UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA-ISOTÓPICA E
GEOCRONOLOGIA DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RIACHO
DO CORDEIRO: EXTENSÃO MERIDIONAL DA PROVÍNCIA
MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO EQUATORIAL**

Alana Régia Dantas

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica.

SÃO PAULO

2021

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização geoquímica-isotópica e geocronologia do Enxame de Diques
máficos Riacho do Cordeiro: extensão meridional da Província Magmática
do Atlântico Equatorial**

ALANA RÉGIA DANTAS

Dissertação apresentada ao Programa de
Geociências – Geoquímica e Geotectônica
para obtenção do título de Mestre em
Ciências.

Área de concentração: Geotectônica.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria Helena
Bezerra Maia de Hollanda

SÃO PAULO

2021

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Dantas, Alana Régia

Caracterização geoquímica-isotópica e geocronologia
do Enxame de Diques máficos Riacho do Cordeiro:
extensão meridional da Província Magmática do
Atlântico Equatorial / Alana Régia Dantas;
orientadora Maria Helena Bezerra Maia de Holanda.
-- São Paulo, 2021.
74 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação
em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2021.

1. Enxame de Diques máficos. 2. Fragmentação do
Gondwana. 3. Abertura do oceano Atlântico. 4.
Magmatismo toleítico. 5. Grandes Províncias Ígneas.
I. Holanda, Maria Helena Bezerra Maia de , orient.
II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização geoquímica-isotópica e geocronologia do Enxame de Diques
máficos Riacho do Cordeiro: extensão meridional da Província Magmática
do Atlântico Equatorial**

ALANA RÉGIA DANTAS

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Dissertação de Mestrado

Nº 876

COMISSÃO JULGADORA

Dr^a. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Dr^a. Leila Soares Marques

Dr^a. Luana Moreira Florisbal

SÃO PAULO

2021

AGRADECIMENTOS

Essa dissertação é o produto final de uma extensa etapa de trabalho que só foi concluída graças ao apoio e auxílio de inúmeras pessoas e entidades. Portanto gostaria de deixar claro os meus mais sinceros agradecimentos a todos que contribuíram de qualquer forma durante o decorrer das diversas etapas desta jornada.

Primeiramente gostaria de agradecer a minha orientadora, Profa. Dra. Maria Helena B. M. de Hollanda, por todo conhecimento compartilhado, todas as correções e sugestões realizadas e todo suporte pessoal e profissional que dedicou para a realização deste trabalho e pelo meu crescimento pessoal como profissional, agradeço imensamente por ter a oportunidade de trabalhar em conjunto com alguém assim. E ao Prof. Dr. Carlos José Archanjo pelo apoio e contribuição à esta pesquisa, especialmente a parte dedicada a etapa de campo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (processo: 132996/2019-7) pela concessão da bolsa de pesquisa de mestrado. Ao Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica - CPGeo-USP e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP (projeto: 2017/08423-9) por todo apoio físico e financeiro disponibilizados para a realização desta pesquisa.

A todos os profissionais do Instituto de Geociências - IGc-USP que foram indispensáveis devido aos ensinamentos e a disponibilidade de auxiliar uma aluna, que eventualmente ficava meio perdida nos corredores do departamento por ter vindo de outra faculdade, em especial a Liliane Aparecida Petronilho por todo suporte, tempo, dedicação e paciência pra ensinar tudo relacionado a parte laboratorial para a obtenção dos dados isotópicos, principalmente devido as dificuldades apresentadas nas etapas finais devido a pandemia de COVID-19. E a Profa. Dra. Juliana de Moraes Leme Basso por disponibilizar por meio do Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica um auxílio financeiro para alunos cujas pesquisas foram afetadas pela pandemia de COVID-19.

A todos os companheiros de pós-graduação no IGc-USP por todo suporte acadêmico e emocional, em especial a Juan Sebastian, Kauê Seoane, Paula Fraga, Carolina Bedoya (Caro), José Manuel, Alisson Oliveira. E principalmente a Antomat Avelino que colaborou imensamente durante as discussões desta pesquisa.

A todos os amigos que me ajudaram a manter a sanidade mental nesses tempos complicados em que estamos vivendo, principalmente a Wagner Pereira dos Santos (Lux), Kimmolly Ferreira e Anthony Francis pelas inúmeras conversas edificantes. A todas as pessoas que fazem ou fizeram parte do Laboratório de Geoquímica da UFRN e seus agregados, em

especial a Thiago Farias, Emerson Teles, Robson Rafael, Derick Guerra, Cláudia Araújo, Letícia Hudson, Marília Venâncio e Madson Cruz pelas xicaras de café compartilhadas virtualmente e por todas as conversas, polêmicas ou não. Esses últimos meses foram desgastantes para todos, então obrigada por serem sempre um ponto de apoio, bom humor e esperança mesmo a distância.

Aos meus familiares, principalmente ao meu pai Reginaldo (o primeiro geólogo com quem eu convivi), minha mãe Elenilda e minha irmã Aléxia, por todo apoio e paciência incondicionais que vocês proporcionaram durante toda minha vida. Vocês foram essenciais neste percurso e qualquer conquista que eu alcance saibam que foi por ter uma base tão incrível para começo de conversa. Meu agradecimento também aos demais familiares que mesmo não entendendo muito bem exatamente o que eu faço, sempre apoiaram todas as minhas escolhas.

E por último a Thiago da Cunha Rodrigues por tudo que passamos durante esses anos juntos. Obrigada por estar ao meu lado literalmente em todos os pontos deste trajeto, nas partes difíceis quando problemas pareciam surgir nos momentos mais inesperados e quase tudo era motivo para estresse e crises de ansiedade. Além de estar lá nos momentos felizes, que também não foram poucos. Obrigada por tudo, em especial pela paciência em ouvir todas as reclamações e aguentar as lágrimas, e por ter sido sempre meu porto seguro em meio a todo esse caos que estamos vivendo. *“I only want your hand to hold, I only want you near me”*.

“It's the questions we can't answer that teach us the most. They teach us how to think.”

*— Patrick Rothfuss, *The Wise Man's Fear*.*

RESUMO

A Província Magmática do Atlântico Equatorial localizada no NE do Brasil tem sua formação relacionada a quebra do continente Gondwana durante o Mesozoico. A Província é constituída por enxames de diques e soleiras máficas conhecidos como: 1) o Enxame de Diques Rio Ceará Mirim, com geometria arqueada (EW-NE) e aproximadamente 1.000 km de extensão, intrusivo nos setores setentrional e ocidental da Província Borborema; 2) um complexo de soleiras intrusivo nos sedimentos paleozoicos da Bacia do Parnaíba, descrito como a unidade litoestratigráfica Formação Sardinha; e 3) o Enxame de Diques Riacho do Cordeiro, com aproximadamente 300 km de extensão, geometria linear e direção NE, e intrusivo no setor sudeste da Província Borborema. Dada à sua relevância como parte da Província, aliada à completa ausência de reconhecimento regional ou de detalhe, o Enxame de Diques Riacho do Cordeiro foi alvo do presente estudo cujo objetivo foi sua caracterização geoquímica e datação. O enxame inclui basaltos e andesitos basálticos toleíticos, de textura fina a média, com assembleia mineral dominada por plagioclásio, clinopiroxênio (augita >> pigeonita) e óxidos de Fe-Ti. Sulfetos e apatita estão entre as fases acessórias reconhecidas. Os teores de TiO_2 se distribuem entre 1,7 e 1,2 wt. %, com MgO entre 6,4 e 2,4 wt. %, com *gap* composicional entre 3,8 e 5,0 wt. % de MgO. A distinção em dois grupos com MgO distintos também se manifesta em outros óxidos, razão pela qual as amostras estudadas foram separadas em dois grupos, BT1 e BT2. O grupo BT1 é representado principalmente por basaltos ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} < 4$ wt. %) e MgO $\geq 4,9$ wt. %, e o grupo BT2 representado por andesitos basálticos com discreta tendência traquítica ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} > 4$ wt. %) com MgO < 4 wt. %. Se analisados em conjunto, BT1 e BT2 alinham-se em *trends* de correlação positiva para Al_2O_3 e negativa para CaO, álcalis-total (também Ba, Rb e Sr) e P_2O_5 , sugerindo que a augita foi mais importante que plagioclásio durante a diferenciação magmática, e que os líquidos finais devem ter se enriquecido em álcalis e P_2O_5 ; os efeitos do fracionamento de óxidos de Fe-Ti são visíveis apenas no grupo BT2. Apesar do forte controle da cristalização fracionada na variabilidade química desses magmas, contaminação crustal não pode ser descartada como mecanismo petrogenético subordinado. Os padrões de elementos traços e terras raras são comparáveis entre os grupos, com destaque para o enriquecimento em elementos incompatíveis e anomalias negativas em Nb-Ta, Sr, P e Ti. Quando combinadas a composições isotópicas radiogênicas em Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0,7072$ a $0,7091$) e moderadamente radiogênicas em Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,360$ a $18,785$), além de ϵNd_i negativos ($-4,8$ a $-6,1$), a participação do manto litosférico subcontinental tipo EM é evidente. Esse manto provavelmente preserva a assinatura de enriquecimento (metassomatismo) por subducção incorporada desde o Proterozoico, visto que as idades T_{DM} são mais antigas que 1 Ga. Características similares ao Enxame de Diques Riacho do Cordeiro são compartilhadas com os diabásios do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim e, em parte, com outros magmas de baixo Ti da Província do Paraná (principalmente com os magmas tipo Gramado) e Enxame de Diques Vitória-Colatina, com diferenças provavelmente representando heterogeneidades químicas do manto litosférico em escala continental ou regional. A despeito da distância geográfica que os separa, correlações entre os componentes intrusivos das províncias magmáticas do Atlântico Equatorial e Paraná devem ser estabelecidas, tanto do ponto geoquímico quanto geocronológico, com objetivo de entender a dinâmica do sistema crosta-manto durante os processos que condicionaram a abertura do Oceano Atlântico, desde o domínio sul até o equatorial, no Cretáceo Inferior.

Palavras-chave: Enxame de Diques máficos, Fragmentação do Gondwana, Abertura do oceano Atlântico, Magmatismo toleítico, Grandes Províncias Ígneas.

ABSTRACT

The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province located in NE Brazil had its formation related to the break-up of the Gondwana continent during the Mesozoic. The province consists of mafic dike swarms and sills known as 1) the Rio Ceará Mirim dike swarm, with arcuate geometry (EW-NE) and approximately 1,000 km in length, intrusive in the northern and western sectors of the Precambrian Borborema Province; 2) a sill complex intrusive in the Paleozoic sediments of the Parnaíba Basin, described as the lithostratigraphic Sardinha Formation; and 3) the Riacho do Cordeiro dike swarm with c. 300 km long, linear geometry and NE-trending direction, intrusive in the southeastern Borborema Province. Given its relevance as part of that magmatic Province, in addition to the lack of any previous geological knowledge, the Riacho do Cordeiro swarm was chosen for geochemical characterization and dating. It includes medium- to fine-grained tholeiitic basalts and basaltic andesites, with plagioclase, clinopyroxene (augite $\gg$ pigeonite) and Fe-Ti oxides as the main constituents, while sulfides and apatite are common accessory phases. TiO_2 contents vary between 1.7 and 1.2 wt.%, and MgO between 6.4 and 2.4 wt.% but with a compositional gap between 5.0 and 3.8 wt.%. This aspect led to the distinction into two groups: (1) BT1 represented mainly by basalts ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} < 4$ wt.%) with $\text{MgO} \geq 4.9$ wt.%, and (2) BT2 represented by basaltic andesites with a discrete trachytic affinity ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} > 4$ wt.%) and $\text{MgO} < 4$ wt.%. Collectively, BT1 and BT2 show a positive correlation of MgO with Al_2O_3 , and negative with CaO and total alkalis (also Ba, Rb, and Sr) and P_2O_5 , suggesting that augite was more important than plagioclase during magmatic differentiation and that the more evolved magmas must have become alkali- and P-richer; the effects of Fe-Ti oxide fractionation, in turn, are visible only in the BT2 group. Despite the strong control of fractional crystallization on the chemical variability of these magmas, crustal contamination cannot be ruled out as a subordinate petrogenetic mechanism. Trace (including rare earth) element patterns are comparable among the groups, especially regarding the enrichment in incompatible elements and negative anomalies in Nb-Ta, Sr, P, and Ti. Combined with radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.7072 to 0.7091) and moderately radiogenic $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.360 to 18.785), and negative ϵNd values (-4.8 to -6.1), these characteristics point out to the participation of an old ($T_{\text{DM}} > 1$ Ga) lithospheric mantle reservoir preserving a subduction signature. Similar features are shared by diabases of the Rio Ceará Mirim dike swarm and other low-Ti magmas of the Paraná Province (especially the Gramado magmas) and Vitória-Colatina dike swarm, with differences likely due to continental or regional-scale chemical heterogeneities of the lithospheric mantle. Despite the geographic distance, geochemical and geochronological correlations between the intrusive components of the Equatorial Atlantic and Paraná Magmatic Provinces should be considered in future investigations in order to better understand the crust-mantle dynamics during the opening of the entire (south and equatorial) Atlantic Ocean in the Lower Cretaceous.

Keywords: Mafic Dyke Swarm, Gondwana Breakup, Atlantic Ocean Opening, Tholeiitic magmatism, Large Igneous Provinces.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Justificativa e objetivos	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1. Enxames de diques e sua relação com o processo de rifteamento	4
2.2. A Província Magmática do Atlântico Central (CAMP)	7
2.3. A Província Magmática Paraná (PMP)	10
2.4. O Enxame de Diques Vitória-Colatina	13
2.5. A Província Magmática do Atlântico Equatorial (PMAE)	14
2.6. O Enxame de Diques Riacho do Cordeiro: informações prévias	18
3. MATERIAIS E MÉTODOS	19
3.1. Amostragem	19
3.2. Análise petrográfica	21
3.3. Geoquímica de maiores e traços	21
3.4. Isótopos Sr-Nd-Pb	22
3.5. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	23
4. RESULTADOS	25
4.1. Aspectos de campo	25
4.2. Petrografia	27
4.3. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	30
4.4. Geoquímica de maiores e traços	33
4.5. Isótopos Sr-Nd-Pb	40
5. DISCUSSÕES	44
5.1. Idade do EDRC	44
5.2. Causas da variabilidade geoquímica dos magmas EDRC	45
5.3. Comparação entre o EDRC e outras suítes magmáticas de baixo Ti	48
6. CONCLUSÕES	54
REFERÊNCIAS	55
APÊNDICES	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Estágios evolutivos de enxames de diques continentais (Simplificado de Fahrig, 1987).	5
Figura 2	Ilustração esquemática mostrando o contorno do Oceano Atlântico e a localização do que seria o local de nucleação das LIPs mesozoicas na América do Sul e África. Os perfis alfabéticos representam os sistemas de riftes relacionados à abertura do grande oceano Atlântico (Adaptado de Ernst, 2014).	7
Figura 3	Mapa esquemático da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) em uma reconstrução pré-ruptura do Pangea. Os campos coloridos representam as áreas de ocorrência do grupo Tiourjdal (verde, NW-África) e dos grupos Holyoke, Carolina, <i>Recurrent</i> e High-Ti (América do Norte, América do Sul e África). Todas as demais ocorrências pertencem ao grupo <i>Prevalent</i> -CAMP, de baixo Ti. Fonte: Marzoli et al. (2018).	9
Figura 4	Mapa da Província Magmática do Paraná (e contrapartida africana) mostrando a distribuição dos magmas do tipo alto e baixo Ti como derrames de lavas, com a localização simplificada dos principais enxames de diques.	11
Figura 5	Mapa simplificado da região nordeste do Brasil destacando a Bacia do Parnaíba e a Província Borborema, e a cartografia regional dos diques Rio Ceará Mirim e Riacho do Cordeiro. As soleiras Sardinha ocorrem na borda leste da bacia, sendo que as áreas verde-escuras representam as exposições em superfície, e verde claro em subsuperfície (Mocitaíba et al., 2017). Os basaltos CAMP (Fm. Mosquito) são destacados em roxo escuro (superfície) e claro (subsuperfície). No topo, à direita, está ilustrado mapa esquemático pré-deriva do Gondwana Ocidental com os blocos cratônicos envolvidos durante a orogenia Brasiliano/Ediacarano; Brito Neves et al., 2014). O retângulo indica a localização do EDRC (ver figura 6). Legenda: PeL = Lineamento Pernambuco. Fonte: Hollanda et al. (2019).	17
Figura 6	(A) Mapa de campo magnético total residual da área de ocorrência do EDRC, confeccionado com dados disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil; (B) Traço interpretado do EDRC com localização dos sítios de amostragem.	20
Figura 7	Algumas feições de campo do EDRC. (A) Afloramento DSE-02 caracterizado por blocos arredondados de rocha, parte <i>in situ</i> parte rolado, desenvolvendo solo escuro e, em geral, encontrados em relevos aplainados; (B) Amostra do gabro DSE-02, de textura média, com matriz cristalina definida por piroxênio e plagioclásio; (C) Amostra do diabásio DAL-04, de textura fina, com cristais de plagioclásio em ripas coexistindo com minerais máficos; (D) Amostra do diabásio DPE-03 que nitidamente se diferencia dos demais diabásios pelo volume de matriz (afanítica) envolvendo pequenos agregados de plagioclásio.	25
Figura 8	Mapa esquemático da porção sudeste da Província Borborema destacando o Enxame de Diques Riacho do Cordeiro (em verde) cortando as estruturas pré-cambrianas (brasilianas) do embasamento cristalino da Província Borborema, com localização dos sítios de amostragem.	26

Figura 9	Imagens do aspecto geral das rochas do EDRC visto em microscópio petrográfico (nicóis cruzados), organizadas de acordo com grau de cristalinidade.	28
Figura 10	A fotomicrografia (E) foi tirada à nicóis paralelos (N//) e as demais (A, B, C, D e F) em nicóis cruzados (NX). (A) Microglomepórfiro de augita arredondado e fenocristais plagioclásio envoltos por matriz vítrea (DPE03); (B) Cristais de plagioclásio encapsulados por uma borda de composição, mas rica em K (<i>mantled plagioclase</i>) (DAL-01); (C) Cristal com geminação simples de Piroxênio (augita) com textura <i>sieve</i> e sua relação com minerais opacos e cristais de plagioclásio (textura subofítica) (DPE-07); (D) Uralitização incipiente de pigeonita em contato reto com plagioclásio saussuritizado, nas bordas nota-se a formação de opacos finos (DAL-03); (E) Minerais opacos com hábito primário em contato reto com um mineral máfico avermelhado (iddingsita) (DBA-03); (F) Tipos texturais de opacos mostrando relações de desequilíbrio com augita(DAL-01). Legenda: Augita (Aug); Plagioclásio (Pl); Pigeonita (Pgt); Iddingsita (Idg); Minerais opacos (Op).	29
Figura 11	(A) Fotomicrografia da amostra DBA-03 a nicóis cruzados mostrando o aspecto dos cristais de plagioclásio com fraturamento, mas relativamente limpos de alteração por sericitização; (B) Fotografia mostrando o aspecto dos cristais de plagioclásio selecionados em lupa.	31
Figura 12	(A) Espectro de aquecimento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em plagioclásio e espectro K/Ca; (B) Isócrona inversa. Os símbolos em verde correspondem às etapas de aquecimento incluídas no cálculo da idade média ($n=7$), com a respectiva isócrona inversa representada pela linha rosa; os símbolos em azul são todas as etapas do espectro cuja regressão (<i>RefLine</i>) está representada pela linha tracejada.	33
Figura 13	(A) Diagrama TAS (Le Bas et al, 1986) e (B) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) para as rochas do EDRC separadas como grupos BT1 e BT2. Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: 5 amostras do segmento EW do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Ngonge et al., 2016a); 16 amostras da CAMP (Merle et al., 2011); 105 amostras dos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 31 amostras do Enxame de Diques Vitória-Colatina (Valente et al., 2009; Santiago et al., 2020).	35
Figura 14	Diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos maiores e traços mostrando as linhas de tendência (com coeficientes de correlação R^2) das rochas do EDRC. Rochas de baixo Ti do segmento EW do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Ngonge et al., 2016a) estão representadas individualmente, para comparação.	37
Figura 15	Espectros de elementos terras raras normalizados em (A) Condrito e (B) Manto Primitivo ambos de Sun e McDonough (1989).	39

