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1351$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -0.77$, and $T_{\text{DM}} = 0.86$ Ga. The pluton is hosted by the Sanclerlândia Block, with the 828 ± 4 U-Pb age, and shows values compatible with the Americano do Brasil basic-ultrabasic complex, although with a lower T_{DM} .

Metagabbros and websterites are emplaced in the NW structure, where it crosscuts the Goiás Massif and the surrounding Paleo-Mesoproterozoic volcano-sedimentary sequences. They present ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.510868\text{-}0.511267$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0777\text{-}0.1449$, $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -16.68$ e -34.53 , and $T_{\text{DM}} = 2.30\text{-}2.80$ Ga. The isotopic ratios of this Group are compatible with the Uv Complex, dated at 2769 ± 7 Ma, $T_{\text{DM}} = 2.72\text{-}2.78$ Ga, and $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -34$ (Araújo, 2012).

The FM232 websterite pluton, emplaced in the NW structure, near the contact of the Uv Complex and the Serra Dourada Group, provided an upper intercept U-Pb age of 2080 ± 5.32 Ga. This is compatible with the age obtained for dacites of the Pelite-Volcanic Upper unit of the Serra Dourada Group that is adjacent to the Goiás Massif (Pimentel, 2017 – oral comm). However, the sample has only 6 ppm of Zr and euhedral to subhedral grains with atypical morphologies for zircon crystals found in ultrabasic rocks (Corfu et al., 2018), which suggests zircon incorporation from the hosting rocks that surround the Goiás Massif.

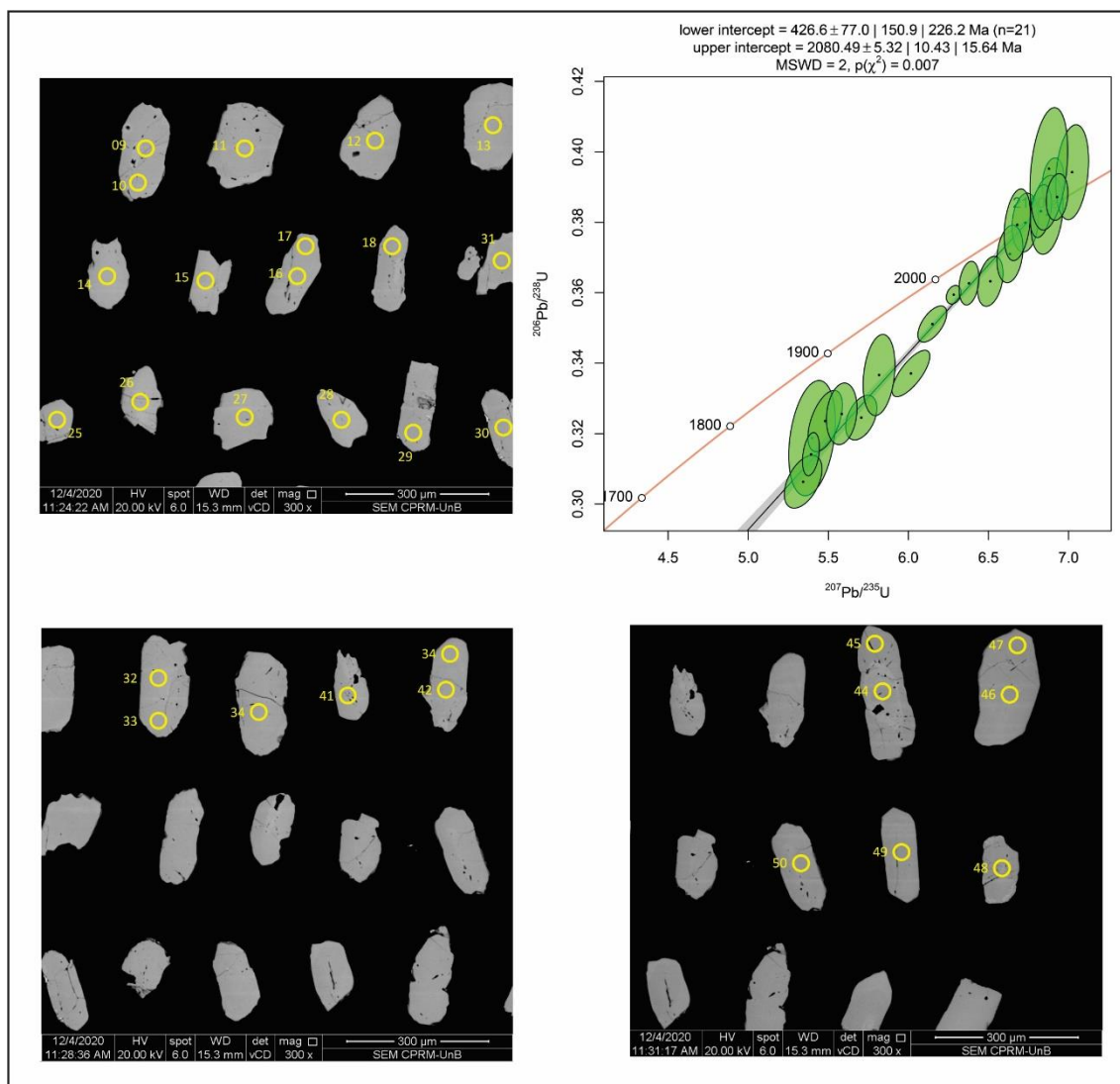


Fig. 1.20. U-Pb dating of the Fm232 websterite pluton, emplaced in NW faults, a region where it crosscuts the limit between the Uv Complex and the Serra Dourada Group.