- (A) Diagrama inicial ϵNd vs. $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, onde o valor para o atual $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de BSE é 0,07048; (B) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; (C) T_{DM} vs. ϵNd e (D) T_{DM} vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, mostrando as linhas de tendência (com coeficientes de correlação (R^2)); (E) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (F) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde valor do *Northern Hemisphere Reference Line*, (NHRL) é definido por Hart et al. (1984) e a composição dos *endmembers* é definida por Zindler e Hart (1986). Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: campos representando 5 amostras de baixo Ti (BT) da porção do segmento E-W do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim da PMAE (Ngonge et al., 2016a); 33 amostras de BT dos Grupos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 10 amostras de BT do Enxame de Diques Vitória-Colatina (Belém, 2014; Santiago et al., 2020).
- Figura 16** 42
- Análise dos efeitos de contaminação crustal nos magmas EDRC. A) Diagrama $1/\text{Sr} \times 1000$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com referência aos trends FC e AFC (Dickin, 1997); B-D) Diagramas bivariantes entre a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e abundância de elementos traços. Os dois conjuntos discriminados com linhas tracejadas (azuis e vermelhas) referem-se àquelas amostras que produziram trends de correlação em (A). Regressões são mostradas somente quando o fator de correlação $R^2 > 0,6$.
- Figura 17** 47
- A) Espectros de elementos terras raras normalizados em Manto primitivo de Sun e McDonough (1989); (B) Diagrama Zr/Y vs. Ti/Zr e (C) Sr vs. Ti/Y de Peate et al. (1992), com o campo das amostras dos magmas tipo Ribeira do mesmo autor. Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: campos representando 5 amostras de baixo Ti (BT) da porção do segmento E-W do enxame de diques Rio Ceará Mirim da PMAE (Ngonge et al., 2016a); 35 amostras de BT dos Grupos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 31 amostras de BT do enxame Vitória-Colatina (Valente et al., 2009; Santiago, 2020).
- Figura 18** 50
- Diagrama bivalente *LIP printing* de Pearce et al. (2021). Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: 5 amostras de baixo Ti (BT) da porção do segmento E-W do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim da PMAE (Ngonge et al., 2016a); 35 amostras de BT dos Grupos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 31 amostras de BT do Enxame de Diques Vitória-Colatina (Valente et al., 2009; Santiago, 2020). Legenda: EM = *Enriched Mantle*; MORB = *Middle Ocean Ridge Basalt*; OIB = *Ocean Island Basalt*; OPB = *Oceanic Plateau Basalt*; SZLM = *Subduction-Modified Lithospheric Mantle*.
- Figura 19** 51
- Mapa representando os diques mesozoicos no território brasileiro e os contornos das LIPs CAMP, PMAE e PMP (Fonte: Pessano et al., 2020).
- Figura 20** 53

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Classificação de diques segundo Rickwood (1990).	4
Tabela 2	Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos para a amostra DBA-03.	32
Tabela 3	Geoquímica de rocha total de elementos maiores e traços.	36
Tabela 4	Resultado das análises de Sr, Nd e Pb das amostras analisadas.	41

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A relação entre a quebra de (super)continentes, a formação de bacias oceânicas e a geração de Grandes Províncias Ígneas (ou *Large Igneous Province, LIPs*) tem ocupado lugar de destaque na literatura geocientífica retratado em inúmeras contribuições, muitas das quais citadas na recente revisão de Ernst (2014), que trata dos mais diversos assuntos relacionados a esse tema. De acordo com esse autor, uma LIP é uma província magmática majoritariamente máfica (ultramáfica) que se estende por $>0,1 \text{ Mkm}^2$ e apresenta um volume $>0,1 \text{ Mkm}^3$, apresentando características intraplaca e se aloja em um pulso magmático de curta duração ou múltiplos pulsos ($<1\text{-}5 \text{ Ma}$) com duração máxima $<50 \text{ Ma}$. Como um dos componentes mais marcantes de LIPs, destaca-se os condutos alimentadores das lavas (i.e., *plumbing systems*) representados por enxames de diques e soleiras. A geometria em diques é notadamente reconhecida em substratos de embasamento cristalino, enquanto que soleiras são caracteristicamente a forma de colocação de magmas no substrato sedimentar (Hall, 1996; Ernst e Buchan, 2004). Diferentemente de diques associados a edifícios vulcânicos ou a dorsais oceânicas, enxames de diques relacionados a LIPs têm, em geral, comprimentos maiores que 300 km e larguras individuais entre 10 e 40 metros, com geometrias variadas. Sendo assim, os interesses em estudá-los são os mais diversos, incluindo o reconhecimento de campos de paleotensão, reconstruções paleogeográficas, prospecção de depósitos minerais, e inferências paleoambientais quando em conjunto com os demais componentes ígneos normalmente encontrados nessas províncias. Como estratégia preliminar, requer-se que os componentes de LIPs sejam caracterizados quanto a seus aspectos petrográficos e geoquímicos como forma de entender a história evolutiva do manto (litosférico, astenosfera ou manto mais profundo) e suas interações com a crosta, bem como os mecanismos de quebra continental e transporte de magma através da litosfera.

O Mesozoico foi um período de intensa atividade tectônica associada a quebrado supercontinente Pangeia e subsequentemente do Gondwana (Ernst, 2014). Gondwana foi lenta e gradativamente desmembrado nos continentes atuais – América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártica, com ápices no Jurássico (ca. 201 Ma; e.g., Marzoli et al., 1999) e cretáceo (ca. 130 Ma; Thiede e Vasconcelos, 2010) ocasionando o alojamento de grandes volumes de magmatismo máfico como resultado de uma complexa participação (ou combinação) de esforços extensionais intraplaca, irregularidades litosféricas e à própria dinâmica do manto convectivo (e.g., King e Ritsema, 2002; Coltice et al., 2009). Na plataforma sul-americana, o magmatismo máfico associado à ruptura do Gondwana Ocidental é descrito como províncias

magmáticas que conceitualmente são consideradas LIPs: a Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province* – CAMP; e.g., Marzoli et al., 2018), a Província Magmática Paraná (PMP; e.g., Melfi et al., 1988, Peate et al., 1992; Peate, 1997), e a mais recentemente proposta Província Magmática do Atlântico Equatorial (PMAE; Hollanda et al., 2019). Semelhanças e diferenças podem ser apontadas entre essas províncias. Em linhas gerais, assemelham-se pela dualidade geoquímica de seus magmas – baixo e alto Ti, e por apresentarem forte contribuição litosférica em sua gênese, mas diferenciam-se pelo modo de colocação dos magmas que na PMP é principalmente preservado na forma de lavas, enquanto que CAMP e PMAE tem predominância de componentes intrusivos, notadamente na PMAE. Em termos cronológicos, PMAE e PMP estão diretamente relacionadas à abertura do Atlântico Sul-Equatorial no Cretáceo Inferior (e.g., Renne et al., 1992, 1996; Thiede e Vasconcelos, 2010; Florisbal et al, 2011; Rocha et al., 2020; ver Hollanda et al., 2019 para a PMAE). Comparações mais refinadas requerem o mesmo nível de conhecimento entre as três províncias, o que é certamente uma desvantagem para a PMAE.

A presente dissertação desenvolveu-se como parte de um projeto maior, intitulado: A Província Magmática do Atlântico Equatorial: abordagem geoquímica e geocronológica, financiado pela FAPESP (2017/08423-9) e coordenado pela Prof.^a Maria Helena Hollanda, tendo como objetivo a caracterização geoquímica dos magmas que constituem o Enxame de Diques Riacho do Cordeiro (doravante definido como EDRC), uma estrutura que faz parte da PMAE e aflora próximo à margem leste-sudeste da Província Borborema, com extensão estimada de 350 km na direção NE, intrudindo os terrenos precambrianos que constituem o setor meridional da Província – Domínio Sergipano, Pernambuco-Alagoas e Zona Transversal. Apesar de suas dimensões permitirem a classificação como um enxame de diques gigante (Ernst et al., 1995), o EDRC é totalmente desconhecido quanto a qualquer informação geológica. Dados disponíveis são aqueles normalmente reportados em cartas geológicas 1:100.000 ou 1:250.000 do Serviço Geológico do Brasil que destacam o traçado dos diques baseado em interpretações de produtos aeromagnéticos e sensores remotos. Esse trabalho é, portanto, a primeira contribuição científica formal sobre o EDRC.

1.2. Justificativa e objetivos

A justificativa científica fundamenta-se principalmente na completa ausência de informações geológicas que permitam caracterizar o EDRC aliada à sua relevância no contexto da PMAE e, por conseguinte, nos processos relacionados a quebra do Gondwana e evolução da margem atlântica brasileira. Nesse primeiro momento, o objetivo principal é contribuir com a

caracterização de campo, petrográfica e geoquímica-isotópica como forma de determinar sua evolução magmática e fonte(s) envolvida(s). Com a continuidade da pesquisa sobre a PMAE, os dados obtidos para o EDRC serão integrados com dados dos demais enxames de diques (notadamente o Rio Ceará Mirim) e do Complexo de soleiras Sardinha de forma a compor um modelo petrológico para toda a Província. Necessário dizer que alguns desses dados já foram publicados (Hollanda et al., 2006; Ngonge et al., 2016a) e outros estão em fase de integração para compor duas teses de doutorado sobre a PMAE, igualmente supervisionados pela Prof.^a Maria Helena Hollanda.

Os objetivos específicos foram:

- 1) Cartografia digital do enxame de diques a partir de dados aeromagnéticos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (geosgb.cprm.gov.br) cruzados com informações de sensores remotos, e posterior *check* de campo.
- 2) Coleta de amostras ao longo de toda a extensão do enxame de forma a garantir a boa representatividade de eventuais variações químicas de seus constituintes;
- 3) Caracterização petrográfica para reconhecimento da assembleia mineral e relações texturais;
- 4) Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para contextualização do EDRC no tempo;
- 5) Caracterização geoquímica (rocha total) a partir de dados de elementos maiores e traços, e isotópicos (Sr, Nd e Pb);
- 6) Integração, interpretação e apresentação dos dados na forma de dissertação, conforme as regras definidas pelo Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Enxames de diques e sua relação com o processo de rifteamento

O termo “enxame de diques” (*dykes swarm*) foi utilizado por Holmes (1944) para designar uma concentração de corpos tabulares de rochas ígneas intrudidas na crosta durante um mesmo evento magmático. No entanto, o uso de ferramentas como paleomagnetismo, petrologia, geologia estrutural e geocronologia demonstram posteriormente que raramente a colocação destes corpos ocorre durante um único evento, mas sim ao longo de sucessivos pulsos magmáticos num determinado intervalo de tempo. De acordo com Holmes (1965) diques máficos representam uma expressão comum do processo de distensão da litosfera oceânica e continental, constituindo o principal mecanismo de transferência de magmas do manto para níveis superiores da crosta. Dada a sua relevância tectônica, diques máficos foram classificados com base em suas dimensões (comprimento e espessura) observadas no plano horizontal (Tabela 1). Em regiões continentais, os enxames normalmente estendem-se por centenas de quilômetros, implicando em grandes volumes de magma máfico acrescido à crosta continental (McHone, 1988).

Tabela 1 - Classificação de diques segundo Rickwood (1990).

Nomenclatura	Largura	Comprimento
Microdique	< 1 cm	< 2 m
Minidique	1 a 10 cm	2 m a 20 m
Dique	10 cm a 50 m	100 m a 50 km
Macrodique	50 m a 250 m	50 km a 250 km
Megadique	> 250 m	> 250 km

De maneira geral os enxames de diques continentais são amplamente distribuídos no Mesozoico e comumente associados à grandes províncias magmáticas (Wilson, 1989), uma profusão de diques tem sido mapeada em terrenos precambrianos identificados a partir de imagens de sensores remotos combinadas a dados aerogeofísicos de alta resolução (Ernst, 2014). Quando comparadas com as ocorrências do Fanerozoico, a relevância de diques precambrianos sugere que a quebra continental nesse tempo era provavelmente favorecida por

maior gradiente geotérmico e intensidade das correntes de convecção, além de espessuras mais finas da litosfera (Halls, 1982). A observação de exemplos de enxames de diques normalmente paralelos às margens continentais, levou à proposição de um modelo de nucleação a partir de junções tríplices (May, 1971; Burke e Dewey, 1973; Fahrig, 1987). Em que dois dos segmentos desse triplo sistema evoluiriam para um sistema de riftes e consequentemente oceanização e formação de margem passiva, e o terceiro permaneceria como braço abortado do processo de ruptura (Figura 1) (Burke e Dewey, 1973), modelo esse que definitivamente estabeleceu a relação espacial e temporal entre a intrusão de enxames de diques máficos com a ruptura de (super)continentes (Fahrig, 1987; Buck, 2006). Hoje é consenso que enxames de diques gigantes (> 300 km) são parte de grandes províncias de rochas ígneas (*Large Igneous Province* – LIPs), representando junto com soleiras e eventualmente complexos máfico-ultramáficos, o sistema de alimentação de derrames de lavas em superfícies, i.e., *plumbing system* de Ernst (2014).

Figura 1 -Estágios evolutivos de enxames de diques continentais (Simplificado de Fahrig, 1987).

A associação de LIPs com a quebra de continentes é tema de relevância na literatura geocientífica e tem suscitado uma diversidade de modelos e hipóteses sobre quem seria causa

e consequência. Os artigos clássicos sugerem que rifteamento continental seria de natureza ativa ou passiva (p.ex., Şengör e Burke, 1978; White e McKenzie 1989, 1995; Ruppell, 1995; Courtillot et al, 1999; Şengör e Natal'in, 2001; Bialas et al, 2010). No modelo passivo, a crosta e a litosfera sofrem extensão como resultado da atuação de esforços nos limites de placas, causando (i) rifteamento incipiente, (ii) afinamento progressivo da crosta e o manto litosférico, (iii) ascensão gradual da astenosfera convectiva se acomodando plasticamente ao espaço “deixado” pelo estiramento da litosfera. Diferentemente, no modelo ativo há necessariamente a participação de fluxo térmico anômalo, entendido como pluma ascendente, que promove domeamento da litosfera, com rifteamento na parte superior, frágil, e estiramento na parte inferior, dúctil, seguidos por intenso magmatismo expresso na forma de derrames de lavas e, obviamente, construção do sistema alimentador (corpos intrusivos). Tanto para o modelo passivo quanto para o ativo, o indicador mais característico diz respeito à presença de magmas primitivos com assinaturas típicas de MORB (astenosfera depletada) ou OIB (plumas profundas) que, por sua vez, podem ser volumetricamente subordinados em domínios continentais antigos onde estes reservatórios preferencialmente atuam como catalizadores da transferência de calor para a litosfera espessa, do que necessariamente geração de magmas (Ernst, 2014). Talvez por essa razão, a prevalência do componente litosférico seja um fator comum na maioria, se não todas, as LIPs mesozoicas.

Exemplos são as LIPs formadas por ocasião da ruptura do Gondwana e que deu lugar à abertura do Oceano Atlântico. Grande parte do registro magmático encontra-se hoje na América do Sul, representado pela Província Magmática do Atlântico Central (conhecida pelo acrônimo em inglês *Central Atlantic Magmatic Province* ou simplesmente CAMP) (e.g., Marzoli et al., 1999, 2018; Merle et al., 2011; Bertrand et al., 2014) e a Província Magmática Paraná (PMP) (e.g., Piccirillo et al., 1988; Peate, 1992; Peate et al., 1997). Bem menos estudada, soma-se à CAMP e PMP uma terceira província definida – a Província Magmática do Atlântico Equatorial (PMAE) (Hollanda et al., 2019), a qual pertence o enxame de diques estudado nessa dissertação (Figura 2). A PMP distingue-se das demais por compreender derrames de lavas volumetricamente mais relevante que os componentes intrusivos das demais CAMP e PMAE, bem como incluir magmas ácidos não identificados nas outras, exclusivamente constituídas por basaltos e andesitos basálticos. Por outro lado, com respeito às idades dos eventos ígneos, a PMP e PMAE são aparentemente síncronas no Cretáceo Inferior, enquanto CAMP é sabidamente formada no limite Triássico-Jurássico (Marzoli et al., 1999, 2018; Merle et al., 2011; Peate et al., 1992; Peate, 1997; Hollanda et al., 2019).

Figura 2 – Ilustração esquemática mostrando o contorno do Oceano Atlântico e a localização do que seria o local de nucleação das LIPs mesozoicas na América do Sul e África. Os perfis alfabéticos representam os sistemas de riftes relacionados à abertura do grande oceano Atlântico (Adaptado de Ernst, 2014).

2.2. A Província Magmática do Atlântico Central (CAMP)

A CAMP estende-se por pelo menos 10^7 km² com seus representantes ígneos amplamente distribuídos na América do Sul, América do Norte, África Ocidental e Europa (Figura 3), como resultado de sua correlação com os estágios iniciais de quebramento do supercontinente Pangea (Marzoli et al., 1999, 2018). Um dos trabalhos pioneiros foi publicado por May (1971) sobre a existência de pluma para explicar a aparente continuidade estrutural entre um enxame de diques gigante do sudeste dos EUA e outro localizado no noroeste da África. Dentre vários trabalhos publicados acerca da CAMP (May, 1971; White e Mackenzie, 1989; Hill, 1991; Courtillot et al., 1999; McHone, 2000, 2005; Coltice et al., 2007), a hipótese

de uma pluma como mecanismo indutor do quebramento continental é ainda hoje a mais aceita para explicar o grande volume ($3 \times 10^6 \text{ km}^3$) de magmas máficos erupcionado durante um intervalo de tempo não superior a 5 milhões de anos (May, 1971; White e Mackenzie, 1989; Campbell e Griffiths, 1990; Courtillot et al., 1999).

No leste da América do Norte e no Marrocos, o registro CAMP é encontrado em bacias tipo rifte (Knight et al., 2004; Jourdan et al., 2009; Bensalah et al., 2011; Marzoli et al., 2014, 2018) na forma de derrames basálticos, enxames de diques e complexos de soleiras; na América do Sul são reconhecidas soleiras nas bacias do Amazonas (Magmatismo Penatecaua; De Min et al., 2003; Costa et al., 2012; Davies et al., 2017) e do Parecis (Formações Anari e Tapirapuã; Montes-Lauar et al., 1994; Barros et al., 2006), enquanto na Bacia do Parnaíba as ocorrências são historicamente reportadas como derrames restritos ao seu domínio ocidental, regionalmente agrupadas como Formação Mosquito (e.g., Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990; Merle et al., 2011; Oliveira et al., 2018).

Baksi (2003) avalia criticamente as inúmeras idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ publicadas até então para a CAMP discriminando uma ‘idade média’ para América do Norte e África de 199,7 Ma, e de 198,3 para a América do Sul. Esses picos coincidem com dados posteriormente publicados de Nomade et al. (2007), Jourdan et al. (2009) e Merle et al. (2011). Mais recentemente, a idade da CAMP foi reavaliada com base em dados U-Pb em zircão obtidos pela técnica de ablação química (*chemical ablation*) combinada à diluição isotópica (CA-ID-TIMS) e uma idade de 201 Ma ($< 0.5\%$ de incerteza) foi considerada representativa do principal período de atividade magmática (Davies et al., 2017, 2021). No entanto, o intervalo de toda a extensão do magmatismo ainda não está bem caracterizado.

De acordo com Marzoli et al. (2018), seis tipos de magmas caracterizam o evento CAMP: (1) O grupo Tiourjdal ($\text{TiO}_2 = 1,3 - 1,5 \text{ wt.}\%$; $\text{MgO} = 6-8 \text{ wt.}\%$ e $\text{La/Yb} = 6-8$); (2) O grupo Prevalent-CAMP ($\text{TiO}_2 = 2,0 - 1,3 \text{ wt.}\%$; $\text{MgO} = 6-8 \text{ wt.}\%$ e $\text{La/Yb} = 3,5-5,5$); (3) O grupo Holyoke ($\text{TiO}_2 = 0,8-1,0 \text{ wt.}\%$; $\text{MgO} = 6-8 \text{ wt.}\%$ e $\text{La/Yb} = 2,5-3,5$); (4) O grupo Recurrent ($\text{TiO}_2 = 1,4-1,6 \text{ wt.}\%$; $\text{MgO} = 4-6 \text{ wt.}\%$ e $\text{La/Yb} \sim 2$); (5) O grupo Carolina ($\text{TiO}_2 \sim 0,5 \text{ wt.}\%$; MgO até $13 \text{ wt.}\%$ e $\text{La/Yb} 1-3$) e (6) O grupo de High-Ti ($\text{TiO}_2 > 2,1 \text{ wt.}\%$; $\text{MgO} = 3-8 \text{ wt.}\%$ e $\text{La/Yb} = 2-8$). Os derrames da Bacia do Parnaíba são caracteristicamente basaltos de baixo Ti (grupo Prevalent-CAMP; Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990; Ernesto et al., 2003; Merle et al., 2011; Oliveira et al., 2018), com os basaltos de alto Ti (High Ti) ocorrendo muito subordinadamente do ponto de vista espacial (Merle et al., 2011). Ao menos para os tipos dominantes, o envolvimento do manto litosférico continental enriquecido, dito metassomatizado, na gênese desses magmas é consensual, seja como fonte direta para geração

dos magmas de baixo Ti (De Min et al., 2003; Merle et al., 2011) ou como contaminante dos magmas parentais originados a partir da fusão da astenosfera convectiva (Merle et al., 2011). O grupo de alto Ti, por sua vez, tem tendência a composições astenosféricas com pouca (ou nenhuma) contribuição litosférica. Com base nas idades similares entre os dois grupos (c. 199 Ma), Merle e colaboradores argumentam que a fusão parcial da litosfera e astenosfera teria ocorrido simultaneamente.

Figura 3 – Mapa esquemático da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) em uma reconstrução pré-ruptura do Pangea. Os campos coloridos representam as áreas de ocorrência do grupo Tiourjidal (verde, NW-África) e dos grupos Holyoke, Carolina, Recurrent e High-Ti (América do Norte, América do Sul e África). Todas as demais ocorrências pertencem ao grupo *Prevalent-CAMP*, de baixo Ti. Fonte: Marzoli et al. (2018).

2.3. Província Magmática Paraná (PMP)

A PMP ocupa uma área de aproximadamente $1,3 \times 10^6$ km², em sua maior parte integrando as ocorrências de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e os enxames de diques correlatos (Ponta Grossa, Florianópolis, Santos-Rio de Janeiro) que juntos totalizam um volume de 800.000 km³ (e.g., Peate e Hawkesworth, 1996) (Figura 4). O vulcanismo Serra Geral é dominado por basaltos e andesitos basálticos com rochas silícicas representadas por dacitos, riolitos e traquitos totalizando cerca de 15% do volume de magma erupcionado, ocupando uma área de aproximadamente $1,2 \times 10^6$ km² (Cordani e Vandomos, 1967; Peate, 1997). A contrapartida africana, por sua vez, ocupa uma área bem menor (~80.000 km²) ao longo da costa atlântica da Namíbia e Angola (e.g., Milner et al., 1995). Originalmente, as rochas vulcânicas foram agrupadas em dois grupos com base no teor de TiO₂: alto (TiO₂ > 2%) e baixo Ti (TiO₂ < 2%) reconhecidos, respectivamente, nos domínios centro-norte e sul da bacia (Bellieni et al., 1984; Fodor et al., 1985; Mantovani et al., 1985). Com o avanço da caracterização geoquímica da província, os grupos de baixo e alto Ti foram subdivididos em seis tipos. Os magmas máficos de alto Ti foram definidos como Pitanga, Paranapanema e Urubici, enquanto os de baixo Ti foram chamados Gramado e Esmeralda; os análogos silícicos (riolitos e dacitos no Paraná; latitos e quartzo-latitos em Etendeka; Ewart et al., 1998a, b) de baixo e alto Ti foram respectivamente chamados de Palmas e Chapecó (Petrini et al., 1987; Piccirillo et al., 1987; Peate et al., 1990, 1992; Peate e Hawkesworth, 1996) (Figura 4). Dois outros tipos são reconhecidos por suas particularidades químicas – Urubici de alto Ti (a sul) e Ribeira de baixo Ti (a norte), ambos volumetricamente menos importantes que os demais. Importante destacar que os magmas tipo Ribeira são em parte semelhantes aos tipos Esmeralda e em parte aos tipos Paranapanema de alto Ti, especificamente no que se refere à geoquímica de elementos traços e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menos radiogênicas (Petrini et al., 1987). Peate et al. (1992) propôs o uso das razões Ti/Y e Rb/Ba como parâmetros para distinguir os magmas Ribeira, demonstrando que os tipos Gramado e Esmeralda apresentam sistematicamente valores Rb/Ba > 0,1 e Ti/Y < 300 quando comparados aos Ribeira.

Além do extensivo campo de lavas que caracteriza essa Província, uma outra feição geológica marcante são os enxames de diques interpretados como correlatos a PMP. Um deles é o Enxame de Diques de Ponta Grossa localizado entre os lineamentos Rio Piquiri, a sul, e Guarapiara, a norte. Esses diques tem orientação geral NW-SE ocupando cerca de 134.000 km² desde a borda leste da Bacia do Paraná, intrudindo ora os sedimentos paleozoicos ora o embasamento cristalino precambriano (Piccirillo et al., 1990; Raposo et al., 1995, 1997; Renne

et al., 1996). Individualmente, os diques têm largura que varia entre 20 e 100 metros, com larguras de até 500 metros reportadas por Raposo et al. (1995), enquanto que os comprimentos são quase sempre da ordem de quilômetros. Comparativamente, o Enxame de Diques de Florianópolis é bem menos expressivo em termos de volume e área de ocorrência. Os diques tem orientação geral NNE (subordinadamente NW), larguras variáveis entre <1 e 70 metros, e comprimentos da ordem de dezenas ou centenas de metros (Raposo et al., 1998; Florisbal et al., 2014, 2018; Marques et al., 2018). Finalmente, vários conjuntos de diques se alinham numa direção predominantemente NNE, e ocorrem concentrados entre as cidades de Santos e Rio de Janeiro, com ocorrências mais esparsas no interior, sendo denominados como Enxame de Diques Serra do Mar (Guedes et al., 2005, 2016; Corval et al., 2008; Almeida et al., 2021).

Figura 4 - Mapa da Província Magmática do Paraná (e contrapartida africana) mostrando a distribuição dos magmas do tipo alto e baixo Ti como derrames de lavas, com a localização simplificada dos principais enxames de diques.

Os diques de Ponta Grossa são descritos como majoritariamente compostos por basaltos de alto Ti com assinaturas geoquímicas semelhantes aos tipos encontrados na porção norte da Província Magmática do Paraná (Piccirillo et al., 1990), enquanto que os diques intrusivos na região de Cabo Frio-Búzios (RJ) são exclusivamente de baixo Ti e, portanto, comparáveis ao tipo Esmeralda (Bennio et al., 2003; Ngonge et al., 2013; Almeida et al., 2021).

O Enxame de Diques da Serra do Mar ocorre ao longo da região costeira dos estados de Santa Catarina, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo (Hawkesworth et al., 1992; Valente, 1997; Corval, 2008). Sendo compostos por basaltos andesíticos e latibasaltos, com dados petrográficos, geoquímicos e mineralógicos mostrando que estes diques apresentam um caráter transicional com afinidade toleítica.

O Enxame de Diques de Florianópolis está exposto ao longo da região costeira de Santa Catarina, com orientação principal NNE-SSW (Marques et al., 2003). É composto por majoritariamente por diques de alto Ti ($\text{TiO}_2 > 3\%$), classificados como basaltos andesíticos toleíticos geoquimicamente semelhantes aos derrames de alto Ti do norte da Província do Paraná, principalmente ao tipo Urubici (Peate et al., 1999; Marques et al., 2003; Florisbal et al., 2014; Gomes e Vasconcelos, 2021). Subordinadamente ($\sim 10\%$) também são observados alguns diques de baixo Ti representados por basaltos toleíticos, basaltos andesíticos toleíticos e andesitos toleíticos (Marques, 2001) com características que se assemelham aos tipos do sul da Província Magmática do Paraná, com rochas do tipo Pitanga, Ribeira, Gramado e Palmas (Corval, 2005; Gomes e Vasconcelos, 2021).

As estimativas com relação a idade e duração do magmatismo da Formação Serra Geral estimam que o evento começou por volta de 135 Ma e tenha durado em torno de 1-2 Ma através de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Renne et al., 1992; Thiede e Vasconcelos, 2010; Baksi, 2018; Gomes e Vasconcelos, 2021). Datações mais recentes pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão e baddeleíta corroboram com essas estimativas indicando idades variando entre 133-135 Ma (Pinto et al., 2011; Janasi et al., 2011). Entre os enxames de diques correlatos a PMP o Ponta Grossa apresenta idades entre 132 a 129 Ma pelos métodos K/Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (em rocha total e plagioclásio) (Rocha-Campos et al., 1988; Renne et al., 1996a) e 133,9 a 134,5 Ma pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão e baddeleíta (Almeida et al., 2018). As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ disponíveis para o Enxame de Diques Serra do Mar indicam diques com idades entre 128 e 136 Ma (Deckart et al., 1998; Guedes et al., 2005; Corval, 2009; Almeida et al., 2021). Enquanto que a maioria das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ disponíveis para o Enxame de Diques Florianópolis variam entre 127,8 a 130,5 Ma (Deckart et al., 1998; Raposo et al., 1998), com as idades disponíveis pelo método

U-Pb (ID-TIMS) em zircão e baddeleíta apresentando um intervalo de idades mais restrito entre $134,7 \pm 0,3$ e $133,9 \pm 0,7$ Ma (Floribal et al., 2014).

O fato da idade do enxame de diques Ponta Grossa ser ligeiramente mais jovem que o vulcanismo sul da Bacia do Paraná e quase contemporâneo com as lavas do centro da bacia, bem como a sua assinatura geoquímica ser geoquimicamente semelhante aos tipos de alto Ti encontrados a norte da PMP, levaram alguns autores a considerar esse enxame como o principal sistema alimentador das lavas do Paraná (Piccirillo et al., 1990; Renne et al., 1996a). Além disso, o posicionamento perpendicular a costa do Enxame de diques Ponta Grossa (N40-50W), bem como sua colocação entre dois outros enxames de diques paralelos a costa brasileira (Santos-Rio de Janeiro, orientado a N40-50E, e Florianópolis com orientação N15–25E) tem levado alguns autores a interpretar esse conjunto de diques como uma junção tríplice, com o Enxame de Diques Ponta Grossa correspondendo a um braço abortado do rifte que acabou levando a abertura do Oceano Atlântico (Herz, 1977; Coutinho, 2008).

2.4. O enxame de diques Vitória-Colatina

Os relatos mais antigos de ocorrência de diques no litoral no Espírito Santo foram provavelmente de Silva e Ferrari (1976), porém uma descrição mais detalhada dos diques foi realizada apenas posteriormente por Novais et al. (2004), que através do uso de imagens de satélite relataram a existência de um enxame de diques de diabásio de direção NNW-SSE alinhados a um conjunto de falhas normais com direção preferencial N-S. Esses lineamentos estendem-se por mais de 250 km sendo nomeados na literatura como “Feixe de Fraturas Colatina” (Belém, 2014) ou “Faixa Vitória-Colatina” (Novais et al., 2004), estando inserida no contexto regional do Orógeno Araçuai, uma região orogênica que se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico.

De acordo com Valente et al. (2009) os diques de diabásio apresentam espessuras entre 1 e 24 metros e intrudem rochas metamórficas de alto grau do Complexo Paraíba do Sul. Sua assembleia mineralógica principal é composta por plagioclásio, augita e pigeonita, tendo apatita e óxidos de Fe-Ti como minerais acessórios. Geoquimicamente apresentando afinidade toleítica e valores de $\text{TiO}_2 < 2\%$, sendo, portanto, classificados como uma suíte de baixo Ti. Belém (2014) descreve os diques máficos alojados na Faixa Vitória-Colatina como pertencentes a “Suíte Fundão”, que integram uma série subalcalina, com afinidade toleítica, classificados como basaltos e andesito basaltos de médio e baixo potássio, com baixo teor TiO_2 ($\text{TiO}_2 = 1,12$ – $2,04$ wt.%; $\text{MgO} = 4,43$ – $7,08$ wt.%) oriundos de fontes mantélicas enriquecidas, com marcante

contribuição do manto litosférico subcontinental ($La/Yb_N = 2,7$; $La/Nb_N = 1,8$) com um processo evolutivo de cristalização fracionada com assimilação concomitante.

Outra classificação dos diques realizada por Mendes et al. (2017) separa petrograficamente os diques aflorantes a sul do estado do Espírito Santo em dois grupos: (i) diques do 1º grupo (Castelo, Muqui, Itaoca e Jerônimo Monteiro) com assembleia principal composta por plagioclásio, augita e eventual olivina, com apenas os minerais opacos como acessórios; (ii) diques do 2º grupo (Itaici e Santa Angélica) compostos por plagioclásio e augita, apresentando minerais opacos como acessórios, além de hornblenda e biotita como minerais secundários de alteração. Por fim, Santiago et al. (2020) também identificam dois grupos de diques máficos com características petrográficas, geoquímicas e isotópicas distintas: (i) os diques toleíticos do grupo 1, compostos por plagioclásio, clinopiroxênio e, ocasionalmente, olivina, interpretados como oriundos da fusão do manto litosférico enriquecido controlada principalmente por fusão fracionada.; (ii) os diques alcalinos do grupo 2, compostos por plagioclásio e clinopiroxênio, com anfíbólio e biotita como minerais secundários de alteração, interpretados como tendo sua fonte (s) a fusão de manto profundo e com um processo evolutivo marcado por cristalização fracionada com assimilação concomitante.

Teixeira e Rodarte (2003) dataram os diques dentro da Faixa Vitória-Colatina em 128 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ em plagioclásio), relacionando sua intrusão com a fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior, e sugerindo que esses lineamentos podem ter influenciado no desenvolvimento das bacias costeiras na margem continental brasileira como as bacias de Campos e do Espírito Santo. Posteriormente Belém (2014) apresentaram idades de ca. 500 Ma (U-Pb em zircão e titanita), sugerindo que esses diques estariam relacionados ao colapso do Orógeno Araçuaí (Cambriano). No entanto o estudo mais detalhado realizado por Santiago et al. (2020) discute a existência de dois grupos geocronologicamente distintos para os diques máficos do sul do Espírito Santo: (i) o grupo 1 datado em ca. 140 Ma (U-Pb em zircão) que se assemelha a outros enxames de diques do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior da costa brasileira e aos fluxos expressivos de basalto da Província do Paraná, sugerindo assim uma ligação com a ruptura de Pangeia e a instalação de bacias *sin*-rifte que levaram a abertura do Oceano Atlântico Sul; (ii) o grupo 2 com idade ca. 500 Ma (U-Pb em zircão) relacionados à fase de colapso do Orógeno Araçuaí-Ribeira (Ediacarano-Cambriano).

2.5. A Província Magmática do Atlântico Equatorial (PMAE)

O nordeste do Brasil encerra quatro eventos de magmatismo máfico com idades distribuídas no Fanerozoico, representados por (i) derrames de lavas da Formação Mosquito

(Jurássico) e (ii) soleiras máficas da Formação Sardinha (Cretáceo Inferior) na Bacia do Parnaíba, (iii) o enxame de diques máficos Rio Ceará Mirim (Cretáceo Inferior) e (iv) o vulcanismo Macau (Oligoceno-Mioceno) que intrudem o embasamento precambriano da Província Borborema (Mizusaki et al., 2002). Os eventos mesozoicos são constituídos por basaltos e andesitos basálticos de afinidade toleítica (Bellieni et al. 1990, 1992; Fodor et al., 1990; Baksi e Archibald, 1997; Ernesto et al., 2003; Hollanda et al., 2006; Merle et al., 2011; Ngonge et al., 2016a; Oliveira et al., 2018), enquanto que os derrames de basaltos e remanescentes de edifícios vulcânicos de idade cenozoica são caracteristicamente de natureza alcalina (Souza et al., 2007; Ngonge et al., 2016b). Apesar da aparente correspondência geoquímica e geocronológica, mesmo que baseada em idades K-Ar, os eventos Sardinha e Rio Ceará Mirim não haviam sido correlacionados geneticamente.

Até a publicação de Ngonge et al. (2016a), a extensão reconhecida do enxame de diques Rio Ceará Mirim era de 350 km ao longo de uma direção única EW, enquanto que as soleiras da Formação Sardinha eram sub-representadas nos mapas regionais da bacia o que provocou pouco interesse científico desde os trabalhos pioneiros da década de 90 (Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990). A partir da disponibilização de dados aeromagnéticos de alta resolução da Província Borborema pelo Serviço Geológico do Brasil (geosgb.cprm.gov.br), e da Bacia do Parnaíba, pela ANP, neste caso incentivada pelo renovado interesse exploratório em gás natural, os domínios de ocorrência desses dois eventos magmáticos foram notavelmente ampliados. O Enxame de Diques Rio Ceará Mirim passou a ser descrito como uma estrutura arqueada com extensão longitudinal contínua de cerca de 1.000 km, retratado pelo já conhecido e estudado segmento EW e um outro segmento, de direção NE, ainda desconhecido quanto a seus aspectos geológicos mais básicos. Enxames de diques de menor tamanho foram também identificados, dentre os quais o Riacho do Cordeiro, objeto de estudo nessa dissertação. O volume de magma outrora descrito de forma reduzida na borda leste da Bacia do Parnaíba, área-tipo de ocorrência das soleiras Sardinha, foi revisto com os trabalhos de Mocitaiba et al. (2017), Castro et al. (2018) e Trosdorf et al. (2018), que demonstraram a presença expressiva de soleiras em subsuperfície contrastando com as discretas ocorrências em superfície. O conjunto dessas informações cartográficas e as comparações de dados geoquímicos e geocronológicos disponíveis na literatura motivou Hollanda et al. (2019) a propor que os enxames de diques do embasamento e as soleiras da borda leste do Parnaíba seriam parte de uma mesma província magmática. Como tal, a Província Mágica do Atlântico Equatorial (PMAE) foi definida e, por suas características, classificada como uma LIP essencialmente intrusiva (i.e., *plumbing system-type* LIP) no sentido de Ernst (2014). Os componentes ígneos dessa província incluem

os enxames de diques máficos intrusivos na Província Borborema – a saber Rio Ceará Mirim (agora com cerca de 1.000 km de extensão), Riacho do Cordeiro (pelo menos 300 km) e Canindé (cerca de 250-300 km), além das soleiras Sardinha que são de ocorrência restrita à borda leste da Bacia do Parnaíba (Figura 5). Os derrames de basaltos expostos no domínio oeste da Bacia do Parnaíba são comprovadamente de idade jurássica, interpretados como correlatos ao evento CAMP de c. 201 Ma (ver Baksi e Archibald, 1997 e Merle et al., 2011, para detalhes geocronológicos).

Dentre os enxames de diques da PMAE, apenas parte do enxame Rio Ceará Mirim havia sido estudado quanto à sua caracterização petrológica (Bellieni et al., 1992; Hollanda et al., 2006; Ngonge et al., 2016a) e uma área muito pequena de ocorrência das soleiras que foi alvo de trabalhos na década de 90 (Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990). Diques e soleiras pertencentes a PMAE são predominantemente basaltos e andesitos basálticos de alto Ti, enquanto basaltos de baixo Ti são encontrados muito subordinadamente no segmento EW do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Hollanda et al., 2006; Ngonge et al., 2016a). Trabalhos mais recentes mostram que a região setentrional da borda leste da bacia expõe soleiras de baixo Ti (Ernesto et al., 2003; Miloski et al., 2017), interpretada pelos autores como magmas cronocorrelatos ao evento CAMP, e não ao Sardinha/PMAE, de idade Cretáceo Inferior.

Idades K-Ar e algumas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ extraídas da literatura indicam que o magmatismo da PMAE se espalha num amplo intervalo, entre 145 e 110 Ma para os diques (Bellieni et al., 1992; Ngonge et al., 2016a) e entre 129-124 Ma para as soleiras (Baksi e Archibald, 1997). Estudos geoquímicos e geocronológicos estão em progresso no âmbito de duas teses de doutorado e a presente dissertação de mestrado para caracterizar a petrologia e o *timing* da PMAE, a partir de todos os seus componentes – enxames de diques e soleiras.

Figura 5 – Mapa simplificado da região nordeste do Brasil destacando a Bacia do Parnaíba, a Província Borborema, e a cartografia regional dos diques Rio Ceará Mirim e Riacho do Cordeiro. As soleiras Sardinha ocorrem na borda leste da bacia, sendo que as áreas verde-escuras representam as exposições em superfície, e verde claro em subsuperfície (Mocitaiba et al., 2017). Os basaltos CAMP (Fm. Mosquito) são destacados em roxo escuro (superfície) e claro (subsuperfície). No topo, à direita, está ilustrado mapa esquemático pré-deriva do Gondwana Ocidental com os blocos cratônicos envolvidos durante a orogenia Brasiliano/Ediacarano; Brito Neves et al., 2014). O retângulo laranja indica a localização do EDRC (ver figura 6). Legenda: PeL = Lineamento Pernambuco. Fonte: Hollanda et al. (2019).

2.6. O Enxame de Diques Riacho do Cordeiro: informações prévias

Talvez a primeira citação sobre a ocorrência de diques máficos cretáceos no setor sul da Província Borborema é feita na tese de doutorado de L. P. Magnavita (1992), nas bordas leste e oeste da Bacia de Tucano, intrusivos no embasamento regional. Embora não apresente uma caracterização petrográfica básica, o autor cita uma idade K-Ar de $105,4 \pm 9,5$ Ma (Misusaki, 1991) para endossar a correlação destes diques com o estágio rifte do Atlântico Sul. Uma segunda citação é feita por Accioly et al. (2013) que definem o termo “Diques Riacho do Cordeiro” para ‘...*diabásios e/ou microdioritos com textura em mosaico equigranular microcristalino*’. Na síntese apresentada, a assembleia mineral nesses ‘microdioritos’ é dominada por plagioclásio, biotita e minerais opacos e, subordinadamente, quartzo, K-feldspato (microclina) e titanita, com datação U-Pb em titanita fornecendo idade de c. 502 Ma. Posteriormente, Santos et al. (2019) apresenta o enxame Riacho do Cordeiro como uma estrutura linear de 300-350 km e direção NE já revisada com base na interpretação dos dados aeromagnéticos do Serviço Geológico do Brasil (ver Figura 6). Esses autores mantiveram a mesma caracterização petrográfica dos diques, mas retificaram a idade para 119 ± 2 Ma (K-Ar). Tendo essa idade e a descrição petrográfica como referência, Hollanda et al. (2019) incluíram o EDRC como parte da PMAE, reforçando a necessidade de caracterizá-lo do ponto de vista petrográfico, geoquímico e geocronológico.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Amostragem

A primeira etapa para a realização deste projeto de mestrado consistiu no reconhecimento pré-campo a partir dos dados aeromagnéticos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil, haja visto que a forte assinatura magnética normalmente atribuída a diques máficos devido à presença significativa de minerais ferromagnéticos. Nos mapas aeromagnéticos, os mesmos diques destacam-se como anomalias positivas formando um *trend* único e estreito, de geometria linear. Essa interpretação foi combinada a imagens de sensores remotos (principalmente Google Earth™ 2016-2017) para reconhecer as melhores áreas de exposição de rocha em superfície e eventualmente demarcar estradas secundárias de acesso a áreas específicas como, por exemplo, a intercepção do enxame de diques com o Lineamento Pernambuco (ver Figura 6A e B). Nesse ponto em particular, o enxame sofre uma deflexão com rejeito direcional de aproximadamente 35 km, sugerindo uma possível reativação do lineamento durante (ou após) a colocação do enxame. Em campo, as anomalias foram rastreadas usando o software AvenzaMaps™ instalado em iPad. Dezesesseis amostras foram coletadas em diferentes sítios ao longo do enxame, cobrindo toda a extensão de sul a norte do enxame, durante sete dias de trabalho de campo. Infelizmente, a área de deflexão do enxame tem extensa cobertura vegetal e acesso limitado, tendo sido possível trafegar apenas nas rodovias PE-144 e PE-145 que não cruzam em nenhum ponto com o enxame. Um único sítio de amostragem foi marcado a norte do Lineamento Pernambuco, localizado a sul de Mandaçaia-PE e a noroeste de Fazenda Nova-PE (amostra DPE-07). As amostras foram identificadas a depender do estado onde o sítio de amostragem encontra-se (Bahia – DBA, Sergipe – DSE, Alagoas – DAL, e Pernambuco – DPE).