Discussion

In the region of the Arenópolis Arc, the NW faults were fed by basic magmatism in at least three distinct events: the oldest, between the Cryogenian and Ediacaran, is represented by the 2 Group, which crosscuts the island arc (900-800 Ma), the continental arc (669-630 Ma), and some of the main ultramafic complexes, such as the Americano do Brasil.

The magmatism related to the basic-ultrabasic complexes occurred at ~630 Ma and its origin is probably related to decompression associated with local extensions that could have caused asthenospheric mantle upwelling (Silva et al.,

2011). In this period, the main basic-ultrabasic complexes emplaced in the eastern part of the Goiás Magmatic arc were formed.

2 Group (~630-522 Ma), presents a slightly oriented mineralogy, with evidence of uralitization, which may be related to metamorphic processes associated with the pre-kinematic stage marked by bimodal magmatism (598 ± 10 Ma) (Marques et al., 2019). 2 Group always presents negative values of $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ of -8 to -14 and evidence of being generated from the recycled SCLM enriched by sources related to the continental arc.

1A Group is represented by high-TiO₂ diabases that crosscut all lithotypes exposed in the Goiás Magmatic Arc, but without appearing in the western region of the arc, where bodies associated with the Goiás Alkaline Province crop out. 1A Group presents chemical characteristics similar to high-Ti basalts of the northern region of the Serra Geral Group, exposed to the south of the area, and the diverse high-Ti dyke swarms correlated, which are present in the entire Brazilian and west-African continental margin. Pangea break-off initiated at around ~200 Ma, with a wide occurrence of basic dykes in the central part of the Atlantic (Whalen et al., 2015).

In the South Atlantic, the two main magmatic peaks are recorded, the first at ~180 Ma and the second at ~133 Ma. The first magmatic peak is described to be more restricted and localized in the South American continent. The Vitória-Colatina dike swarms dated 174 Ma (Santiago et al., 2020) are related to this magmatic event that also occurs in Antarctica (Almeida et al., 2013). In Central Brazil, an N-S dyke with a K-Ar age of 178 ± 5 Ma occurs to the north of the area (Thomé Filho et al., 1994). In the African portion, the ~180 Ma peak is associated with dominantly tholeiitic flows, responsible for the lava extrusion, sills, and Okavango basic dyke swarms related to continental flood basalts, belonging to the Karoo Supergroup (Jourdan et al., 2006).

1A Group, related to the Serra Geral Group, is connected to the second magmatic peak recorded during the South Atlantic opening at ~130 Ma. Diverse dyke swarms present on the Brazilian coast and SW-S Africa, related to this event, present apparent K-Ar ages between 119 and 156 Ma (Almeida et al., 2013).

The Paraná Continental Flood Basalt (PCFB) magmatism was divided into two major groups: one of low-TiO₂ (Gramado, Esperaldo, and Ribeira) and other of high-TiO₂ (Urubici, Pitanga, and Paranapanema) (Peate et al., 1992). The diagram 1.21A (Zr/Y vs. Sr) evidences that 1A Group presents chemical characteristics similar to the high-Ti Urubici basalts and also to the RIGDS dykes (Guedes et al., 2016). Besides that, the 1A Group primitive mantle normalization (see Fig. 1.21B) presents similar trace element patterns relative to the RIGDS dykes.