Figura 6 – (A) Mapa de campo magnético total residual da área de ocorrência do EDRC, confeccionado com dados disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil; (B) Traço interpretado do EDRC com localização dos sítios de amostragem.

3.2. Análise petrográfica

Foram confeccionadas dezesseis seções delgadas para todas as amostras coletadas, as quais foram estudadas para caracterização da assembleia mineral e texturas, individuais e mútuas, em microscópio petrográfico de luz polarizada transmitida, modelo Olympus BX50. Antes da descrição microscópica, as amostras foram identificadas como diabásios finos a médios, com plagioclásio e piroxênio, alguns com destacada presença de matriz mais fina. Os aspectos texturais e mineralógicos mais relevantes foram fotografados em câmera digital modelo OlympusTM E-330 acoplada ao microscópio petrográfico Olympus BX50 usando o software “analySIS Starter”, no Laboratório de Microscopia Petrográfica do IGc-USP.

3.3. Geoquímica de maiores e traços

As mesmas amostras estudadas para petrografia foram analisadas por Fluorescência de Raio X e ICPMS (Espectrometria de Massas por Plasma Indutivamente Acoplado) para determinação das concentrações de elementos maiores e teores de elementos traços (incluindo elementos terras raras, ETR), bem como das composições isotópicas de Sr, Nd e Pb. A preparação para análise geoquímica e isotópica, bem como separação de plagioclásio para datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram feitas no Laboratório de Separação e Preparação de amostras (LSP) do CPGeo, seguindo as seguintes etapas:

- 1) Limpeza manual (com martelo) para eliminação das superfícies intemperizadas;
- 2) Britagem para redução granulométrica e seleção de fragmentos ($\sim 0,5$ cm) livres de alteração;
- 3) Pulverização dos fragmentos selecionados para uma fração inferior a 200 *mesh* em moinho de anéis de carbeto de tungstênio, por período não superior a 1 minuto.

Os elementos maiores foram determinados no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica-USP (www.lct.poli.usp.br), utilizando o método de fusão com tetraborato de lítio. A leitura dos óxidos foi feita utilizando a calibração ROC-1 (Rochas) em Espectrômetro de Fluorescência de Raios X da marca Malvern Panalytical, modelo Zetium, mediante curvas de calibração construídas a partir de materiais de referência certificados (MR/21_5). A perda ao fogo (PF) foi quantificada após o aquecimento da amostra a 1.020°C, após 2 horas (Apêndice A).

Os teores de elementos traços foram obtidos no Bureau Veritas Minerals Laboratories - BVML (<http://acmelab.com>; Canadá) e dosados pelos pacotes comerciais tradicionais de análise litogeoquímica multielementar por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), utilizando fusão com metaborato de lítio (LiBO_2) e borato de lítio

($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) (Apêndice B). O tratamento dos dados analíticos foi feito nos softwares Microsoft Excel® e GCDkit 6.0 (*Geochemical Data Toolkit in R*, para Windows; Janousšek et al., 2006).

3.4. Isótopos Sr-Nd-Pb

Os dados isotópicos foram obtidos no Laboratório de Química Isotópica (LQI) e Laboratório de Espectrometria de Massas (LEM) do Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica (CPGeo) do IGc-USP. O LQI é laboratório classe 10.000 provido de capelas de fluxo laminar classe 100, sistema de purificação de água tipo Milli-Q, e sistema de destiladores *sub-boiling* DST-1000, em baixa temperatura, o que garante branco analítico na ordem nanograma/mL para o procedimento de cromatografia de troca iônica dos elementos Sr, Nd e Pb.

A primeira fase do procedimento incluiu a descontaminação do material de manuseio, especificamente béqueres tipo Savillex®. As etapas foram:

- 1) Três lavagens com água destilada e depois uma lavagem com água Milli-Q;
- 2) Repouso dos béqueres em ácido nítrico (HNO_3 50%) por 18 horas;
- 3) Três lavagens com água Milli-Q e secagem em chapa de aquecimento;
- 4) Repouso dos béqueres em ácido clorídrico (HCl 50%) por 18 horas;
- 5) Três lavagens com água Milli-Q e posterior fervura dos béqueres em HCl 50%;
- 6) Três lavagens com água Milli-Q e posterior fervura dos béqueres em HNO_3 50%;
- 7) Três lavagens e posterior fervura dos béqueres com água Milli-Q;
- 8) Finalização com 10 gotas de HCl 6M e secagem a 100°C , em *clean box*.

A pesagem de 80 miligramas de amostra foi feita em balança analítica Metler, com precisão de 5 casas decimais ($d=0,01\text{ mg}$). A digestão ácida foi feita com ácido fluorídrico concentrado a 100°C , em *clean box*, por 10 dias. A solução foi evaporada e o resíduo diluído em 2 ml de HNO_3 para subsequente depósito em coluna empacotada com resina aniônica Sr-Spec® (EiChroM Industries Inc.) e eluição com HNO_3 0,05M para separação de Sr. A solução descartada foi dividida em duas alíquotas, uma delas depositada em coluna empacotada com resina Ln® (EiChroM Industries Inc.) para separação de Nd e outra em coluna empacotada com a resina AG1-X8 (BioRad) para separação de Pb.

As determinações das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram feitas em espectrômetro de massas de termoionização modelo Triton (Thermo Fisher Scientific), e normalizadas para os valores $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (DePaolo, 1981), respectivamente. As composições isotópicas de Pb, por sua vez, foram determinadas no espectrômetro de massas por termoionização MAT 262 (Thermo Finnigan), corrigidas para um

fracionamento de massa de 0,12% u.m.a (razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) e 0,13% u.m.a (razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Os valores de branco analítico foram: 106 pg para Sr, 126 pg para Nd e 27 pg para Pb. Para as interpretações, as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (normalizada para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$; Hamilton et al., 1983) foram recalculadas para t inicial, enquanto que as razões isotópicas de Pb foram usadas como os valores medidos (atuais) (Apêndice C).

3.5. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

As restrições impostas pela pandemia Covid-19 ao longo do ano de 2020 impediram que o estudo geocronológico do enxame fosse realizado como planejado, com a datação de cinco amostras (DBA-03, DSE-03, DAL-01, DPE-05 e DPE-06) que representassem a variabilidade geoquímica e geográfica do enxame. Considerando que a datação seria feita em plagioclásio, as amostras selecionadas foram aquelas que apresentaram menor sinal de sericitização de forma a garantir a obtenção de idades confiáveis, ao menos que fossem livres da influência de eventual remobilização pós-magmática de Ar. Da mesma forma, plagioclásio normalmente detém excesso de Ar em sua estrutura cristalina favorecendo a obtenção de idades mais antigas que a real. No entanto, não há indicadores *a priori* que nos permita selecionar amostras não afetadas por essa condição, de forma que mantivemos a escolha das amostras apenas baseada no grau de alteração do plagioclásio. Das cinco escolhidas, apenas a amostra DBA-03 foi datada. As demais deverão produzir resultados a tempo de serem incorporados em publicação decorrente dessa dissertação. A preparação da amostra seguiu as etapas:

- 1) Fragmentação de um pedaço (meio punho) de rocha em pilão de aço inoxidável para redução granulométrica;
- 2) Peneiramento do material fragmentado para isolar a fração 60-80 *mesh*;
- 3) Separação magnética com imã de mão da fração escolhida para uma primeira eliminação dos minerais magnéticos;
- 4) Separação magnética em três etapas usando equipamento tipo Frantz (modelo L-1) para individualização da fração magnética e não magnética seguindo: (1) 0,5 mA a 10° inclinação, (2) 1 mA e 10° inclinação e (3) 1,5 mA e 5° inclinação.
- 5) Lavagem com ácido fluorídrico diluído (3%) por 7 minutos e, em seguida, banho ultrassônico com água Milli-Q também por 7 minutos;
- 6) Lavagem final, por três vezes, com água Milli-Q, em ultrassom;
- 7) Secagem sob lâmpada de 250W com álcool 70°;

- 8) Catação em lupa binocular para seleção dos cristais límpidos, livres de fraturas e inclusões minerais.

Os concentrados de plagioclásio foram depositados em discos de alumínio junto com o monitor de fluxo Fish Canyon (sanidina) de $28,01 \pm 0,04$ Ma (Phillips e Matchan, 2013) e irradiados por fluxo de nêutrons epitermais no reator de pesquisa TRIGA-CLICIT da Universidade de Oregon (USA), por 7 horas. O valor de J calculado foi $0,00265 \pm 0,00001$ (Apêndice D). O procedimento analítico incluiu aquecimento gradual via laser de estado sólido Nd:YVO2 (Verdi 6W, Coherent®) acoplado ao espectrômetro de massas multicoletor ARGUS VI (Thermo Fisher Scientific), no Laboratório de Termocronologia do CPGeo. A extração e a purificação do gás são feitas em condições de ultra alto vácuo (10^{-9} mbar) numa linha equipada com getters SAES-GP50. Todas as massas foram medidas simultaneamente em detectores Faraday equipados com amplificadores de 10^{12} ohm (massas 40, 39 e 38) e 10^{13} ohm (massas 37, 36). As razões isotópicas medidas foram corrigidas para discriminação de massa, interferências nucleogênicas e contaminação atmosférica usando o software ArArCalc (Koppers, 2002). As constantes de decaimento adotadas nesse documento são aquelas definidas por Steiger e Jäger (1977). A definição da idade platô considera coerência 2-sigma entre pelo menos três etapas consecutivas do espectro de aquecimento, com volume de gás (^{39}Ar) de pelo menos 50% (McDougall e Harrison, 1999), enquanto que a idade integrada é dada pela soma de todas as idades aparentes individuais. Os dados isotópicos estão apresentados como espectro de aquecimento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (com respectiva variação da razão K/Ca), e isócrona inversa. Uma síntese dos dados analíticos está apresentada na Tabela 2 e os dados completos tabelados conforme Renne et al. (2009).

4. RESULTADOS

4.1. Aspectos de campo

As feições de campo do EDRC são relativamente monótonas uma vez que os afloramentos são sempre caracterizados pelo acúmulo de blocos arredondados ou ovalados (tipo *boulder*) de tamanhos variados. Uma feição típica de intemperismo e erosão de rochas máficas no semiárido nordestino. Apesar da presença de blocos “rolados”, na maioria dos afloramentos visitados é possível observar a exposição de blocos maiores, com aspecto igualmente retrabalhado pelo intemperismo/erosão, mas ‘*in situ*’ (Figura 7A). Dada às dimensões dos diques e o forte aplainamento do terreno, nenhum contato com as encaixantes regionais foi mapeado.

Figura 7 - Algumas feições de campo do EDRC. (A) Afloramento DSE-02 caracterizado por blocos arredondados de rocha, parte *in situ* parte rolado, desenvolvendo solo escuro e, em geral, encontrados em relevos aplainados; (B) Amostra do gabro DSE-02, de textura média, com matriz cristalina definida por piroxênio e plagioclásio; (C) Amostra do diabásio DAL-04, de textura fina, com cristais de plagioclásio em ripas coexistindo com minerais máficos; (D) Amostra do diabásio DPE-03 que nitidamente se diferencia dos demais diabásios pelo volume de matriz (afanítica) envolvendo pequenos agregados de plagioclásio.

O EDRC é constituído por um arranjo quase único de diques alinhados longitudinais à NE (Figura 8), diferente do enxame de diques Rio Ceará Mirim que se caracteriza por zonas de concentração de diques que atingem até 80 km de largura aparente. A largura dos diques do

EDRC foi estimada entre 100-150 metros a partir da variação de cor do solo observada no Google Earth, favorecida pelo forte contraste composicional com o embasamento granito-gnáissico. Quando possível, medidas aparentes em campo utilizando o odômetro do carro ou GPS foram feitas. Macroscopicamente, o EDRC inclui diabásios com textura fina a média, e mais subordinadamente grossa (DSE-02 e DAL-04; Figuras 7B e C), sendo que a amostra DPE-03 se distingue desse padrão por apresentar matriz afanítica envolvendo esparsos agregados de fenocristais. Apenas plagioclásio e piroxênio puderam ser identificados a olho nu (Figura 7D).

Figura 8 – Mapa esquemático da porção sudeste da Província Borborema destacando o Enxame de Diques Riacho do Cordeiro (em verde) cortando as estruturas pré-cambrianas (brasilianas) do embasamento cristalino da Província Borborema, com localização dos sítios de amostragem.

4.2. Petrografia

A análise petrográfica de 16 seções delgadas dos diques do EDRC, representando todas as amostras coletadas, mostrou a homogeneidade mineralógica caracterizada pela presença de plagioclásio, clinopiroxênio (extinção oblíqua) e minerais opacos como fases essenciais, além de sulfetos e apatita identificados como minerais acessórios, mas presentes em todas as amostras estudadas. Pirita parece ser o opaco dominante, seja por suas características ópticas seja pela identificação em lupa binocular quando analisados os concentrados de minerais preparados para geocronologia. A similaridade petrográfica contrasta com variabilidade textural. Com base apenas nas análises em seção delgada, as amostras foram agrupadas quanto ao grau de cristalinidade, sendo predominantemente holocristalinas (textura intergranular), o tipo hipocristalino (com vidro intersetal) visto em apenas três das amostras estudadas, e o tipo hipovítreo em apenas uma (DPE03), onde plagioclásio e piroxênio formam glomeropórfitos (Figuras 9 e 10A).

Plagioclásio é a fase mineral volumetricamente dominante e comum em todos os tipos texturais. Apresentam-se como cristais tabulares euédricos a subédricos, com tamanhos submilimétricos a milimétricos (dimensões máximas da ordem de 2 mm, nos tipos holocristalinos). Os tamanhos submilimétricos são representados por cristais ripiformes muito comuns nas rochas hipocristalinas e hipovítrea (DPE-03). Embora não tenha sido feita a caracterização química pontual, o bom desenvolvimento da geminação polissintética permitiu fazer a caracterização óptica via o método de Michel-Levy indicando composições entre andesina e oligoclásio (An_{51-38}). Zonação concêntrica não é bem desenvolvida, e quando observada, é do tipo normal. Dois aspectos texturais merecem ser citados, e referem-se: 1) à presença de intercrescimento vermicular de quartzo e K-feldspato preenchendo interstícios entre cristais de plagioclásio, caracterizando a textura microgranofítica (Figura 10B) e 2) ao desenvolvimento de uma borda de composição sódico-potássico, mais evidente em cristais com zonação normal. Necessário dizer que esses tipos texturais não são exclusivos das rochas holo- ou hipocristalinas, mas tem uma tendência a serem melhor desenvolvidos nas rochas holocristalinas.

Figura 9 – Imagens do aspecto geral das rochas do EDRC visto em microscópio petrográfico (nicóis cruzados), organizadas de acordo com grau de cristalinidade.

Figura 10 – A fotomicrografia (E) foi tirada à nicóis paralelos (N//) e as demais (A, B, C, D e F) em nicóis cruzados (NX). (A) Microglomeporfiro de augita arredondado e fenocristais plagioclásio envolvidos por matriz vítrea (DPE03); (B) Cristais de plagioclásio encapsulados por uma borda de composição, mas rica em K (*mantled plagioclase*) (DAL-01); (C) Cristal com geminação simples de Piroxênio (augita) com textura *sieve* e sua relação com minerais opacos e cristais de plagioclásio (textura subofítica) (DPE-07); (D) Uralitização incipiente de pigeonita em contato reto com plagioclásio saussuritizado, nas bordas nota-se a formação de opacos finos (DAL-03); (E) Minerais opacos com hábito primário em contato reto com um mineral máfico avermelhado (iddingsita) (DBA-03); (F) Tipos texturais de opacos mostrando relações de desequilíbrio com augita (DAL-01). Legenda: Augita (Aug); Plagioclásio (Pl); Pigeonita (Pgt); Iddingsita (Idg); Minerais opacos (Op).

O mineral máfico dominante é augita. Ocorre como cristais euédricos a subédricos, por vezes apresentando geminação simples, pleocroísmo em tons claros de marrom, embora nuances em tom violeta também sejam observadas, sugerindo variações em teor de Ti (Deer et al., 1992). Quando em tamanhos submilimétricos (<0,5 mm), ocorre entre cristais de plagioclásio caracterizando textura intergranular; podem atingir tamanhos de até 2 mm nas rochas holocristalinas. Textura *sieve* grossa foi pontualmente identificada nas rochas hipocristalinas (Figura 10C). Pigeonita é subordinada à augita e caracteriza-se por cristais euédricos isolados ou associados (em aparente equilíbrio) à augita, e com contato reto quando associada aos cristais de plagioclásio. Tem cor marrom clara em nicóis paralelos e relevo alto e fraturas irregulares bem desenvolvidas quando comparado à augita, ao longo das quais é possível observar grau incipiente de uralitização (Figura 10D). Os tamanhos variam entre 0,8 a 3,2 mm.

Os minerais opacos apresentam texturas variáveis. Ocorrem sob formas euédricas com tamanhos submilimétricos a 2 mm, descritos como magnetita (Figura 10E), e em desequilíbrio com augita formando uma textura tipo simplectito ou esqueletal, nesse caso descrito como ilmenita (Figura 10F). Na única amostra hipovítrea (DPE03) nota-se a presença de opacos aciculares (localmente dendríticos) sugerindo solidificação ultra-rápida do magma basáltico. Apatita forma hábito acicular e é comum em todas as rochas estudadas, embora com proporções visualmente variáveis.

Biotitização da augita, uralitização da pigeonita e saussuritização de plagioclásio são as principais evidências de alteração pós-magmática. Além disso, nas amostras DSE-03 e DAL-01(holocristalinas) a presença de iddingsita é notada seja como cristal isolado (~1 mm) ou como finos cristais bordejando os padrões simplectíticos entre opacos e augita nas amostras DBA-03 e DPE-02 (holocristalinas), sugerindo que olivina pode ter sido uma fase mineral primária nessas rochas, apesar do que o cálculo da norma CIPW não permitir a identificação de olivina normativa em nenhuma dessas amostras.

4.3. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi obtida a partir de uma única fração multigrãos (~6 miligramas) de plagioclásio da amostra DBA-03. Em seção delgada, os cristais de plagioclásio são livres de alteração muito embora via de regra apresentem (micro)fraturamento intenso ao longo dos quais mineral(is) secundário(s) pode(m) se desenvolver (Figura 11A). Em lupa, os cristais da fração escolhida (60-80 *mesh*) são límpidos e as microfraturas pouco visíveis (Figura 11B). Pequenos

domínios opacos são visíveis, indicando que mesmo após a lixiviação ácida os grãos podem ainda preservar sítios mais internos de alteração.

Figura 11 – (A) Fotomicrografia da amostra DBA-03 a nicóis cruzados mostrando o aspecto dos cristais de plagioclásio com fraturamento, mas relativamente limpos de alteração por sericitização; (B) Fotografia mostrando o aspecto dos cristais de plagioclásio selecionados em lupa.

A amostra foi aquecida em 16 etapas (A-P) sob condições progressivamente mais elevadas de potência do laser – 0,2W a 5W (Tabela 2), ao término das quais assumiu-se que todo o gás Ar foi liberado. Esse controle é monitorado a partir da soma das frações % de ^{39}Ar liberadas em cada etapa do aquecimento, ao fim do qual deve totalizar 100%. As razões $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ mantiveram-se aproximadamente constantes, com valor médio de $31,68375 \pm 0,35395$ (2σ), sendo que as duas primeiras etapas (0,2-0,4W) e a última (5W) forneceram valores díspares em parte influenciados pelas pequenas frações de gás liberadas (0,1 a 1,79% ^{39}Ar). O espectro de aquecimento produzido não definiu um platô conceitual pois as seis etapas coerentes a 2σ (D-I) totalizam apenas 45,3% ^{39}Ar , de forma que uma idade média ponderada foi calculada com 7 etapas coerentes (D-I e K) em $145,73 \pm 1,89$ Ma (57,5% ^{39}Ar). Importante destacar a relativa homogeneidade da razão K/Ca durante todas as etapas de aquecimento ($\text{K/Ca} = 0,069 \pm 0,017$), confirmando as observações de lâmina que mostram discreta zonação dos cristais de plagioclásio (Figura 12A).