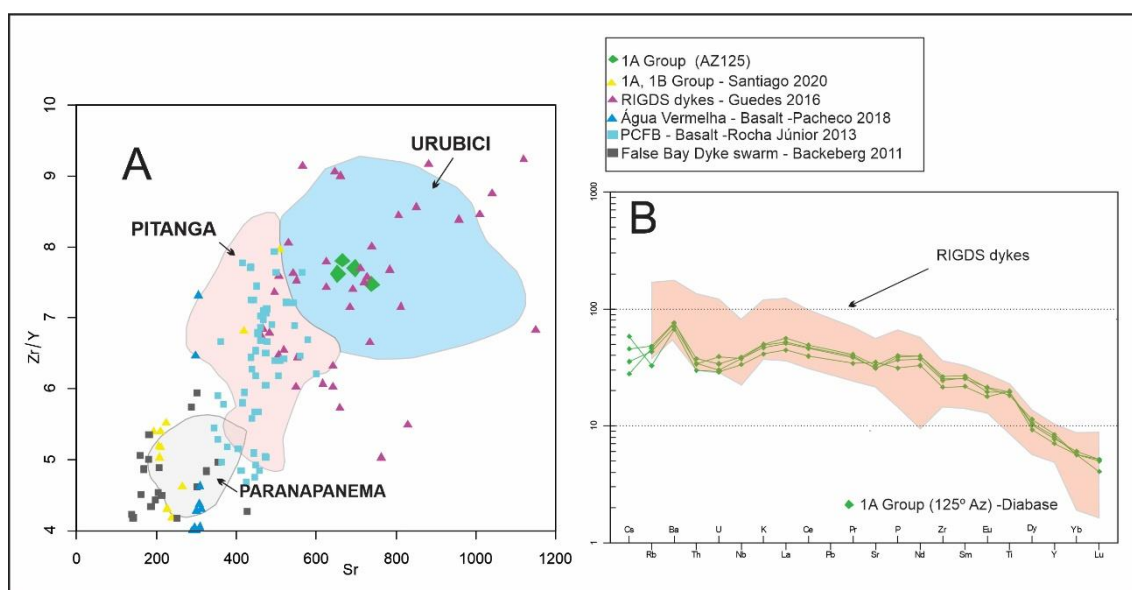


Fig. 1.21. (A) Zr/Y vs. Sr diagram for the high-TiO₂ Paraná magmatism. The gray, pink, and blue fields refer to the limits for the Paranapanema, Pitanga, and Urubici subgroups (Peate et al., 1992). Data plotted in green are from this work, in yellow, from Santiago et al. (2020), in purple from Guedes et al. (2016), in blue triangles from Pacheco et al. (2018), blue squares are from Rocha-Júnior et al. (2013), and gray squares are from the African coast (Backeberg et al., 2011). (B) Primitive mantle-normalized diagram (Sun and McDonough, 1989) compares the Az125 diabase and the RIGDS swarm (pink).

Global implications and probable sources for the Lower Cretaceous Paraná (PCFB) and the high-K-Ti magmatism of the Upper Cretaceous Goiás Alkaline Province

The source of the PCFB magmatism and its relation to plumes and SCLM are discussed by many authors. Some correlate the PCFB to the Tristan da Cunha hot spot that affects the southern part of Brazil and Namibia, connecting

the Rio Grande Platô magmatism (Rio Grande Rise) and the Walvis Oceanic Ridge (Walvis Ridge) (e.g. O'Connor and Duncan, 1990; Almeida et al., 2013). Other authors discard the direct link between the PCFB magmatism and the Tristan da Cunha plume and propose the participation of the SCLM, based on diverse arguments. The striking similarities of the distinct concentration of major and trace elements of the high- and low-Ti basalts suggest that a significant proportion of the CFB was derived from the SCLM (Gibson et al., 1996). From modeling based on mass and heat transfer designed for the South American continent, Sleep (2003) shows that the ~130 Ma plume may provide heat for the modern hot spots. Otherwise, such a situation is unlikely, because it would demand very low convection incompatible with the lateral flow of the necessary material to produce hot spots.

Hole (2015) shows that the potential convective mantle temperature can increase by about 150° C in response to the increase of the convective wavelength during supercontinent amalgamation, although not sufficient to form plumes.

The SCLM temperature increase during supercontinent amalgamation is reinforced by the study of Ganne et al. (2016), showing that the supercontinent building and breaking off processes modulate the convective mantle temperature cycle and that these temperature variations are recorded on the magmatic mineral crystallization temperature, such as olivine, pyroxene, and plagioclases formed during the process. The authors admit a temperature peak for pyroxene and plagioclases of ~225 Ma, which is a reflex of the SCLM temperature increase associated with the collapse of the orogens that encompass Pangea, and a peak for olivine at ~125 Ma, reflecting the asthenospheric mantle upwelling related to the breaking off period.

Tristan da Cunha lavas show $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ isotopic composition greater than the PCFB source, which excludes the direct correlation of the hot spot with PCFB basalts (Rocha Jr. et al., 2012). The La/Th, Nb/La, and Zr/Ta ratios of the Paraná Continental Flood Basalt Hi-Ti are distinct from OIB and Tristan da Cunha (Rocha Jr. et al., 2013)

The 1B Group (high-Ti-K), belonging to the shoshonitic series, is located in the western region of the Arenópolis Magmatic Arc, near the main high-K alkaline bodies of the Goiás Alkaline Province. The province comprises a great diversity of potassic rocks related to the presence of a mantle plume emplaced below the thick lithosphere, where the heat addition through conduction and convection may have generated the melting of potassium-rich material through the SCLM extension, forming rock types such as kimberlites, lamproites, and kamafugites (Gibson et al., 1996). The presence of mantle xenoliths suggests its derivation from the asthenospheric mantle, with potassium enrichment through metasomatic events. The contemporaneous presence of high-Ti (>2.5%) and low-Ti (<2.5%) groups, with different La/Nb ratios, discards the same magmatic source for both groups. From the Nd ratios, it is possible to approximately estimate that the depleted SCLM (low-Ti) was isolated from the asthenospheric mantle at ~1379 Ma, while the TDM age of the enriched SCLM (high-Ti) was estimated at ~818 Ma (Gibson et al., 1996).

Alkaline basalt dykes similar to 1B Group are described near the Morro Feio Carbonatite Complex, however, they do not share a clear relation with the carbonatite series (Nascimento, 2018).

The crustal thickness of the western portion of the Arenópolis Magmatic Arc relative to the eastern portion is indicated by gravimetric and magnetic inversion data (Martins and Vidotti, 2021). This fact could explain the restricted presence of high-Ti-K magmatism, limited to the W-Arenópolis Magmatic Arc, in which magmatism would have been generated in the deepest region related to a more primitive SCLM, or the asthenospheric mantle. The thickness of the W-Arenópolis Magmatic Arc can be related to the proximity of this block to the Transbrasiliano Lineament, marked by an important Bouguer anomaly, which is interpreted as a transcontinental suture zone (e.g. Brito Neves and Cordani, 1991; Pimentel and Fuck, 1994) that limits the W-Arenópolis Magmatic Arc from the Amazonian paleocontinent and the Paraguay Belt, and is marked by a system with transpressive-transcurrent stages of dominantly dextral kinematic (Ferreira, 2018).

Differences in the sediment accumulation in the Paraná Basin are observed to the east of the LMNB, which are initiated with sediments of the upper

units followed by flows related to the Serra Geral Group (Lacerda Filho et al., 2021). This characteristic can suggest a greater sediment accumulation in the Paraná Basin in the western region of the Arenópolis Magmatic Arc, generating sufficient crustal subsidence in the lithospheric mantle that is adequate to the formation of alkaline magmas, typical of deeper regions related to the asthenospheric mantle or SCLM regions substituted by asthenospheric mantle material.

The reservoirs in Fig. 1.22 show the isotopic evolution of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from a reservoir of peridotite composition for the Paraná-Etendeka magmatism evolution.

Data of the high-K-Ti magmatism from the main alkaline bodies of the Goiás Alkaline Province, that represent the SCLM isotopic composition related to the origin of northern Paraná Basin high-Ti basalts, were plotted.

The diabase samples related to Az125° have similar ratios to the high-TiO₂ (PBHTI) basalts (Rocha Jr. et al., 2013) and a great part of the RIDGES swarm (Guedes et al., 2016), which suggests a strong correlation between the NW dike swarm of the 1A Group and the high-TiO₂ Paraná-Etendeka basaltic magmatism.

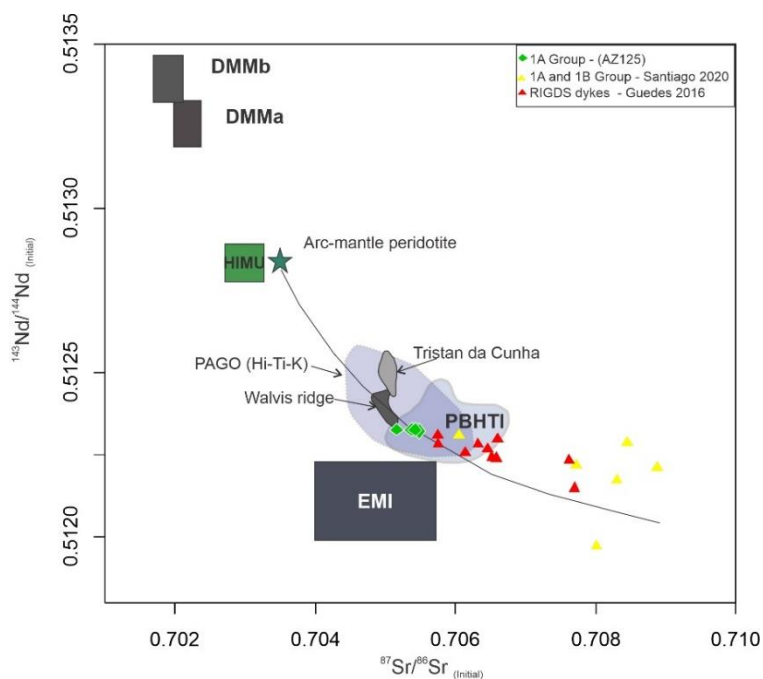


Fig. 1.22. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (i) isotopic evolution diagram calculated at 136 Ma. The DMMb, DMMa, HIMU, and Arc-Mantle peridotite reservoirs are from Zindler and Hart (1986). Data in green refer to this work, in yellow are from Santiago et al. (2020), and in red are from Guedes et al. (2016). The PBHTI field refers to Paraná high-TiO₂ magmatism (Rocha Jr. et al., 2013), and the purple field refers to data from the Goiás Alkaline Province Gibson et al. (1996).