Os dados das etapas consideradas para o cálculo da idade média ponderada foram plotados no diagrama $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (quadrados verdes na figura 12B), e produziram uma idade isocrônica de $133,11 \pm 12,8$ Ma com uma razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférica de 359 ± 61 . A diferença entre as idades média e isocrônica é discutida adiante.

Tabela 2 - Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos para a amostra DBA-03.

N	LASER	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1σ	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1σ	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1σ	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	^{40}Ar (mols)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	^{39}Ar (%)	Idade (Ma)	$\pm 2\sigma$
(W)														
A	0,2	2990,20	1294,07	1,8155	0,9740	8,47932	3,67237	459,84	407,89	3,487E+02	15,36	0,10	1441,0	881,02
B	0,4	239,54	4,86	4,4188	0,0930	0,63384	0,01313	50,84	2,74	5,019E+02	21,16	1,79	228,6	11,56
C	0,6	68,84	0,53	5,8591	0,0489	0,12013	0,00205	33,58	1,23	5,113E+02	48,58	6,33	154,2	5,40
D	0,9	44,85	0,21	6,7621	0,0408	0,04839	0,00147	31,09	0,92	4,960E+02	68,99	9,42	143,1	4,07
E	1,2	42,48	0,23	6,5997	0,0437	0,03944	0,00161	31,37	1,02	3,404E+02	73,52	6,82	144,4	4,51
F	1,5	42,83	0,29	4,4387	0,0420	0,03910	0,00225	31,60	1,41	3,579E+02	73,57	7,13	145,4	6,22
G	1,8	42,15	0,15	3,7952	0,0201	0,03971	0,00152	30,67	0,94	3,876E+02	72,59	7,85	141,3	4,16
H	2,1	46,54	0,16	3,8902	0,0200	0,04990	0,00064	32,04	0,44	4,108E+02	68,66	7,53	147,4	1,95
I	2,4	48,53	0,21	5,0020	0,0296	0,05767	0,00124	31,82	0,79	3,736E+02	65,34	6,56	146,4	3,47
J	2,8	48,73	0,24	6,9156	0,0498	0,07021	0,00128	28,45	0,80	3,362E+02	58,11	5,88	131,4	3,56
K	3,2	45,63	0,07	8,7635	0,0350	0,04948	0,00113	31,75	0,69	6,539E+02	69,15	12,18	146,1	3,05
L	3,6	44,72	0,07	7,1421	0,0394	0,04933	0,00081	30,71	0,50	4,892E+02	68,34	9,31	141,5	2,21
M	4,0	45,69	0,12	8,0306	0,0381	0,05561	0,00084	29,89	0,53	4,250E+02	65,06	7,91	137,8	2,33
N	4,5	46,86	0,13	11,9563	0,0613	0,05503	0,00166	31,64	1,01	2,222E+02	66,96	4,02	145,6	4,48
O	5,0	52,28	0,15	7,0328	0,0443	0,07170	0,00125	31,58	0,77	3,663E+02	60,12	5,97	145,4	3,41
P	5,0	45,27	0,74	12,5865	0,2140	0,02255	0,01546	39,88	9,40	6,409E+01	87,33	1,20	181,7	40,73
J: 0.00265000 ± 0.00001000

Figura 12 – (A) Espectro de aquecimento $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ em plagioclásio e espectro K/Ca; (B) Isócrona inversa. Os símbolos em verde correspondem às etapas de aquecimento incluídas no cálculo da idade média ($n=7$), com a respectiva isócrona inversa representada pela linha rosa; os símbolos em azul são todas as etapas do espectro cuja regressão (*RefLine*) está representada pela linha tracejada.

4.4. Geoquímica de maiores e traços

Os resultados obtidos de composições químicas de rocha total (elementos maiores e traços) estão listados na Tabela 3, enquanto as informações de qualidade analítica (replicatas, materiais de referência) estão apresentados nos Apêndices A e B. Para representação em

gráficos bivariantes, os dados de óxidos foram recalculados para uma base livre de perda ao fogo, e correlacionados com MgO como índice de diferenciação magmática.

Os teores de MgO entre 6,42 e 2,35 wt. % mostram que os magmas EDRC são dominados por composições evoluídas e do tipo baixo Ti (TiO₂ entre 1,76 e 1,24 wt. %), em muito diferindo dos magmas do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim que são predominantemente de alto Ti, com componentes de baixo Ti ocorrendo de forma muito subordinada. Neste ponto, o agrupamento por grau de cristalinidade não se mostrou eficiente e as amostras foram reagrupadas com base na sua assinatura geoquímica de óxidos, classificação esta que foi mantida no decorrer deste documento. Nos diagramas clássicos de classificação, as rochas são coletivamente classificadas como basaltos e andesitos basálticos de afinidade toleítica, mas com discretas diferenças em proporções de álcalis total e MgO (Figura 13A e B), que nos levou a subdividi-los em grupos BT1 (Na₂O+K₂O < 4 wt. %; MgO > 5 wt. %) e BT2 (Na₂O+K₂O > 4,3 wt. %; MgO < 3,8 wt. %). O cálculo da norma CIPW de todas as amostras indica a presença de hiperstênio e quartzo normativos e a ausência de nefelina o que corrobora com a interpretação de que a série apresenta um caráter toleítico.

Nos diagramas bivariantes do tipo Harker, a maioria dos óxidos (SiO₂, Na₂O, K₂O, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e P₂O₅) mostra correlação negativa com respeito a MgO, à exceção de Ca que diminui à medida que a cristalização progride (Figura 14). O comportamento antagônico de Ca e Al₂O₃ com respeito a MgO indica que plagioclásio não foi uma fase importante na cristalização fracionada, o que também é sugerido pela ausência de um *trend* de fracionamento para Sr (Figura 14).

O decréscimo em CaO é provavelmente controlado pelo fracionamento de augita, enquanto que Ni deve estar relacionado ao fracionamento de olivina, muito embora a presença desse mineral é apenas sugerida pela identificação, em lâmina, de iddingsita nas amostras DBA-03, DSE-03 e DAL-01. O *trend* negativo de Ni somado à ausência de olivina como fase modal pode refletir o fracionamento precoce, provavelmente relacionado à evolução dos magmas mais primitivos da suíte EDRC, não representados na nossa amostragem. A assembleia de minerais opacos controla as variações de Fe₂O₃ (magnetita) e TiO₂ (ilmenita), com fracionamento aparentemente acontecendo quando num estágio mais avançado da diferenciação, quando MgO < 4 wt. %, i.e., no momento da cristalização dos magmas BT2. De fato, nota-se a ocorrência mais relevante dos minerais opacos nas amostras desse grupo geoquímico. Por fim, álcalis total, Ba e Rb tem clara tendência acumular à medida que a diferenciação progride, o que certamente é confirmado pelo desenvolvimento de granófiros e sobrecrecimento sódico-potássico no entorno de cristais de plagioclásio.

Figura 13 – (A) Diagrama TAS (Le Bas et al, 1986) e (B) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) para as rochas do EDRC separadas como grupos BT1 e BT2. Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: 5 amostras do segmento EW do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Ngonge et al., 2016a); 105 amostras dos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 31 amostras do Enxame de Diques Vitória-Colatina (Valente et al., 2009; Santiago et al., 2020).

Tabela 3 - Geoquímica de rocha total de elementos maiores e traços

Grupo	BT1							BT2											
	Amostra							DBA-03	DSE-01	DSE-02	DAL-02	DAL-03	DAL-04	DPE-01	DPE-02	DPE-04	DPE-05	DPE-06	
Elementos maiores wt. %																			
SiO2	51,20	51,50	51,60	52,20	50,90			53,20	52,00	54,30	52,30	53,50	54,90	53,10	52,60	53,00	52,20	52,70	
Al2O3	13,90	15,00	14,10	13,60	14,00			15,20	15,10	16,10	15,90	16,80	15,00	15,60	15,60	15,50	15,50	16,10	
Fe2O3	12,90	12,90	13,30	13,70	13,20			12,70	13,70	11,60	12,20	11,10	12,70	12,80	13,10	12,70	12,90	11,30	
MnO	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19			0,18	0,20	0,16	0,16	0,15	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	
MgO	6,38	4,98	5,49	5,33	5,82			3,76	3,66	2,52	3,64	2,82	2,33	2,83	3,36	2,61	2,95	3,42	
CaO	10,10	9,63	9,56	9,13	9,83			8,33	8,36	7,29	8,86	7,91	6,83	7,55	8,17	7,70	8,07	8,85	
Na2O	2,51	2,88	2,73	2,50	2,47			2,98	3,05	3,47	3,09	3,41	3,36	3,78	3,06	3,22	3,11	3,19	
K2O	0,67	1,05	1,04	1,17	0,92			1,40	1,29	1,77	1,22	1,72	1,60	1,54	1,29	1,46	1,39	1,23	
TiO2	1,24	1,43	1,38	1,33	1,33			1,52	1,75	1,49	1,42	1,32	1,55	1,61	1,62	1,63	1,63	1,25	
P2O5	0,18	0,21	0,21	0,16	0,18			0,27	0,27	0,41	0,24	0,29	0,40	0,31	0,26	0,32	0,29	0,24	
LOI	0,83	0,45	0,23	0,26	0,39			0,41	0,44	0,82	0,19	0,43	0,48	0,60	0,40	0,78	0,79	0,53	
Total	100,08	100,21	99,83	99,57	99,23			99,95	99,82	99,93	99,22	99,45	99,33	99,89	99,64	99,10	99,01	98,98	
Elementos traços (ppm)																			
Ni	53,10	31,10	32,60	26,90	35,70			25,40	15,90	13,10	20,20	14,70	8,30	13,20	14,20	13,60	15,70	12,40	
Rb	23,60	29,90	31,50	53,60	35,40			43,30	38,90	54,70	37,10	57,90	47,60	46,40	39,70	41,70	36,50	40,40	
Sr	357,00	302,20	300,60	230,00	338,60			311,10	320,30	369,20	369,70	387,10	327,40	408,10	348,40	356,10	374,60	340,50	
Y	30,80	28,40	28,70	28,40	29,70			35,40	35,20	42,90	31,80	35,30	49,10	39,00	34,40	39,20	32,20	37,50	
Zr	128,80	144,30	143,60	134,60	140,40			193,20	192,50	255,40	170,30	203,90	272,00	209,70	183,40	221,60	169,40	203,60	
Nb	10,90	12,80	12,50	9,90	11,40			17,00	18,00	22,60	14,30	17,60	23,70	18,40	15,80	21,20	15,00	18,20	
Ba	313,00	334,00	318,00	614,00	340,00			464,00	464,00	596,00	524,00	491,00	645,00	499,00	588,00	516,00	437,00	517,00	
Ta	0,70	0,80	0,80	0,60	0,70			1,20	1,10	1,30	0,90	1,20	1,30	1,10	1,00	1,30	1,00	1,10	
Th	2,50	3,30	3,10	3,50	2,70			4,50	4,00	5,70	3,70	5,00	6,20	4,60	4,20	4,80	3,60	4,30	
U	0,70	0,70	0,70	0,90	0,70			1,10	1,00	1,10	1,00	0,90	1,50	1,30	0,90	1,00	0,90	0,90	
La	22,40	20,10	21,30	18,50	20,00			27,80	27,50	37,20	24,30	29,30	39,70	31,10	25,90	31,50	24,80	29,20	
Ce	44,90	44,00	43,40	37,90	40,80			57,30	57,30	77,10	50,00	62,20	83,30	64,70	52,40	66,40	49,80	59,40	
Pr	5,34	5,24	5,31	4,65	4,90			7,07	6,98	9,35	6,03	7,22	9,88	7,64	6,48	8,06	6,18	7,16	
Nd	22,70	21,50	21,90	19,70	20,20			28,80	28,00	36,60	24,50	29,70	40,90	30,70	26,60	33,80	25,30	28,70	
Sm	5,05	4,86	5,04	4,65	4,82			6,35	6,35	7,88	5,66	6,27	8,87	6,72	5,85	7,05	5,64	6,23	
Eu	1,53	1,49	1,49	1,32	1,41			1,81	1,90	2,39	1,66	1,97	2,42	2,05	1,75	2,15	1,76	1,97	
Gd	5,90	5,35	5,22	5,22	5,28			6,64	6,60	8,39	5,96	6,76	9,27	7,25	6,54	7,54	5,90	6,86	
Tb	0,90	0,83	0,85	0,82	0,84			1,05	1,08	1,27	0,93	1,07	1,46	1,12	1,02	1,20	0,95	1,10	
Dy	5,52	5,16	5,26	5,08	4,98			6,15	6,40	7,66	5,44	6,22	8,76	6,74	6,18	7,22	5,58	6,56	
Ho	1,16	1,03	1,10	1,04	1,05			1,34	1,33	1,62	1,17	1,33	1,80	1,41	1,32	1,49	1,20	1,36	
Er	3,06	3,07	3,28	3,17	3,14			3,89	3,85	4,59	3,31	3,86	5,28	4,09	3,71	4,44	3,59	3,98	
Tm	0,46	0,42	0,43	0,44	0,41			0,52	0,51	0,65	0,44	0,53	0,73	0,56	0,50	0,59	0,47	0,53	
Yb	2,79	2,81	2,81	2,83	2,55			3,56	3,41	4,10	3,11	3,49	4,57	3,69	3,25	3,87	2,98	3,58	
Lu	0,43	0,41	0,43	0,41	0,40			0,52	0,52	0,59	0,45	0,51	0,70	0,52	0,50	0,60	0,46	0,54

Figura 14 – Diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos maiores e traços mostrando as linhas de tendência (com coeficientes de correlação R^2) das rochas do EDRC. Rochas de baixo Ti do segmento EW do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Ngonge et al., 2016a) estão representadas individualmente, para comparação.

Figura 14 – Diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos maiores e traços mostrando as linhas de tendência (com coeficientes de correlação R^2) das rochas do EDRC. Rochas de baixo Ti do segmento EW do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Ngonge et al., 2016a) estão representadas individualmente, para comparação. – Continuação.

O padrão geral dos elementos terras raras (ETR) normalizados do EDRC apresentados na figura 15A mostram uma relação sutil de enriquecimento entre os ETR leves ($La_N/Sm_N = 2,5 - 2,8$ para o grupo BT1 e $La_N/Sm_N \sim 2,8$ para o grupo BT2) e de leve depleção para os ETR pesados ($Gd_N/Yb_N = 1,6 - 1,7$ para o grupo BT1 e $Gd_N/Yb_N = 1,6$ para o grupo BT2). Ambos os grupos mostram uma anomalia muito tênue de Eu ($Eu/Eu^*_N = 0,81 - 0,89$ para o BT1 e $Eu/Eu^*_N = 0,81 - 0,93$ para o grupo BT2) indicando um leve fracionamento de plagioclásio cálcico durante a formação das rochas do EDRC. Em diques máficos, no entanto, essas leves anomalias negativas de Eu podem tanto denunciar a presença de contaminação crustal do embasamento onde esses diques intrudem, bem como indicar a pouca relevância do plagioclásio, durante o fracionamento do magma. Portanto, a falta de uma anomalia negativa significativa de Eu observada em conjunto com as análises dos diagramas bivariantes do tipo Harker (que mostram o comportamento contraditório entre o CaO e o Al_2O_3) fortalecem a suposição de que plagioclásio não foi uma fase importante durante cristalização dos magmas do EDRC.

Figura 15 – Espectros de elementos terras raras normalizados em (A) Condrito e (B) Manto Primitivo ambos de Sun e McDonough (1989).

O diagrama multielementar do EDRC normalizado para o Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) mostram padrão de enriquecimento de elementos incompatíveis (incluindo os ETR leves) com relação aos ETR mais pesados (Figura 15B), além de apresentar anomalias negativas de Nb, Ta, Sr, P e Ti. Esse padrão de enriquecimento bem como depleção característica em Nb-Ta (além de Sr, P e Ti) são indicativos da participação de fonte(s) com assinatura tipo manto enriquecido (*Enriched Mantle – EM*), provavelmente o manto litosférico subcontinental na formação dos magmas que compõem o EDRC. Esse indicativo é corroborado por ambos os grupos apresentarem razões $(La/Nb)_N > 1$ (entre 1,4 e 2,0) e $(La/Yb)_N > 1$ (entre 4,6 e 6,5), típicas de fonte (s) enriquecidas, o que, em várias províncias basálticas ao redor do mundo é associado a fusão do manto litosférico continental enriquecido (Marques et al., 1999; Corval, 2009).

Analizando separadamente cada um dos grupos do EDRC ainda se observa que as amostras mais primitivas (BT1) do enxame apresentam um menor teor de ETRs quando comparado as amostras menos evoluídas (BT2), apresentando-se como pacotes sequenciados que não se sobrepõem (com exceção da amostra DPE-03 -vítrea, que apresenta um teor de Rb e Ba elevado quando comparado ao resto do grupo no qual se insere - BT1) apresentados na figura 15A e B, sendo esses fatores outras indicações de que o principal processo atuante na formação do magma do EDRC trata-se de cristalização fracionada.

4.5. Isótopos Sr-Nd-Pb

Em conjunto, as rochas do EDRC possuem razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variando, respectivamente, entre 0,707234 e 0,710331 e 0,512154 e 0,512221 (ou valores de ϵNd_i entre -4,8 e -6,2) (Tabela 4). Quando analisados separadamente, nota-se que a variabilidade é controlada pelo grupo BT1, mais especificamente a amostra DPE-07, geograficamente a mais setentrional coletada a norte do lineamento Pernambuco, com o valor mais radiogênico da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($>0,7103$) dentro do grupo, e as amostras DBA-01 e DPE-03 respectivamente com os valores mais negativos (ϵNd_i -6,2) e mais radiogênicos de (ϵNd_i -4,8) da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. As composições isotópicas de Sr e Nd do grupo BT2, geoquimicamente mais evoluído, são mais consistentes, especialmente nos valores de ϵNd_i que variam entre -6,8 e -6,4. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, por sua vez, parecem definir dois grupos discretamente diferentes: 1) 0,7071 a 0,7077 e 2) 0,7084 e 0,7085, os quais não se distinguem em termos de valores de ϵNd_i . Esses intervalos podem ser também aplicados para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do grupo BT1, mas ampliando o intervalo mais radiogênico para incorporar os valores de 0,7080 (DBA-01) e 0,7083 (DPE-03). Como dito, a amostra DPE-07 se distingue significativamente das demais. A distribuição dos dados é ilustrada na Figura 16 (A e B) em que, a exemplo de outros magmas mesozoicos de baixo Ti, as composições isotópicas Sr-Nd dos diabásios EDRC plotam no campo de valores ‘enriquecidos’ (ou EM).

Grupo	Amostra	Razões isotópicas medidas (t=0)										Razões isotópicas calculadas					Razões isotópicas calculadas (t= 133 Ma)					
		⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro (2s)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Erro (2s)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2SD	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2SD	²⁰⁹ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2SD	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd						⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd}
BT1	DBA-01	0,708391	0,000021	0,512269	0,000005	18,527	0,018	15,706	0,014	39,528	0,041	0,19134	0,13453						0,708029	0,512152	-6,2	1,49
	DSE-03	0,707939	0,000006	0,512307	0,000005	18,460	0,017	15,647	0,016	38,755	0,040	0,28636	0,13669						0,707398	0,512188	-5,4	1,45
	DAL-01	0,707901	0,000004	0,512314	0,000004	18,473	0,012	15,650	0,012	38,753	0,036	0,30329	0,13916						0,707328	0,512193	-5,3	1,49
	DPE-03	0,7079734	0,000004	0,512343	0,000005	18,785	0,010	15,671	0,008	38,871	0,022	0,67460	0,14273						0,708459	0,512218	-4,8	1,50
	DPE-07	0,710890	0,000008	0,512296	0,000005	18,375	0,007	15,658	0,008	39,033	0,025	0,30268	0,14429						0,710318	0,512171	-5,8	1,63
	DBA-03	0,708043	0,000007	0,512294	0,000005	18,430	0,006	15,652	0,006	38,784	0,018	0,40283	0,13333						0,707281	0,512178	-5,6	1,42
	DSE-01	0,708451	0,000007	0,512288	0,000004	18,382	0,018	15,620	0,013	38,654	0,031	0,35152	0,13714						0,707786	0,512169	-5,8	1,50
BT2	DSE-02	0,708193	0,000011	0,512292	0,000004	18,550	0,013	15,651	0,011	38,922	0,028	0,42882	0,13019						0,707382	0,512179	-5,6	1,37
	DAL-02	0,707922	0,000007	0,512305	0,000004	18,448	0,007	15,645	0,006	38,749	0,016	0,29044	0,13970						0,707373	0,512183	-5,5	1,52
	DAL-03	0,708366	0,000007	0,512301	0,000004	18,465	0,016	15,628	0,017	38,766	0,049	0,43292	0,12766						0,707548	0,512190	-5,4	1,31
	DAL-04	0,708011	0,000012	0,512301	0,000004	18,502	0,020	15,659	0,017	38,816	0,049	0,42079	0,13114						0,707215	0,512187	-5,5	1,37
	DPE-01	0,708422	0,000008	0,512308	0,000005	18,444	0,012	15,627	0,014	38,693	0,047	0,32908	0,13236						0,707800	0,512193	-5,4	1,38
	DPE-02	0,708399	0,000009	0,512309	0,000005	18,394	0,010	15,627	0,010	38,678	0,029	0,32981	0,13299						0,707776	0,512193	-5,3	1,38
	DPE-04	0,709059	0,000013	0,512305	0,000004	18,360	0,005	15,631	0,002	38,706	0,005	0,33896	0,12613						0,708418

Figura 16 – (A) Diagrama inicial ϵ_{Nd} vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, onde o valor para o atual $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de BSE é 0,07048; (B) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; (C) T_{DM} vs. ϵ_{Nd} e (D) T_{DM} vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, mostrando as linhas de tendência (com coeficientes de correlação (R^2)); (E) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (F) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde valor da *Northern Hemisphere Reference Line*, (NHRL) é definido por Hart et al. (1984) e a composição dos *endmembers* é definida por Zindler e Hart (1986). Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: campos representando 5 amostras de baixo Ti (BT) da porção do segmento E-W do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim da PMAE (Ngonge et al., 2016a); 33 amostras de BT dos Grupos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 10 amostras de BT do Enxame de Diques Vitória-Colatina (Belém, 2014; Santiago et al., 2020).