The NW faulting development during the Arenópolis Magmatic Arc evolution

Similar to what was identified in the Az125° dyke swarms, continental dyke swarms emplaced in previous structures of the basement. They were reactivated after several magmatic events along the geological history, occurring in the Jurassic Save-Limpopo, Lebombo, and Okavango dykes, emplaced between the Zimbabwe and Kaapvaal cratons ([Jourdan et al., 2006](#)), and also for the NW-SE lineaments associated with the Santa Angélica dyke swarm in the Brazilian coast ([Santiago et al., 2020](#)).

The Arenópolis Magmatic Arc region is composed of many crustal blocks, generated and amalgamated at ~900 to 520 Ma, between the Amazonian and São Francisco cratons, as a consequence of the closure of the Goianides-Pharusian ocean during the Brasiliano Orogeny. The island arcs were generated in two periods: the first, represented by the Arenópolis-Piranhas and Anicuns-Itaberaí blocks between ~930 and 810 Ma, and the second, represented by the Jaupaci and Iporá-Amorinópolis blocks between ~770 and 750 Ma ([Lacerda Filho et al., 2021](#)). The orogenesis progression evolved to continental collision when continental arcs were generated at ~670-590 Ma. They are represented by the Turvânia-Palminópolis blocks and many intrusive components, of either basic and acid composition, along the advance of the collisional process between the magmatic arc, Maciço de Goiás, or São Francisco Craton, with the final stage of the orogenesis at around 480 Ma, recorded by the post-orogenic granitic intrusions ([Lacerda Filho et al., 2021](#)).

The faults in the Arenópolis Magmatic Arc, of the current NW-SE direction, show evidence of having been fed by basic magmatism in at least three distinct events: The oldest record, in the Cryogenian and Ediacaran periods, is represented by the 2 Group. This group crosscuts both portions of the island arc, Sanclerlândia Block (900-800 Ma), and the continental arc, Turvânia Block (669-630 Ma), and some of the main ultramafic complexes (e.g., Americano do Brasil), which indicates that it was intruded between ~630 and 522 Ma. This Cryogenian-Ediacaran calc-alkaline basic magmatism present in the Arenópolis Magmatic

Arc possesses a wide trace element and isotopic ratios variation. Its origin is likely related to local magmatism, formed from basic magma rising, related to local decompression on the sublithospheric mantle, recycled with previously subducted components, and is characterized by T_{DM} of 1.1 to 1.77 Ga, and $\epsilon_{Nd(o)}$ of -7.6 to -14.8, which values are similar with the collisional stage blocks. 2 Group is probably related to the event that generated the pre-kinematic bimodal magmatism (598 ± 10 Ma) (Marques et al., 2019), in a dominantly compressive regime, in translational-type regions during the Arenópolis Magmatic Arc and São Francisco Craton amalgamation.

After the Brasiliano Orogeny, the Arenópolis Magmatic Arc region has gone through a period of relative tectonic stabilization, during which the sediment deposition in the Paraná Basin occurs (~485-130 Ma) over the magmatic arc, during the Pangea supercontinent building. The joining of the Earth's main continental landmasses reached the apex at ~225 Ma, becoming stable between ~300 and 200 Ma. The supercontinent formation led to a general temperature increase of the lithosphere, subcontinental mantle, and asthenospheric mantle responsible for the Pangea dispersion period (~200-125 Ma) (Ganne et al., 2016).

1A Group is represented by high-TiO₂ diabases related to the second magmatic peak in the Cretaceous at ~133 Ma. K-Ar data indicate apparent ages for the diabase dykes at 136 ± 9 Ma to the southeast of the region, cutting across instead of overlaying the São Francisco Craton covers (Schobbenhaus et al., 1975). Dyke swarms exposed along the Brazilian coast, related to the Paraná-Etendeka LIP, present Ar-Ar and K-Ar apparent ages between 119 and 159 Ma. 1A Group shows trace element and isotopic characteristics ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios) similar to the high-Ti basalts (Rocha Jr. et al., 2013) and also to the high-Ti diabase dykes (Guedes et al., 2016), suggesting a striking correlation between these dyke swarms and the Serra Geral magmatism (high-Ti). The genesis of the high-Ti magmatism is associated with SCLM decompression, in which isolated magma, coupled to the lower crust, would be recycled with components of the crust, being enriched by fluids of magma related to Neoproterozoic subduction components (Rocha Jr. et al., 2013).

This magmatism was responsible for the generation of the Paraná-Etendeka LIP through major rift formation, in which the main opening direction

(NW) was responsible for the emplacement of many diabase dyke swarms along the Brazilian and Western African coasts, which acted as conduits for the LIP development. The generation and formation of these faulting systems are directly related to geological terrains where they developed. The NW faulting systems, the target of this study, developed between the São Francisco and Paranapanema cratons, within instead of under the domain of the Ribeira and Brasília fold belts, where instead of which old structures favored the development of the fractures, taking advantage of preexisting zones of weakness. The greater development of the NW dykes in this region relative to the other NW swarms is related to the fact that the other swarms were limited to cratonic regions.

1B Group represents the youngest magmatism emplaced in the NW structures. It has strong sodic-potassic enrichment relative to 1A Group, being characterized by alkaline basalts and K-basanites related to the Goiás Alkaline Province (89 – 82 Ma; K-Ar ages). These dykes occur surrounding the Paraná Basin and have restricted occurrence to the west of the Moiporá-Novo Brasil lineament, W-Arenópolis Magmatic Arc, characterized by a thicker crust. The high-Ti-K magmatism is related to the SCLM extension and melting to form volatile and K-rich magma. The alkaline magmatism of the alkaline province of Goiás (high-Ti; > 2.5%) would have formed from the melting of isotopically depleted sources of incompatible elements, derived from the mantle at about 828 Ma (Gibson et al., 1996). The shoshonitic magmatism is limited to the western region, which corresponds to the thickest crust of the Arenópolis Magmatic Arc, likely related to the proximity to the LTZ suture zone. The sedimentary deposits currently observed in the W-Arenópolis Magmatic Arc is initiated by lower units relative to the E-Arenópolis Magmatic Arc, which could indicate a higher thickness of the sedimentary pile in the western sector, generating greater subsidence of the crust on the upper mantle, a fact that would favor the generation of shoshonitic magma, limited to the sector.

The fracturing, currently in the NW direction, referring to the Az125° shows a complex evolution. These structures acted as magmatic conduits along the dynamic geological evolution. Its generation and reactivation are marked by basic dykes emplaced in the structures, and its current configuration is a consequence

of a series of tectonic-magmatic events, of which some were identified in the Arenópolis Magmatic Arc.

Conclusion

The data obtained in this study allowed us to correlate the dyke swarms emplaced in NW structures with the main magmatic events occurring during the Arenópolis Magmatic Arc evolution.

2 Group presents negative Nb anomalies in multielement diagrams, compatible with subduction zone environments, and its crosscutting relations with intrusive bodies of unknown ages suggest formation between ~630 and 522 Ma. However, the last geological event with basic-ultrabasic magma generation recognized in the study area during the magmatic arc period has a U-Pb age of 598 ± 10 Ma, thus narrowing the expected interval for 2 Group at ~630-590 Ma. Sm-Nd isotopic data for the 2 Group are compatible with those obtained for lithotypes belonging to the Arenópolis Magmatic Arc.

1A Group presents chemical data and Sm-Nd and Sr-Sr isotopic ratios similar to the high-Ti Paraná-Etendeka LIP magmatism, and also to the correlated dyke swarm dated at ~130 Ma.

1B Group is characterized by high-Ti basic-ultrabasic magmatism and has Sm-Nd and Sr-Sr isotopic ratios compatible with magmatism related to the Goiás Alkaline Province and represents the youngest magmatism exposed in the Arenópolis Magmatic Arc region.

The plutons emplaced in the NW structures and some diabase dykes located near the Goiás Massif present Sm-Nd isotopic ratios and TDM compatible with those obtained in the Goiás Massif and the surrounding Paleoproterozoic units. The isotopic compatibility of these materials suggests assimilation of these materials by younger magma, complexing their understanding within the evolution of the Arenópolis Magmatic Arc due to the lack of U-Pb dating.

The NW structures have continental dimensions and crosscut diverse geological terrains with distinct characteristics, having formed during a wide geological period, and the obtaining of new geological data is essential to the

understanding of the structural evolution and reconstruction of the main geological events, as well as to the hierarchy determination of the many associated dyke swarms.

Acknowledgment

"This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001"

Bibliography

- Almeida, J., Dios, F., Mohriak, W.U., Valeriano, C.D.M., Heilbron, M., Eirado, L.G., Tomazzoli, E., 2013. Pre-rift tectonic scenario of the eo-cretaceous gondwana break-up along SE Brazil-SW Africa: Insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 369, 11–40. <https://doi.org/10.1144/SP369.24>
- Araújo, J.G.M. de, 2012. Eventos ígneos e metamórficos neoproterozoicos e paleozoicos no arco magmático de Arenópolis, Goiás. UNB - IG - Inst. Geociências. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado.
- Backeberg, N.R., Reid, D.L., Trumbull, R.B., Romer, R.L., 2011. Petrogenesis of the false bay dyke swarm, Cape Peninsula, South Africa: Evidence for basement assimilation. *South African J. Geol.* 114, 335–352. <https://doi.org/10.2113/gssajg.114.3-4.335>
- Barbour, A., Girardi, V.A., Kawashita, K., Soares de Souza, A., 1979. Geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, Goiás (No. 10). São Paulo.
- Bez, L., Guimarães, J., Guimarães, D., 1971. Distrito Vulcânico de Rio Verde, in: SGB - Congresso Brasileiro de Geociência. pp. 121–128.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Brito Neves, B.B. de, Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T)
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Cienc.* 81, 99–114. <https://doi.org/10.1590/s0001-37652009000100011>
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2018. Atlas of zircon textures, Zircon.
- Danni, J.C., 1978. Magmatic differentiation of the alkaline ultrabasic intrusions of the Iporá region, southwest Goiás, Brazil. In: *Intern. Symp. Carbon* 1, 149–167.