As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculadas a partir das concentrações medidas por ICPMS são comparáveis nos dois grupos, variando majoritariamente entre 0,130 e 0,139. As amostras DPE-03 e DPE-07 do grupo BT1 apresentam valores discretamente superiores ($>0,142$), enquanto que DAL-03 e DPE-04 do grupo BT2 apresentam valores um pouco inferiores ($<0,130$). Os

efeitos dessas diferenças são ilustrados em gráficos que relacionam os parâmetros ϵNd_i , $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{calc}}$ e T_{DM} (Figura 16C e D). É possível concluir que a distribuição das idades modelo T_{DM} mesoproterozoicas – entre 1,28 e 1,63 Ga, é principalmente controlada pela discreta variabilidade entre os valores das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, especialmente para o grupo BT2 onde T_{DM} e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ tem forte correlação positiva ($R^2 = 0,96$). A correlação T_{DM} e ϵNd_i neste grupo, por sua vez, é fraca ($R^2 < 0,1$). No grupo BT1, a significativa constância das idades modelo desfavorece a observância de correlações entre os dados, muito embora T_{DM} e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ apresentem tendência a alguma correlação ($R^2 = 0,54$) muito influenciada pela amostra DPE-07 ($T_{\text{DM}} = 1,63$ Ga para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{calc}}$ de 0,144).

As composições isotópicas de Pb são muito semelhantes entre os dois grupos, com valores fraca a moderadamente radiogênicos para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,360 a 18,550), e radiogênicos para as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,620 a 15,671) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38,654 a 39,033); a exceção é a amostra DBA-01 que apresenta composições ^{207}Pb e ^{208}Pb mais radiogênicas, para valor $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ semelhante às demais (Tabela 4). Todas as composições isotópicas caem acima da *Northern Hemisphere Reference Line* (NHRL) definida por Hart et al., (1984) com valores positivos para $\Delta 7/4$ (15,4 a 15,5) e $\Delta 8/4$ (41 a 41,6) (Figura 16E e F). Dados de outros magmas mesozoicos de baixo Ti são mostrados como referência para comparações que serão feitas adiante.

5. DISCUSSÕES

5.1. Idade do EDRC

Como mencionado no Capítulo 2, os únicos dados geocronológicos disponíveis para o EDRC são as idades K-Ar de $105,4 \pm 9,5$ Ma (Magnavita, 1992) e 119 ± 2 Ma (Santos et al., 2019), ambas indicando que o período de colocação do Enxame seria no Cretáceo Inferior, tardio. Considerando as limitações do método K-Ar em discriminar a eventual presença de componentes ^{40}Ar não-radiogênicos, a técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por aquecimento gradual tem sido um substituto na datação de diques máficos. A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresentada neste trabalho, por sua vez, sugere que o magmatismo seria mais antigo em 25-30 milhões de anos. Essa idade é igualmente mais antiga que o intervalo definido a partir de idades (K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) para PMAE mencionado por Hollanda et al. (2019), de 135–120 Ma. Mais recentemente, Oliveira et al. (2021) usaram uma variante metodológica do método K-Ar – o *unspiked* K-Ar, para fazer um reconhecimento regional das idades dos diques do segmento NE do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim. Os dados apontam a idade de c. 133 Ma como possível estimativa para esse evento, a qual concorda com o intervalo mencionado na revisão de Hollanda et al. (2019).

A amostra DBA-03 (grupo BT1) produziu um espectro de aquecimento que não define um platô conceitual, visto que o volume de ^{39}Ar liberado ao longo das etapas D-I, contínuas, não atende ao critério de (pelo menos) 50%. Dessa forma, uma idade média de $145,79 \pm 1,89$ Ma foi calculada com as 7 etapas coerentes a 2σ (excluindo a etapa J). Nesse ponto, é válido lembrar que as idades individuais obtidas para cada etapa não são corrigidas para (todas) as eventuais contribuições de ^{40}Ar não-radiogênico, i.e., atmosférico e ‘estranho’ (excesso e herdado; McDougall e Harrison, 1988). Ao contrário, são corrigidas apenas para ^{40}Ar atmosférico assumindo-se a razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 298,5 (Lee et al., 2006). Nos casos em que ^{40}Ar ‘estranho’ está incorporado ao mineral, a correção para o valor de 298,5 é subestimada e, como consequência, a idade calculada a partir do espectro de aquecimento pode ser mais antiga que a real.

Uma estratégia possível para verificar a presença de ^{40}Ar ‘estranho’ requer o uso da isócrona inversa – $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, em que o inverso do valor encontrado pelo intercepto da isócrona no eixo-y (i.e., a razão $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) determina a presença ou não de ^{40}Ar não-radiogênico (McDougall e Harrison, 1988). Quando o valor é $> 298,5$, implica que o mineral contém ^{40}Ar ‘estranho’ para além do componente atmosférico. Se isso acontece, os dados analíticos plotam preferencialmente ao longo (no centro) de uma regressão que é interpretada como uma isócrona de mistura, ao contrário de casos em que todo ^{40}Ar é

radiogênico onde os pontos analíticos se concentrariam próximo ao eixo-x, ou ainda ao eixo-y (quando o componente é prioritariamente atmosférico). A inclinação da isócrona permite calcular a idade corrigida para a presença desse componente ‘estranho’.

A presença de ^{40}Ar não-radiogênico ‘estranho’ é mais problemática em minerais com baixo teor de K, onde a proporção pode ser significativamente maior em relação ao ^{40}Ar radiogênico (produto do decaimento de ^{40}K). Para esses minerais, p.ex. anfibólio e plagioclásio, recomenda-se comparar a idade de espectro com a representação isocrônica para avaliar a natureza do ^{40}Ar medido (Kuiper et al., 2002). A idade isocrônica correspondente às 7 etapas consideradas no espectro de aquecimento da amostra DBA-03 é de $133,1 \pm 12,8$ Ma, notavelmente mais jovem que a idade de c. 145,8 Ma. A razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 359 é muito superior ao valor atmosférico de 298,5 indicando que de fato há presença de ^{40}Ar ‘estranho’ no plagioclásio, também sugerida pelos valores mais elevados das razões isotópicas de Pb (notavelmente ^{207}Pb e ^{208}Pb) em relação às demais amostras do EDRC (ver Tabela 2). O erro alto propagado para a razão $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e mesmo para a idade isocrônica (~10%) é provavelmente influenciado pelas incertezas na medição do ^{36}Ar , de difícil quantificação dada a abundâncias naturalmente muito baixas em relação ao isótopo ^{40}Ar ; adicionalmente, a distribuição dos dados analíticos na parte central não favorece o controle no intercepto-y. Face ao exposto, a idade de c. 133 Ma é aqui interpretada como a melhor estimativa, até o momento, para a intrusão dos diques EDRC.

5.2. Causas da variabilidade geoquímica dos magmas EDRC

Dentre os mecanismos causadores de variabilidade geoquímica observada em suítes magmáticas, a maior influência é exercida pela cristalização fracionada de minerais específicos, em geral acompanhada em algum grau por assimilação crustal (Gill, 2010). Nos diagramas bivariantes descritos no capítulo anterior, as amostras do grupo BT1 alinham-se àquelas do grupo BT2, apesar da relativa dispersão interna deste grupo em relação às amostras menos evoluídas. Consideradas coletivamente, inclusive avaliando a distribuição das amostras de baixo Ti do segmento EW do enxame Rio Ceará Mirim, o conjunto define regressões ($R^2 > 0,8$) entre a maioria dos óxidos e MgO , e seus padrões indicam que a variabilidade química representada pelas amostras estudadas é principalmente controlada pelo fracionamento de augita e olivina, e progressivo acúmulo de álcalis e P nos líquidos finais, mais evoluídos. O fracionamento de Fe e Ti é prevalente no final da diferenciação, enquanto que mesmo as

concentrações muito baixas de Ni (< 50 ppm) apontam para a importância de olivina na evolução magmática do EDRC.

O enriquecimento em elementos incompatíveis entre 30-90 vezes o MP, combinado com razões isotópicas de Sr radiogênicas e valores ϵNd bastante negativos sugere que a contaminação crustal pode ter sido um mecanismo complementar, ao mesmo tempo que também sugere a participação de reservatórios-fonte no manto com características químicas particulares. O manto litosférico continental é sabidamente reconhecido com determinada assinatura geoquímica-isotópica (Sr-Nd-Pb, ao menos) comparável à crosta em função de processos de enriquecimento registrados no Proterozoico (p.ex., Zheng, 2019). Modelagens quantitativas do efeito de contaminação crustal são normalmente feitas em conjunto com cristalização fracionada (i.e., AFC), com base nas equações de DePaolo (1981) (p.ex., Keskin, 2002; Ersoy e Helvacı, 2010). Para o EDRC, a simples ausência de um magma com características primitivas que pudesse ser testado como composição inicial a partir da qual o processo de assimilação seria modelado é, por si, uma limitação à confiabilidade deste tipo de abordagem, composições ‘teóricas’ poderiam ser usadas. No entanto, a consistência entre as razões isotópicas das rochas do EDRC é forte indicativo de que a contaminação durante ascensão/alojamento dos magmas na crosta deve ter sido um processo subordinado.

A Figura 17 mostra testes simples usando as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e de Pb contra elementos com maior sensibilidade à contaminação (p.ex., Ba, Th, La). Quando a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é plotada contra $1/\text{Sr}$ para avaliar os efeitos da cristalização fracionada e assimilação crustal (Briquet e Lancelot, 1979; apud Dickin, 1997). A distribuição dos dados sugere que parte das amostras do grupo BT2 se alinha ao longo de um *trend* mais compatível com CF ($R^2 = 0,61$) a partir das composições menos evoluídas das amostras BT2 DAL-01/DSE-03, enquanto outro conjunto se alinha num *trend* mais inclinado similar ao esperado no processo AFC ($R^2 = 0,83$), em que contaminação crustal participa mais efetivamente junto com cristalização fracionada (Figura 17A). A composição da amostra DPE-07 está sensivelmente influenciada por contaminação, enquanto a amostra DPE-03 se destaca devido à concentração mais baixa em Sr relativa às demais amostras do grupo. Essa mesma amostra se destaca do conjunto BT1 por sua razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais radiogênica (18,785), muito embora a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se assemelhe a outras do grupo sugerindo que suas características podem ser resultado de discretas variações composicionais (também controladas pela textura) na suíte. Necessário dizer que essa amostra DPE-03 foi coletada em afloramento de blocos com textura afanítica, os quais podem representar a borda do dique; no local também foram identificados blocos com textura mais grossa, mas volumetricamente subordinados.

Figura 17 - Análise dos efeitos de contaminação crustal nos magmas EDRC. (A) Diagrama $1/Sr \cdot 1000$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$, com referência aos trends FC e AFC (Dickin, 1997); (B-D) Diagramas bivariantes entre a razão $^{206}Pb/^{204}Pb$ e abundância de elementos traços. Os dois conjuntos discriminados com linhas tracejadas (azuis e vermelhas) referem-se àquelas amostras que produziram trends de correlação em (A). Regressões são mostradas somente quando o fator de correlação $R^2 > 0,6$.

Ba, Th e La não definem *trends* de correlação positiva com a razão $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Figura 17B-D). A variabilidade desses elementos traços é bem explicada pelo fracionamento da assembleia mineral quando suas abundâncias são plotadas contra o índice MgO (não ilustrado). As razões isotópicas são, por outro lado, relativamente consistentes variando entre 18,35 e 18,55 (excluindo DPE-03), valores que são menos radiogênicos que aqueles dos diabásios de baixo Ti do enxame Rio Ceará Mirim (18,51 a 18,72; Ngonge et al., 2016a) e mesmo aos magmas do tipo baixo Ti Gramado e Esmeralda que, embora incluam valores tão baixos quanto 18,20 apresentam coletivamente composições isotópicas dentro de um espectro largamente variável (18,20 a 18,98; Peate e Hawkesworth, 1996; De Min et al., 2018) (ver Figura 16 com as composições isotópicas desses magmas de baixo Ti). Dados isotópicos de Pb não são reportados para a suíte de baixo Ti do enxame de Vitória-Colatina. As razões isotópicas

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desses magmas são comparáveis (15,60 a 15,69), com valores mais radiogênicos que as composições dos magmas de alto Ti que ocorrem geograficamente associados. Os valores medidos para o EDRC não são diferentes.

Considerando o exposto, os magmas EDRC provavelmente sofreram algum grau de assimilação com material crustal durante sua evolução, seja na ascensão através da litosfera (desde a fonte) ou durante alojamento em níveis crustais rasos. Ainda assim, assume-se que cristalização fracionada foi o mecanismo petrogenético mais relevante em controlar a ampla variabilidade composicional registrada a partir das amostras estudadas.

5.3. Comparação entre o EDRC e outras suítes magmáticas de baixo Ti

Os eventos magmáticos de afinidade toleítica associados à abertura do Oceano Atlântico durante o Cretáceo têm em comum a dominância de magmas máficos e subdivisão em dois tipos geoquímicos que se distinguem pelo teor de TiO_2 em 2% (correspondendo a uma razão $\text{Ti/Y} \sim 360$; Peate, 1992). Apesar de ter sido estabelecido originalmente para o conjunto de dados dos magmas da Província Mágica do Paraná, a classificação de baixo e alto Ti é hoje largamente aplicada para outras províncias magmáticas mesozoicas na América do Sul (e mundo), sendo um critério de fácil acesso nos trabalhos publicados e que permite estabelecer correlações regionais entre eventos geograficamente separados. Dentre os exemplos citados em seções anteriores desse trabalho, os magmas tipo Gramado e Esmeralda da PMP, os diques do grupo 1 do Enxame de Diques Vitória-Colatina e um pequeno conjunto de amostras do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (PMAE) são os candidatos mais prováveis para comparações. Todos têm idades estimadas no Cretáceo Inferior, genericamente entre 140-130 Ma.

Cerca de 110 dados geoquímicos foram usados como base de comparação qualitativa entre os magmas de referência e o EDRC. À exceção do tipo Gramado que apresenta maior dispersão para composições de óxidos (p.ex., no TAS), os demais magmas utilizados para comparação incluem composições mais consistentes plotando numa transição entre basaltos e andesitos basálticos, próximo à inflexão do *trend* de enriquecimento em Fe, no diagrama AFM. Portanto, independente da presença muito subordinada de olivina (grupo 1 do Enxame Vitória-Colatina; Belém, 2014; Santiago et al., 2020), ainda que sugerida por minerais de alteração (iddingsita, no EDRC), essas rochas são classificadas como quartzo-toleítos. Os magmas EDRC menos evoluídos (BT1) plotam nos campos composicionais dos Enxames Rio Ceará Mirim e Vitória-Colatina, enquanto o grupo BT2 está deslocado para composições mais próximas de Gramado-Esmeralda; muito embora a grande dispersão dos magmas da PMP também favoreça

a superposição com o grupo BT2. Nesse ponto é necessário mencionar que as amostras do Enxame Rio Ceará Mirim são em parte complementares à nossa amostragem. Novas amostras coletadas no segmento NE do enxame estão sendo investigadas e deverão ser integradas ao conjunto do EDRC para avaliar se o *gap* composicional entre 4-5 wt% é ou não um efeito de amostragem.

Como dito anteriormente, os basaltos e andesitos basálticos do EDRC também se diferenciam quanto à abundância de elementos traços (inclusive traços e terras raras), mas não por suas composições isotópicas. As abundâncias de elementos traços usados no diagrama multielementar da Figura 18A evidencia que todos os magmas de referência, à exceção de Gramado, têm abundâncias comparáveis ao subgrupo BT1 do EDRC. O subgrupo BT2, assim como Gramado, têm padrões similares, mas apresentam abundâncias bem maiores provavelmente decorrentes de enriquecimento favorecido pela diferenciação extrema ($\text{MgO} < 4\text{wt. \%}$). Essa característica se reflete nas razões La/Yb que, embora mostrem certo *continuum* quando BT1 e BT2 são comparadas coletivamente, evidenciam um limite em $\text{La/Yb}_N \sim 5,6$ – BT1 com valores inferiores em relação a BT2. A correspondência geoquímica entre o EDRC e os outros magmas utilizados como referência é melhor avaliada quando aplicadas as razões discriminantes propostas por Peate et al. (1992) para separar os tipos de baixo Ti da PMP. A razão $\text{Ti/Zr} < 60$ não discrimina entre BT1 e BT2, colocando ambos os grupos em correspondência com o campo dos magmas Gramado, que muito se diferencia dos demais magmas tipo utilizados como referência Esmeralda e Vitória-Colatina (Figura 18B). Três das cinco amostras do enxame Rio Ceará Mirim plotam no campo do EDRC, e duas no campo oposto. Assim como para a razão La/Yb_N , a distribuição dos dados sugere um limite em $\sim 5,2$ para a razão Zr/Y entre BT1 (com valores inferior) e BT2. Mas considerando possíveis limitações na representatividade de amostragem, essa informação pode não ter relevância no momento. Em que pese a robustez dessa correlação geoquímica com os magmas tipo Gramado, uma diferença importante é detectada em termos de concentração de Sr. As amostras do EDRC e do Enxame Rio Ceará Mirim têm valores mais elevados relativamente aos demais magmas tipo utilizados como referência (Figura 18C), sendo que o limite de 250 indicado por Peate e colaboradores para diferenciar entre Gramado-Esmeralda e o terceiro tipo de baixo Ti Ribeira ($\text{Sr} > 250$ ppm) é também bem aplicável para nosso conjunto de dados. As composições isotópicas iniciais Sr-Nd do EDRC mostram, entretanto, que a melhor correspondência é com magmas tipo Gramado. As composições isotópicas de Pb não são conclusivas em discriminar esses magmas.

Figura 18 – (A) Espectros de elementos terras raras normalizados em Manto primitivo de Sun e McDonough (1989); (B) Diagrama Zr/Y vs. Ti/Zr e (C) Sr vs. Ti/Y de Peate et al. (1992), com o campo das amostras dos magmas tipo Ribeira do mesmo autor. Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: campos representando 5 amostras de baixo Ti (BT) da porção do segmento E-W do enxame de diques Rio Ceará Mirim da PMAE (Ngonge et al., 2016a); 35 amostras de BT dos Grupos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 31 amostras de BT do enxame Vitória-Colatina (Valente et al., 2009; Santiago, 2020).

A despeito das variabilidades internas de cada grupo, sujeitas a diferentes intensidades de cristalização fracionada e assimilação crustal, um aspecto comum a todos os magmas de baixo Ti é o empobrecimento em Nb e Ta em relação ao Manto Primitivo, retratado na forma de pronunciada anomalia negativa relativa aos elementos mais incompatíveis (Rb, Ba, Th, U, La, Ce). Essa não é uma característica de magmas toleíticos oceânicos (MORB ou OIB; Pearce, 1983) e, quando combinada com a assinatura enriquecida em elementos incompatíveis e razões isotópicas Sr e Nd (ϵNd negativo), tem sido usada como forte argumento em favor da participação do manto litosférico na geração dos magmas continentais mesozoicos, associados

ao quebraamento do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018; Valente et al., 2009; Belém, 2014; Santiago et al., 2020; Ngonge et al., 2016a; Hollanda et al., 2019). As características enriquecidas são atribuídas variáveis graus de interações desse manto litosférico com fluidos/*melts* metassomáticos no contexto de subducção, interações essas que muitas vezes são modeladas com composições teóricas para compensar as limitações naturais dos *endmembers* reais. Pearce et al. (2021) apresentam uma proposta simples e semi-qualitativa de avaliar a participação de reservatórios-fonte no manto global usando as razões Th/Nb e TiO₂/Yb. Essa proposta engloba a revisão dos diagramas bivariantes clássicos propostos por Pearce (2008) que discriminam fontes OIB (plumas), MORB (astenosfera) e IAB (i.e., manto litosférico modificado por um componente de subducção). Nessa nova versão, os autores redefinem os campos usando um extenso banco de dados de LIPs oceânicas e continentais, desde idades proterozoicas até meso-cenozoicas. Os dados de todos os magmas de baixo Ti referenciados nessa seção e as composições do EDRC estão plotados na Figura 19. Tanto o EDRC quanto os demais grupos se dispersam no campo do SZLM (*Subduction-Modified Lithospheric Mantle*) definido a partir de dados de basaltos de arco de ilha e basaltos de arco continental.