- Deer, W., Howie, R., Zussaman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2nd Editio. ed. Edinburgh Gate, Harlow, Essex CM20 2JE, Harlow, London, New York, San Francisco, Toronto, Sydney, Tokyo, Hong Kong, Seoul, Taipei, New Delhi, Cape Town, Madrid, Mexico City, Amsterdam, Munich, Paris, Milan.
- Ferreira, M.S., 2018. Evolução Tectônica de Rift para Margem Passiva da Faixa Paraguai
Evolução Tectônica de Rift para Margem Passiva da Faixa Paraguai-Mato Grosso ,
Brasil Central.
- Frasca, A.A.S., 2015. Amálgamas Do W-Gondwana Na Província Tocantins Tocantins.
Inst. Geociências, Univ. Brasília, Brasília. Tese Doutorado nº 123, 172.
- Ganne, J., Feng, X., Rey, P., De Andrade, V., 2016. Statistical petrology reveals a link
between supercontinents cycle and mantle global climate. *Am. Mineral.* 101, 2768–
2773. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5868>
- Gaspar, J., Brod, J., Sgarbi, P.B., Junqueira-Brod, T., Araújo, A.L., 2000. A Review of
the Cretaceous Alkaline Magmatism in Western Minas Gerais and Southern Goiás.
- Gaspar, J., Danni, J.C., 1981. Aspectos petrográficos e vulcanológicos da província
alcalina-carbonatítica de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás. *Rev. Bras.
Geociências* 11, 74–83.
- Gibson, S., Thompson, R., Dickin, A., Leonardos, O.H; (Department of Geological
Sciences, Unir:ersity of Durham, Durham, DH1 3LE, UK - Department of Geology,
McMaster University, 1280 Main Street West, Hamilton, Ontario, 18S 4MI. Canada
- Department0 de Geoquímica e Recursos Minerais, Institu, B., 1996. Erratum to ‘
“High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions
and continental flood-basalt genesis” .’ *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 325–341.
- Gill, R., 2010. IGNEOUS ROCKS AND PROCESSES.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology
Laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.* 72, 218–245.
<https://doi.org/10.1590/s0001-37652000000200009>
- Guedes, E., Heilbron, M., de Morisson Valeriano, C., de Almeida, J.C.H., Szatmari, P.,

2016. Evidence of Gondwana early rifting process recorded by Resende-Ilha Grande Dike Swarm, southern Rio de Janeiro, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 67, 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.004>
- Guimarães, G., Glaser, I., Marques, V., 1968. Sobre a ocorrência de rochas alcalinas na região de Iporá - Goiás. *Mineração Metalurgia. Rev. Mineração e Metal.* 48, 11–15.
- Hole, M.J., 2015. The generation of continental flood basalts by decompression melting of internally heated mantle. *Geology* 43, 311–314. <https://doi.org/10.1130/G36442.1>
- Hughes, C.J., 1972. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.* 109, 513–527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). [https://doi.org/47\(6\):1255-1259](https://doi.org/47(6):1255-1259)
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M.K., Kampunzu, A.B., Le Gall, B., 2006. Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 307–322. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.003>
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., De Moraes, R., 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: Implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Res.* 117, 101–118. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00077-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00077-3)
- Junqueira Brod, T.C., Roig, H.L., Gaspar, J.C., Brod, J.C., Meneses, P.R., 2002. A Província Alcalina De Goiás E a Extensão Do Seu Vulcanismo Kamafugítico. *Rev. Bras. Geociências* 32, 559–566. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002324559566>
- Kheirkhah, M., Neill, I., Allen, M.B., 2015. Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *J. Asian Earth Sci.* 106, 19–33. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.02.027>
- Lacerda Filho, J., Gollmann, K., Santos, D.V. dos S., Martins, F.R., Souza, J.O., Carneiro,

- J. de S.M., Meneghini, P.F.V.B., Hattingh, K., Silva, É.R., Eberhardt, D.B., 2021. Projeto Geologia e Metalogenia da Porção Oeste de Goiás. Goiânia-GO.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W. V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Can. Mineral.* 35, 219–246.
- Marques, G.C., de Oliveira, C.G., Espada, E., Dantas, E.L., 2019. The Fazenda Nova gold deposit, Goiás Magmatic Arc: Late neoproterozoic intrusion-related auriferous mineralization controlled by intracontinental strike-slip faulting. *Ore Geol. Rev.* 107, 546–572. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.012>
- Martins, E.S.F., Vidotti, R.M., 2021. Another way of looking at an Alkaline Province. *J. Geodyn.* 143, 101811. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101811>
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Mag.* 52, 535–550. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15>
- Nascimento, E.L.C., 2018. Geologia, geoquímica e mineralogia do Complexo Carbonatítico de Morro Preto - GO 199.
- O'Connor, J.M., Duncan, R.A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.* 95. <https://doi.org/10.1029/jb095ib11p17475>
- Pacheco, F.E.R.C., De Andrade Caxito, F., De Moraes, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Queiroga, G.N., 2018. Geochemistry of basaltic flows from a basalt ring structure of the Serra Geral formation at Agua Vermelha dam, Triangulo Mineiro, Brazil: Implications for the magmatic evolution of the Paraná-Etendeka Province. *Brazilian J. Geol.* 48, 283–304. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170084>
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to

- ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.* 55, 119–139. <https://doi.org/10.1007/BF00301125>
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1994. Geocronologia Rb-Sr da Porção Sudoeste do Maciço de Goiás. *Rev. Bras. Geociências* 24, 104–111. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1994104111>
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2)
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., 1991. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 295–305. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90003-4)
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., Marini, O.J., 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Res.* 52, 321–335. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90086-P](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90086-P)
- Rocha Jr., E.R.V., Marques, L.S., Babinski, M., Nardy, A.J.R., Figueiredo, A.M.G., Machado, F.B., 2013. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *J. South Am. Earth Sci.* 46, 9–25. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.004>
- Rocha Jr., E.R.V., Puchtel, I.S., Marques, L.S., Walker, R.J., Machado, F.B., Nardy, A.J.R., Babinski, M., Figueiredo, A.M.G., 2012. Re-Os isotope and highly siderophile element systematics of the Paraná continental flood basalts (Brazil). *Earth Planet. Sci. Lett.* 337–338, 164–173. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.050>
- Rocha, L.G. de M., Pires, A.C.B., Carmelo, A.C., Araújo Filho, J.O. de, 2014. Geophysical characterization of the Azimuth 125° lineament with aeromagnetic data:

- Contributions to the geology of central Brazil. *Precambrian Res.* 249, 273–287.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.05.005>
- Santiago, R., Caxito, F. de A., Neves, M.A., Dantas, E.L., Medeiros Júnior, E.B. de, Queiroga, G.N., 2020. Two generations of mafic dyke swarms in the Southeastern Brazilian coast: reactivation of structural lineaments during the gravitational collapse of the Araçuaí-Ribeira Orogen (500 Ma) and West Gondwana breakup (140 Ma). *Precambrian Res.* 340, 105344.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105344>
- Schobbenhaus, C., Ribeiro, C., Oliva, L., Takanohashi, J., Lindenmayer, Z., Vasconcelos, J., Orlandi, V., Cordani, U., Hasuí, Y., Campos, D., Campos, D.R., 1975. Carta geológica do Brasil ao milionésimo : folha SD. 22 Goiás / Carlos Schobbenhaus ... [et al.]. - (No. 558.1), 551.24(81)-C322c. Brasília.
- Silva, J.M. e, Ferreira Filho, C.F., Bühn, B., Dantas, E.L., 2011. Geology, petrology and geochemistry of the “Americano do Brasil” layered intrusion, central Brazil, and its Ni-Cu sulfide deposits. *Miner. Depos.* 46, 57–90. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0312-9>
- Sleep, N.H., 2003. Fate of mantle plume material trapped within a lithospheric catchment with reference to Brazil. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4, 1–18.
<https://doi.org/10.1029/2002GC000464>
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thomé Filho, J.J., Oliveira, C.C., Andrade, R.S. de, Pinheiro, M.M., Justo, L.J.E., Camargo, M.A., 1994. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil - Folha Pirenópolis SD.22-Z-V. Goiânia-GO.
- Whalen, L., Gaze, E., Vidito, C., Puffer, J., Bizimis, M., Henika, W., Caddick, Mark J; (1Department of Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg, Virginia, USA, 2Department of Earth and Planetary Sciences, Rutgers University, Piscataway, New Jersey, USA, 3Department of Earth and Environmental Sciences, R.U., Newark, New

Jersey, USA, 4Department of Earth and Ocean Sciences, University of South Carolina, Columbia, S., Carolina, U., 2015. Supercontinental inheritance and its influence on supercontinental breakup: The Central Atlantic Magmatic Province and the break up of Pangea. *AGU Publ. Geochem. Geophys. Geosyst* 1–23. <https://doi.org/10.1002/2015GC005885>. Received

Zhou, J., Wang, X., Qiu, J., Gao, J., 2004. Geochemistry of Meso- and Neoproterozoic mafic-ultramafic rocks from northern Guangxi, China: Arc or plume magmatism? *Geochem. J.* 38, 139–152. <https://doi.org/10.2343/geochemj.38.139>

Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* Vol. 14 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>