Figura 19 – Diagrama bivariante *LIP printing* de Pearce et al. (2021). Campos de referência para alguns magmas do tipo baixo Ti mesozoicos de outras Províncias magmáticas são mostradas para comparação. São: 5 amostras de baixo Ti (BT) da porção do segmento E-W do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim da PMAE (Ngonge et al., 2016a); 35 amostras de BT dos Grupos magmas Gramado e Esmeralda da PMP (Peate e Hawkesworth, 1996; Peate, 1997; De Min et al., 2018); 31 amostras de BT do Enxame de Diques Vitória-Colatina (Valente et al., 2009; Santiago, 2020). Legenda: EM = *Enriched Mantle*; MORB = *Middle Ocean Ridge Basalt*; OIB = *Ocean Island Basalt*; OPB = *Oceanic Plateau Basalt*; SZLM = *Subduction-Modified Lithospheric Mantle*.

Um aspecto complementar à caracterização desse tipo de reservatório-fonte é que tanto para os magmas EDRC quanto para os demais magmas de referência, as idades modelo T_{DM} são sistematicamente mais antigas que 1,2 Ga, indicando que a assinatura enriquecida é provavelmente decorrente de eventos de metassomatismo ocorridos no Proterozoico, e preservada até o Cretáceo. A distribuição espacial das amostras do EDRC no referido diagrama não contempla a participação de outras fontes, ao menos como fonte de magma. Obviamente, mecanismos para induzir a fusão em larga escala no manto litosférico devem ser considerados para entender a gênese do EDRC num contexto mais amplo. As alternativas não fogem daquelas vigentes na literatura – impacto de pluma ou extensão litosférica associada ao soerguimento da astenosfera convectiva, as quais representariam respectivamente os mecanismos ativo e passivo de White e McKenzie (1989, 1995) ou de Ruppell (1995). Discussões sobre essa questão em específico devem considerar o EDRC como parte de uma província maior de forma a agregar idades precisas de todos os seus componentes ígneos (enxames de diques e soleiras) e evidências geoquímicas que confiavelmente discriminem sobre a atuação de um ou outro mecanismo. Essas questões serão exploradas em trabalhos em progresso e futuros que estão sendo desenvolvidos na PMAE.

As semelhanças petrográficas e geoquímicas entre o EDRC e os diques do grupo 1 do Enxame Vitória-Colatina (Santiago et al., 2020), mesmo que parciais, reforçam a hipótese de que essas duas estruturas regionais possam estar de alguma forma conectadas, apesar da distância geográfica que os separa: um a norte e outro a sul do Cráton do São Francisco (ver Pessano et al., 2020) (Figura 20). No entanto, é imprescindível que o exame dessas possíveis similaridades seja feito no contexto de uma abordagem mais refinada, tanto do ponto de vista geoquímico quanto geocronológico para embasar eventuais correlações em escala mais continental.

Figura 20 – Mapa representando os diques mesozoicos no território brasileiro e os contornos das LIPs CAMP, PMAE e PMP (Fonte: Pessano et al., 2020).

6. CONCLUSÕES

O Enxame de Diques Riacho do Cordeiro (EDRC) atravessa parte dos estados da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco (NE Brasil) estendendo-se por aproximadamente 350 km numa mesma direção NE. É composto por diabásios geoquimicamente representados por composições basálticas e andesitos basálticos e afinidade toleítica, sendo plagioclásio, augita e óxidos de Fe-Ti os constituintes minerais principais, e idade estimada em c. 133 Ma. A análise dos dados geoquímicos de elementos maiores permitiu a discriminação de dois grupos com base nos teores de MgO: um grupo BT1 com valores ≥ 5 wt. % e um grupo BT2 com valores $\leq 3,8$ wt. %, muito embora não se diferenciem em termos de TiO_2 , sempre < 2 wt.%. A distribuição dos óxidos relativos ao teor de MgO indica que augita foi a principal fase mineral fracionando durante a evolução magmática dos magmas EDRC, com menor participação de plagioclásio e óxidos de Fe-Ti, estes com forte fracionamento a partir de $\sim 4\%$ de MgO.

Apesar do forte controle por cristalização fracionada, a variabilidade composicional registrada a partir das amostras estudadas também pode ser atribuída (subordinadamente) a graus variáveis de contaminação crustal, seja na fonte ou durante a ascensão e o alojamento em níveis crustais rasos. O padrão geral de enriquecimento em elementos incompatíveis combinado a anomalias negativas de Nb-Ta, P e Ti, razões radiogênicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e valores de ϵNd negativos, são evidências em favor da participação do manto litosférico (antigo) tipo EM como fonte. Essa interpretação tem sido defendida para outras Províncias magmáticas de baixo Ti relacionadas a LIPs (PMP) e enxames de diques gigantes (Rio Ceará Mirim – PMAE, e Vitória-Colatina) da América do Sul. Por essa particularidade, dados disponíveis na literatura para esses magmas e os dados aqui obtidos para o EDRC foram testados nos diagramas bivariantes que discriminam entre o envolvimento ou não de componente ‘crustal’ no manto-fonte de magmas basálticos relacionados a LIPs (Pearce et al., 2021). A estreita correspondência entre todos os magmas de baixo Ti dentro do campo definido como *Subduction-Modified Lithospheric Mantle*, combinada a idades $T_{\text{DM}} > 1$ Ga reportadas para todas elas, confirma que são magmas derivados de um manto antigo modificado quimicamente no contexto de margens convergentes. O envolvimento de astenosfera convectiva e/ou pluma não é discriminado pelos dados disponíveis, de forma que nos resta apenas admiti-los como mecanismos indutores da ampla fusão parcial da litosfera.

REFERÊNCIAS

- Accioly, A.C.A., Morais, D.M.F., 2013, Programa Geologia do Brasil – PGB: Folha SC.24-X-B-IV, Buíque, Estado de Pernambuco, Carta Geológica e de Recursos Minerais, Recife: CPRM, Escala 1:100.000.
- Almeida, J., Heilbron, M., Guedes, E., Neubauer, F., Manfred, B., Klausen, M.B., Valeriano, C.M., Bruno, H., Giro, J.P., McMaster, M., Tetzner, W., 2021, Pre-to-syn- rift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 108, 103218, doi: 10.1016/j.jsames.2021.103218.
- Almeida, V.V., Janasi, V.A., Heaman, L.M., Shaulis, B.J., Hollanda, M.H.B.M., Renne, P.R., 2018, Contemporaneous alkaline and tholeiitic magmatism in the Ponta Grossa Arch Paraná-Etendeka Magmatic Province: constraints from U-Pb zircon/baddeleyite and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phlogopite dating of the José Fernandes Gabbro and mafic dike: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (accepted), v. 355, p. 55-65, doi: 10.1016/j.volgeores.2017.01.018.
- Baksi, A., 2018, Paraná flood basalt volcanism primarily limited to ~1Myr beginning at 135Ma: New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for rocks from Rio Grande do Sul, and critical evaluation of published radiometric data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 355, p. 66-77, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.02.016.
- Baksi, A.K., 2003, Critical evaluation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Central Atlantic Magmatic Province: Timing, duration and possible migration of magmatic centers: Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, v. 136, p. 77-90, doi: 10.1029/136GM05.
- Baksi, K.A., Archibald, D.A., 1997, Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 151, p. 139- 153, doi: 10.1016/S0012-821X(97)81844-4.
- Barros, M.A.S., Mizusaki, A.M.P., Weska, R.K., Borba, A.W., Chemale Jr.F., Costa E.C., 2006, Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil): *Pesquisas em Geociências*. v. 33, no. 2, p. 71 – 77, doi: 10.22456/1807-9806.19515.
- Belém, J., 2014, Geoquímica, Geocronologia e contexto geotectônico do magmatismo máfico associado ao feixe de fraturas Colatina, Estado do Espírito Santo [Tese de Doutorado]: Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 134 p.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Stolfi, D., 1984, Low-Pressure Evolution of Basalt Sills from Bore-Holes in the Paraná Basin, Brazil: *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 33, p. 25-47, doi: /10.1007/BF01082300.
- Bellieni, G., Macedo, M.H.F., Petrini, R., Piccirillo, E.M., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., De Min, A., 1992, Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim): K/Ar age, palaeomagnetism, petrology and Sr/1bNd isotope characteristics: *Chemical Geology*, v. 97(1-2), p. 9–32, doi:10.1016/0009-2541(92)90133-p.

- Bellieni, G., Piccirillo, E.M., Cavazzini, G., Petrini, R., Comin-Chiaramonti, P., Nardy, A.J.R., Civetta, L., Melfi, A.J., Zantedeschi, P., 1990, Low- and high TiO₂, Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-brazil): K–Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high TiO₂ flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil): *Neues Jahrbuch. Mineralogischer Abhandlungen*, v. 162, p. 1–33.
- Bennio, L., et al., 2003, The tholeiitic dyke swarm of the Arraial do Cabo peninsula (SE Brazil): 39 Ar/40 Ar ages, petrogenesis, and regional significance: *Journal of South American Sciences*, v. 16, n. 2, p. 163–176, doi: 10.1016/s0895-9811(03)00030-0.
- Bensalah, M.K., Youbi, N., Mahmoudi, A., Bertrand, H., Mata, J., El Hachimi, H., Madeira, J., Martins, L., Marzoli, A., Bellon, H., Medina, F., Karroum, M., Karroum, L.A., Ben Abbou, M., 2011, The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanic sequences of Berrechid and Doukkala basins (Western Meseta, Morocco): volcanology and geochemistry: *Comunicações Geológicas* v. 98, p. 15–27.
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., García-Duarte, R., Sempere, T., 2014, The Central Atlantic Magmatic Province extends into Bolivia: *Lithos*, v. 188, p. 33–43, doi: 10.1016/j.lithos.2013.10.019.
- Bialas, R.W., Buck, W.R., & Qin, R., 2010. How much magma is required to rift a continent?: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 292, p. 68–78, doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.021.
- Buck W.R., 2006, The role of magma in the development of the Afro-Arabian rift system. In: Yirgu G., Ebinger C.J., Maguire P.K.H. (Eds). *The Afar Volcanic Province within the East African Rift System: Geological Society, London, Special Publications*, v. 259, p. 43–54, doi: 10.1144/GSL.SP.2006.259.01.05.
- Burke, K., Dewey, J.F., 1973, Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks: *The Journal of Geology* v. 1, p. 406–433, doi: 10.1086/627882.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W., 1990, Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 99, p. 79–93.
- Castro D.L., Oliveira, D.C., Hollanda, M.H.B.M., 2018, Geostatistical interplay between geophysical and geochemical data: mapping litho-structural assemblages of Mesozoic igneous activities in the Parnaíba Basin (NE Brazil): *Surveys in Geophysics* 39:683–713, doi: 10.1007/s10712-018- 9463-5.
- Coltice N., Phillips, B.R., Bertrand, H., Ricard, Y., Rey, P., 2007, Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents: *Geology*, v. 35, p. 391–394.
- Coltice, N., Herve, B., Rey, P., Jourdan, F., Phillips, B.R., Ricard, Y., 2009, Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean. *Gondwana Research*, v. 15, p. 254–266, doi: 10.1016/j.gr.2008.10.001.
- Cordani, U.G., Vadoros P., 1967, Basaltic rocks of the Paraná basin, In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, J.D., *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, p. 207–231.

- Corval, A., 2005, Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro [Dissertação de Mestrado]: UERJ, 92 p.
- Corval, A., 2009, Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da Porção Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar [Tese de doutorado]: Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brazil, p. 189.
- Corval, A., Valente, S., Duarte, B.P., Famelli, N., Zanon, M., 2008, Dados Petrológicos Preliminares dos diabásios dos setores centro-norte e nordeste do Enxame de Diques da Serra Do Mar: *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro, v. 22, p. 159-177.
- Costa, J., Vasconcellos, E.M.G., Barros, C., Cury, L.F., Juk, K.F.V., 2012, Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, no. 4, p. 754-771, doi: 10.5327/Z0375-75362012000400008.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, P., Taponier, P., Besse, J., 1999, On causal links between flood basalts and continental breakup: *Earth Planetary Science Letters* v. 166, p. 177-195, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00282-9.
- Coutinho, J.M.V., 2008, Dyke swarms of the Paraná triple junction, Southern Brazil. *Geologia USP: Série Científica*, v. 8, no. 2, p. 29–52, doi: 10.5327/Z1519-874X2008000200003.
- Davies, J.H.F.L., Marzoli, A., Bertrand, H. et al., 2021, Zircon petrochronology in large igneous provinces reveals upper crustal contamination processes: new U–Pb ages, Hf and O isotopes, and trace elements from the Central Atlantic magmatic province (CAMP): *Contributions to Mineralogy Petrology*, v. 176, no. 9, doi: 10.1007/s00410-020-01765-2.
- Davies, J.H.F.L., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Ernesto, M., Schaltegger, U., 2017, End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nature Communications*, doi: 10.1038/ NCOMMS15596.
- De Min, A., Callegaro, S., Marzoli, A., Nardy, A.J., Chiaradia, M., Marques, L.S., Gabbarrini, I., 2018, Insights into the petrogenesis of low- and high-Ti basalts: Stratigraphy and geochemistry of four lava sequences from the central Paraná basin: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 355, p. 232–252, doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.08.009.
- De Min, A., Piccirillo, E.M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P.R., Ernesto, M., Marques, L.S., 2003, The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, geochemistry, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: Hames, W., McHone, G., Renne, P.R., Ruppel, C., (eds), *The Central Atlantic magmatic province: Insights from fragments of Pangaea*: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, v. 136, p. 91–128, doi: 10.1029/136GM06.
- Deckart, K., Féraud, G., Marques, L.S., Bertrand, H., 1998, New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 80, p. 67–83, doi: 10.1016/S0377-0273(97)00038-3.
- Deer, W.A., Howie, R.A.. And Zussman, J., *An introduction to the rock forming minerals* (segunda edição), London, Longman Group Limited, 1992. 689p.

- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189-202, doi: 10.1016/0012-821X(81)90153-9.
- Dickin, A.P., 1997, *Radiogenic Isotope Geology* (segunda edição), Cambridge University Press, Cambridge, p. 490, doi: 10.1017/CBO9781139165150.
- Ernesto, M., Bellieni, G., Piccirillo, E.M., Marques, L.S., de Min, A., Pacca, I.G., Martins, G., Macedo, J.W.P., 2003, Paleomagnetic and geochemical constraints on the timing and duration of the CAMP activity in northeastern Brazil. In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: American Geophysical Union Monograph Series*, v. 136, p. 129–149, doi: 10.1029/136GM07.
- Ernst, R.E., 2014, *Large Igneous Province*, Cambridge Un Press: United Kingdom, 653p, doi: 10.1016/B978-0-12-409548-9.11329-6, doi: 10.1016/B978-0-12-409548-9.11329-6.
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., 2004, Dyke (dike) swarm. In Goudie, A.S. (primeira edição), *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, p. 305.
- Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E.B., & Wilson, L., 1995, Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus: *Earth Science Reviews*, v. 39, p. 1–58, doi: 10.1016/0012-8252(95)00017-5.
- Ersoy, E., Helvacı, C., 2010, FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing: *Computers & Geosciences*, v. 36, p. 383-390, doi: 10.1016/j.cageo.2009.06.007.
- Ewart, A., Milner, S.C., Armstrong, R.A., Duncan, A.R., 1998a, Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Parana-Etendeka CFB: *Journal of Petrology*, v. 39, p. 191–225, doi: 10.1093/petroj/39.2.191.
- Ewart, A., Milner, S.C., Armstrong, R.A., Duncan, A.R., 1998b, Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: voluminous quartz latite volcanism of the Awahab magma system: *Journal of Petrology*, v. 39, p. 227–253, doi: 10.1093/petroj/39.2.227.
- Fahrig W.F., 1987, The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin. In: Halls H.C. & Fahrig W.F. (Eds). *Mafic Dyke Swarms: Geological Association of Canada, Special Paper*, v. 34, p. 331-348.
- Florisbal, L.M., Heaman, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.D., 2014, Tectonic significance of the Florianópolis dyke swarm, Paraná-Etendeka Magmatic Province: a reappraisal based on precise U-Pb dating: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 289, p. 140-150, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.11.007.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Marteleto, N.S., 2018, Geological, geochemical and isotope diversity of ~ 134 Ma dykes from the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná Magmatic Province: Geodynamic controls on petrogenesis: *Journal of*

Volcanology and Geothermal Research, v. 355, p. 181–203, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.08.002.

Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Heaman, L.M., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2011, O enxame de diques de Florianópolis na região de Garopaba, SC: Idade U-Pb TIMS em Badeleíta e relação com o vulcanismo Serra Geral: 5º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Resumos.

Fodor, R.V., Corwin, C., Sial, A.N., 1985, Crustal signatures in the Serra Geral flood-basalt province, southern Brazil: O-and Sr-isotope evidence: *Geology*, v. 13, no. 11, p. 763-765, doi: 10.1130/0091-7613(1985)13<763:CSITSG>2.0.CO;2.

Fodor, R.V., Sial, A.N., Mukasa, S.B., Mckee, E.H., 1990, Petrology. isotope characteristics and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 555–567, doi: 10.1007/BF00306664.

Gomes, A.S., Vasconcelos, P.M., 2021, Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province: *Earth-Science Reviews*, v. 220, 103716, doi:10.1016/j.earscirev.2021.103716.

Gomes, A.S., Vasconcelos, P.M., Carmo, I.O., 2021, Quantifying the effects of alteration and acid treatment for whole-rock basalt $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: *Chemical Geology*, v. 560, 119998, doi: 10.1016/j.chemgeo.2020.119998.

Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P., Valeriano, C., Almeida, J., Teixeira, W., Filho, A., 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: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 371-382, doi: 10.1016/j.jsames.2004.11.008.

Guedes, E.G., Heilbron, M., Valeriano, C.M., 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: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 67, p. 11–24, doi: 10.1016/j.jsames.2016.01.004.

Hall, A., 1996, *Igneous Petrology* (segunda edição) Harlow: Longman Science & Technology

Halls, H.C., 1982, The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes: *Geoscience of Canada*, v. 9, p. 145-154.

Hamilton, P.J., O’Nions, R.K., Bridgwater, D., and Nutman, A., 1983, Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth’s early history: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, p. 263–272, doi:10.1016/0012-821X(83)90089-4.

Hart, S.R., 1984, A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle: *Nature*, v. 309, p. 753–757, doi:10.1038/309753a0.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M.S.M., Peate, D., Regelous, M., Rogers, N., 1992, Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic, In: Storey B., Alabaster A., Pankhurst R. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up: Geological Society Special Publication*, v. 68, p. 221-240, doi: 10.1144/GSL.SP.1992.068.01.14.

Herz, N., 1977, Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkaline rocks: *Geological Society America Bulletin*, v. 88, no. 1, p. 101–112, doi: 10.1130/0016-7606(1977)88<101:TOSITS>2.0.CO;2.

Hill, R.I., 1991, Starting plumes and continental break-up: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 398–416.

Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Macedo Filho, A.A., Fossen, H., Ernst, R.E., Castro, D.L., Oliveira, A.L., 2019, The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP), In: Srivastava, R.K., Ernst, R.E., Peng, P. (Eds.), *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*: Springer Singapore, Singapore, p. 87–110, doi: 10.1007/978-981-13-1666-1.

Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Oliveira, D.C., Jardim de Sá, E.F., 2006, Lithosphere–asthenosphere interaction and the origin of cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr–Nd–Pb isotopic evidence: *Lithos*, v. 86, p. 34–49, doi: 10.1016/j.lithos.2005.04.004.

Holmes, A., 1944, *Principles of Physical Geology* (primeira edição), Edinburgh, Thomas Nelson & Sons Ltd., 580p.

Holmes, A., 1965, *Principles of Physical Geology* (segunda edição), Thomas Nelson & Sons Ltd., London and Edinburgh, 1287p.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523–547, doi: 10.1139/e71-055.

Janasi, V.A., 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 and Planetary Science Letters*, v. 302, no. 1–2, p. 147–153, doi: 10.1016/j.epsl.2010.12.005.

Janousšek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006, Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit): *Journal of Petrology*, v. 47, p. 1255–1259, doi:10.1093/petrology/egl013.

Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., et al., 2009, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of CAMP in North America: implications for the Triassic–Jurassic boundary and the 40 K decay constant bias: *Lithos*, v. 110, p. 167–180, doi: 10.1016/j.lithos.2008.12.011.

King, S.D., Ritsema, J., 2000, African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons: *Science* (New York, N.Y.), v. 290, p. 1137–40, doi: 10.1126/science.290.5494.1137.

Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2004, The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 228, p. 143–160, doi: 10.1016/j.epsl.2004.09.022.

Koppers, A.A.P., 2002, ArArCALC - software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Computers & Geosciences*, 28, p. 605–619, doi: 10.1016/S0098-3004(01)00095-4.

Kuiper, K.F., Hilgen, F., Krijgsman, W., Wijbrans, J.R., 2003, An Astronomically Dated Standard in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology?: AGU Fall Meeting Abstracts.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, no. 3, p. 745-750, doi: 10.1093/petrology/27.3.745.

Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006, A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, no. 17, p. 4507–4512, doi: 10.1016/j.gca.2006.06.1563.

Magnavita, L.P., 1992, Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil [Tese de Doutorado]: University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, 525 p.

Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., Souza, M.A.D., Civetta, L., Atalla, M., Innocenti, F., 1985, Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (southern Brazil): *Journal of Petrology*, v. 26, p. 187-209, doi: 10.1093/petrology/26.1.187.

Marques L.S., De Min A., Rocha-Júnior E.R.V., Babinski M., Bellieni G., Figueiredo A. M.G., 2018, Elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Florianópolis Dyke Swarm (Paraná Magmatic Province): crustal contamination and mantle source constraints: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 355, p. 149–164, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.07.005

Marques, L.S., 2001, Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná. 2001. [Tese livre docência]: Instituto Astronômico, Geofísico e de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 86 p.

Marques, L.S., Babinski, M. & Ruiz, I.R., 2003, Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results: IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica, Short Papers, Salvador, Brasil, p. 605-608.

Marques, L.S., Dupré, B., Piccirillo, E.M., 1999. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry: *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 439–458, doi: 10.1016/S0264-3707(99)00020-4.

Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., Jourdan, F., 2018, The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review. Doi: 10.1007/978-3-319-68009-5_4.

Marzoli, A., Jourdan, F., Bussy, F., Chiaradia, M., Costa, F., 2014, Petrogenesis of tholeiitic basalts from the Central Atlantic magmatic province as revealed by mineral major and trace elements and Sr isotopes: *Lithos*, v. 188, p. 44–59, doi: 10.1016/j.lithos.2013.09.013.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., DeMin, A., 1999, Extensive 200 million years old continental flood basalts from the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v. 248, no. 5414, p. 616–618, doi: 10.1126/science.284.5414.616.

May, P.R., 1971, Pattern of Triassic–Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of the predrift positions of the continents: *Geological Society of American Bulletin*, v. 82, no. 5, p. 1285–1292, doi: 10.1130/0016-7606(1971)82[1285:POTDDA]2.0.CO;2.

McDougall, I., Harrison, T.M., 1988, *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, Oxford University Press, New York, 212 pp.

McDougall, I., Harrison, T.M., 1999, *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*, (segunda edição): Oxford University Press, New York.

McHone, J.G., 1988, Tectonic and paleostress patterns of Mesozoic intrusions in eastern North America. In: Manspeizer W. (Ed.), *Triassic–Jurassic Rifting: continental breakup and the origins of the Atlantic Ocean and passive margins*: Elsevier, New York, p. 607–620, 10.1016/B978-0-444-42903-2.50030-0.

McHone, J.G., 2000, Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean: *Tectonophysics*, v. 316, p. 287–296.

McHone, J.G., Anderson, D.L., Beutel, E.K., Fialko, Y.A., 2005, Giant dikes, rifts, flood basalts and plate tectonics: a contention of mantle models, In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., (eds) *Plates, plumes and paradigms*: Geological Society of America Special Publications, v. 388, p. 401–420.

Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, J.R., 1988, Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin. In: Piccirillo E.M., Melfi A.J., (Eds.), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin*: Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 1–13.

Mendes, R.S., Caxito, F., Neves, M., Dantas, E., Júnior, E., Queiroga, G., 2019, 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 Research*, v. 340, p. 105344, doi: 10.1016/j.precamres.2019.105344.

Mendes, R.S., Neves, M.A., Medeiros, Júnior, E.B., 2017, Aspectos litoestruturais de diques máficos no sul do estado do Espírito Santo: *Mapeamento Geológico e Geologia Regional*, v. 2, no. 4, p. 61–79.

Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., Ernesto, M., 2011, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil): *Lithos*, v. 122, p. 137–151, doi:10.1016/j.lithos.2010.12.010.

Milner, S.C., Le Roex, A.P., O'Connor, J.M., 1995, Age of Mesozoic igneous rocks in northwest Namibia and the relationship to continental breakup: *Journal of Geological Society of London* v. 151, p. 97–104, doi: 10.1144/gsjgs.152.1.0097.

Miloski, P., Mendes, J., Almeida, C., Valente, S., Medeiros, S., 2019, Petrogenesis of continental flood basalts in eastern Parnaíba basin, Brazil: A singular sill occurrence with low- and high-TiO₂ tholeiites: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 94, doi: 10.1016/j.jsames.2019.05.008.

Misusaki, A.M.P., 1991, Resultados de datações radiométricas pelo método K/Ar: PETROBRAS. CENPES, Comunicação Técnica SETEC No. 004/91, 4 p.

Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Césero, P., 2002, Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil: *Journal South American Earth Sciences*, v. 15, p. 183–198, doi: 10.1016/S0895-9811(02)00014-7.

Mocitaiba, L.S.R., de Castro, D.L., Oliveira, D.C., 2017, Cartografia geofísica regional do magmatismo mesozoico na Bacia do Parnaíba: *Geologia USP Série Científica*, v. 17, no.2, p.169–192, doi: 10.11606/issn.2316-9095.v17-455.

Montes-Lauar, C.R., Pacca, I.G., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Petrine, R., Rizzieri, R., 1994, The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 128, p. 357–71, doi: 10.1016/0012-821X(94)90156-2.

Ngonge E.D., Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Oliveira, D.C., 2016b, Petrogenesis of alkaline rocks of the macau volcanic field, northeastern brazil: *Lithos*, v. 266, doi: 10.1016/j.lithos.2016.10.008.

Ngonge, E.D., Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., 2013, Plagioclase crystal size distribution in some tholeiitic mafic dykes in Cabo Frio-Buzios, Rio de Janeiro, Brazil: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 255, p. 26–42, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.01.009.

Ngonge, E.D., Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Oliveira, D.C., Vasconcelos, P.M.P., Muñoz, P.R.M., 2016a, Petrology of continental tholeiitic magmas forming a 350-km-long Mesozoic dike swarm in NE Brazil: constraints of geochemical and isotopic data: *Lithos*, v. 258–259, p. 228–252, doi: 10.1016/j.lithos.2016.04.008.

Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., et al., 2007, Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 244, p. 326–344, doi: 10.1016/j.palaeo.2006.06.034.

Novais, L.C.C., Teixeira, L.B., Neves, M.T., Rodarte, J.B.M., Almeida, J.C.H., Valeriano, C.M., 2004, Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 12, no. 1, p. 191–194.

Oliveira, A.L., Hollanda, M.H.B.M., Siqueira, R., Macêdo Filho, A.A., 2021, Using a ‘speedy’ unspiked K–Ar methodology to investigate age patterns in giant mafic dyke swarms: *Geological Society, London, Special Publications*, V. 518, doi: 10.1144/SP518-2020-250.

Oliveira, A.L., Pimentel, M., Fuck, R., Oliveira, D., 2018, Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: Correlations and associations with large igneous provinces: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472, no. SP472.5, doi: 10.1144/SP472.21.

Pearce, J., Ernst, R., Peate, D., Rogers, C., 2021, LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record: *Lithos*, v. 392-393, no. 106068, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106068.

Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230–249.

Pearce, J.A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, v. 100, p. 14–48, doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Peate, D.W., 1997, The Paraná-Etendeka Province. Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism, p. 217-245, doi: 10.1029/GM100p0217.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., 1996, Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil: *Chemical Geology*, v. 127, p. 1–24, doi: 10.1016/0009-2541(95)00086-0.

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. *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 119–139, doi: 10.1007/BF00301125.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Rogers, N.W., Turner, S.P., 1999, Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná Flood Basalt Province and implications for the nature of ‘Dupal’-type mantle in the South Atlantic region: *Journal of Petrology*, v. 40 (3), p. 451–473, doi: 10.1093/petroj/ 40.3.451.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Shukowsky, W., 1990, Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America: *Geology*, v. 18, no. 12, p. 1223–1226. doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<1223:MPAFBS>2.3.CO;2.

Pessano, P., Ganade, C., Tupinambá, M., Teixeira, W., 2020, Updated map of the mafic dike swarms of Brazil based on airborne geophysical data: *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2020.103076.

Petrini, R., Civetta, L., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A.J., 1987, Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr–Nd isotope and geochemical evidence: *Journal of Petrology*, v. 28, no. 4, p. 701-726, doi: 10.1093/petrology/28.4.701.

Phillips, D., Matchan, E.L., 2013, Ultra-high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for Fish Canyon Tuff and Alder Creek Rhyolite sanidine: new dating standards required?: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 121, p. 229–239, doi: 10.1016/j.gca.2013.07.003.

Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., De Min, A., 1990, Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): *Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics: Chemical Geology*, v. 89, no. 1-2, p. 19-48, doi: 10.1016/0009-2541(90)90058-F.

- Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., Pinese, J.P.P., Zantadeschi, P., DeMin, A., 1990, Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): petrology, Sr–Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics: *Chemical Geology*, 89 (1–2), p. 19–48.
- Piccirillo, E.M., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L.S., Nardy, A.J.R., Pacca, I.G., Rosenberg, A., Stofa D., 1988, Continental Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: McDougall, J.D., (Ed.), *Continental Flood Basalts*, p. 195–238p, doi: 10.1007/978-94-015-7805-9_6.
- Piccirillo, E.M., Raposo, M.I.B., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Cordani, U., Kawashita, K., 1987, Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K–Ar ages, Srisotopes and geochemistry: *Geochimica Brasiliensis*, v. 1, no. 1, p. 55–69, doi: 10.21715/gb.v1i1.3.
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A., Orestes S.J., McNaughton, N.J., Wildner, W., 2011. Zircon U–Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135Ma: *Chemical Geology*, v. 281, p. 93–102, doi: 10.1016/j.chemgeo.2010.11.031.
- Raposo, M.I.B., 1997, Magnetic fabric and its significance in the Florianopolis dyke swarm, southern Brazil: *Geophysical Journal International*, v. 131, p. 159–170, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb00602.x.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M., 1995, Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 87, p. 183–196, doi: 10.1016/0031-9201(94)02970-M.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Renne, P.R., 1998, Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 108, p. 275–290, doi: 10.1016/S0031-9201(98)00102-2.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., Piccirillo, E., 1996, Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Parana flood volcanism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 199–211, doi: 10.1016/0012-821X(96)00155-0.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M., Perrin, M., 1992, The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic–Cretaceous boundary: *Science*, v. 258, p. 975–979, doi: 10.1126/science.258.5084.975.
- Renne, P.R., et al., 2009, Data reporting norms for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: *Quaternary Geochronology*, v. 4, p. 346–352, doi: 10.1016/j.quageo.2009.06.005.
- Rickwood, P.C., 1990, The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions, In: Parker, J., Rickwood, P.C., Tucker, D.H., (Eds.), *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Rotterdam, Balkema, p.81–100.
- Rocha, B.C., Davies, J. H.F.L., Janasi, V.A., Schaltegger, U., Nardy, A.J.R., Greber, N.D., Lucchetti, A.C.F., Polo, L.A., 2020, Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event: *Geology*, v. 48, no. 12, p. 1174–1178, doi: 10.1130/G47766.1.

Rocha-Campos, A.C., Cordani, U.G., Kawashita, K., Sonoki, H.M., Sonoki, I.K., 1988, Age of the Paraná flood volcanism, In: Piccirillo, E.M., Melfi, A.J., (Eds), The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects: Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. p.25-46.

Ruppell, C., 1995, Extensional processes in continental lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 24187–24215, doi: 10.1029/95JB02955.

Santos, C.A., Accioly, A.C.A., Oliveira, R.G., Alcântara, V., 2019, Petrografia e significado tectônico de diques de diabásio aptianos na região de Garanhuns (PE), Província Borborema: XI Simpósio Sul-Brasileiro de geologia, Bento Gonçalves, Resumos.

Şengör, A.M.C., Burke, K., 1978, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, v. 5, no. 6, p. 419-421, doi: 10.1029/GL005i006p00419.

Şengör, A.M.C., Natal'in, B.A., 2001, Rifts of the world. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L., (eds.), *Mantle Plumes: Their Identification through Time*, Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 352, p. 389–482, doi: 10.1130/SPE352.

Silva, J.N. da, Ferrari, P.G., 1976, Projeto Espírito Santo. Belo Horizonte: DNPM.CPRM. Relatório técnico (DGM 2596), p. 408.

Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.-J., Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., 2007, Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil): *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2149-2185, doi: 10.1093/petrology/egm055.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry: *Earth Planetary Science Letters*, v. 36, no. 3, p. 359–362.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, M.J., *Magmatism in the ocean basins*, Londres: Geological Society Special Publication, v. 42, p. 313-345.

Texeira, L.B., Rodarte, J.B.M., 2003, Datações de diques de diabásios na faixa Colatina. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. MB, Relatório Interno, p. 58, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Thiede, D., Vasconcelos, P.M., 2010, Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results: *Geology*, v. 38, no. 8, p. 747–750, doi: 10.1130/G30919.1.

Valente, S.C., 1997, Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil [Tese de Doutorado]: The Queen's University of Belfast, inédita, 366 p.

Valente, S.C., Dutra, T., Heilbron, M., Corval, A., Szatmari, P., 2009, Litogeoquímica de diques de diabásio da faixa Colatina, ES: *Geochimica Brasiliensis*, v. 23, no. 2, p. 177-192.

White, R.S., McKenzie, D.M., 1995, Mantle plumes and flood basalts: *Journal of Geophysical Research* v. 100B9, p. 17543-17585.

White, R.S., McKenzie, D.P., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7685-7729, doi: 10.1029/JB094iB06p07685.

Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*, Springer, 466p.

Zheng, Y.-F., 2019, Subduction zone geochemistry: *Geoscience Frontiers*, v. 10, p. 1223-1254, doi: 10.1016/j.gsf.2019.02.003.

Zindler, A., Hart, S.R., 1986, Chemical Geodynamics 2. Mantle chemical heterogeneity: a matter of scale: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 14, p. 493–571, doi:10.1146/annurev.ea.14.050186.002425.

APÊNDICE A – Geoquímica de rocha total de elementos maiores.

Analito			SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
Unidades			(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Nº LCT	Grupo	Amostra												
10722	BT1	DBA-01	51,20	13,90	12,90	0,17	6,38	10,10	2,51	0,67	1,24	0,18	0,83	100,08
10727	BT1	DSE-03	51,50	15,00	12,90	0,18	4,98	9,63	2,88	1,05	1,43	0,21	0,45	100,21
10728	BT1	DAL-01	51,60	14,10	13,30	0,19	5,49	9,56	2,73	1,04	1,38	0,21	0,23	99,83
10734	BT1	DPE-03	52,20	13,60	13,70	0,19	5,33	9,13	2,50	1,17	1,33	0,16	0,26	99,57
RA/10734	BT1	DPE-03	52,00	13,50	13,70	0,19	5,26	9,13	2,45	1,16	1,33	0,16	0,37	99,25
10738	BT1	DPE-07	50,90	14,00	13,20	0,19	5,82	9,83	2,47	0,92	1,33	0,18	0,39	99,23
10724	BT2	DBA-03	53,20	15,20	12,70	0,18	3,76	8,33	2,98	1,40	1,52	0,27	0,41	99,95
10725	BT2	DSE-01	52,00	15,10	13,70	0,20	3,66	8,36	3,05	1,29	1,75	0,27	0,44	99,82
10726	BT2	DSE-02	54,30	16,10	11,60	0,16	2,52	7,29	3,47	1,77	1,49	0,41	0,82	99,93
10729	BT2	DAL-02	52,30	15,90	12,20	0,16	3,64	8,86	3,09	1,22	1,42	0,24	0,19	99,22
10730	BT2	DAL-03	53,50	16,80	11,10	0,15	2,82	7,91	3,41	1,72	1,32	0,29	0,43	99,45
10731	BT2	DAL-04	54,90	15,00	12,70	0,18	2,33	6,83	3,36	1,60	1,55	0,40	0,48	99,33
10732	BT2	DPE-01	53,10	15,60	12,80	0,17	2,83	7,55	3,78	1,54	1,61	0,31	0,60	99,89
10733	BT2	DPE-02	52,60	15,60	13,10	0,18	3,36	8,17	3,06	1,29	1,62	0,26	0,40	99,64
10735	BT2	DPE-04	53,00	15,50	12,70	0,18	2,61	7,70	3,22	1,46	1,63	0,32	0,78	99,10
10736	BT2	DPE-05	52,20	15,50	12,90	0,18	2,95	8,07	3,11	1,39	1,63	0,29	0,79	99,01
10737	BT2	DPE-06	52,70	16,10	11,30	0,17	3,42	8,85	3,19	1,23	1,25	0,24	0,53	98,98
MR/21_5	MR	GBW 07105 - Referência	44,60	13,80	13,40	0,17	7,77	8,81	3,38	2,32	-	0,95	-	95,20
MR/21_5	MR	GBW 07105 - Analisado	44,50	13,80	13,30	0,17	7,73	8,78	3,39	2,30	2,36	0,94	na	97,27
*RA - replicata de análise			*MR - material de referência											
*RP - replicata de preparação			*na - não analisado											

APÊNDICE B – Geoquímica de rocha total de elementos traços.

ANEXO D - Química de Rocha total de elementos traços														
	Método	LF100	LF100	LF100	LF100	AQ200	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	
	Analito	Cs	Rb	Ba	Sr	Pb	Th	U	Zr	Hf	Ta	Y	Nb	
	Unidade	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	
	MDL	0,1	0,1	1	0,5	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Grupo	Amostra													
	BT1	DBA-01	1,50	23,60	313,00	357,00	3,60	2,50	0,70	128,80	3,00	0,70	30,80	10,90
	BT1	DSE-03	1,40	29,90	334,00	302,20	3,10	3,30	0,70	144,30	3,80	0,80	28,40	12,80
	BT1	DAL-01	1,10	31,50	318,00	300,60	2,40	3,10	0,70	143,60	3,90	0,80	28,70	12,50
	BT1	DPE-03	2,70	53,60	614,00	230,00	1,70	3,50	0,90	134,60	3,50	0,60	28,40	9,90
	BT1	DPE-07	2,60	35,40	340,00	338,60	6,20	2,70	0,70	140,40	3,70	0,70	29,70	11,40
	BT2	DBA-03	1,20	43,30	464,00	311,10	2,90	4,50	1,10	193,20	4,90	1,20	35,40	17,00
	BT2	DSE-01	1,20	38,90	464,00	320,30	2,60	4,00	1,00	192,50	4,70	1,10	35,20	18,00
	BT2	DSE-02	0,70	54,70	596,00	369,20	5,00	5,70	1,10	255,40	6,50	1,30	42,90	22,60
	BT2	DAL-02	1,10	37,10	524,00	369,70	2,90	3,70	1,00	170,30	4,10	0,90	31,80	14,30
	BT2	DAL-03	1,40	57,90	491,00	387,10	4,10	5,00	0,90	203,90	5,10	1,20	35,30	17,60
	BT2	DAL-04	1,50	47,60	645,00	327,40	6,70	6,20	1,50	272,00	6,40	1,30	49,10	23,70
	BT2	DPE-01	1,90	46,40	499,00	408,10	4,60	4,60	1,30	209,70	4,90	1,10	39,00	18,40
	BT2	DPE-02	1,80	39,70	588,00	348,40	2,70	4,20	0,90	183,40	4,40	1,00	34,40	15,80
	BT2	DPE-04	0,60	41,70	516,00	356,10	4,10	4,80	1,00	221,60	5,10	1,30	39,20	21,20
	BT2	DPE-05	0,70	36,50	437,00	374,60	4,90	3,60	0,90	169,40	4,10	1,00	32,20	15,00
	BT2	DPE-06	0,90	40,40	517,00	340,50	3,50	4,30	0,90	203,60	4,90	1,10	37,50	18,20
	DP	DPE-02	1,80	39,70	588,00	348,40	2,70	4,20	0,90	183,40	4,40	1,00	34,40	15,80
	DP	DPE-02	1,60	41,10	582,00	355,10		4,30	1,10	183,90	4,70	1,10	34,50	16,10
	DP	DPE-05	0,70	36,50	437,00	374,60	4,90	3,60	0,90	169,40	4,10	1,00	32,20	15,00
	DP	DPE-05					5,00							
	MR	STD SO-19	4,30	19,80	466,00	313,70		12,60	18,80	113,60	3,10	4,70	35,30	69,90
	MR	STD SO-19	4,60	21,10	492,00	333,40		13,60	19,90	121,70	3,50	4,70	37,40	74,60
	MR	STD DS11					136,90							
	MR	STD OREAS262					54,90							
	MR	BLK	<0.1	0,10	<1	<0.5	<0.1	<0.2	<0.1	0,70	<0.1	<0.1	<0.1	0,10

*MR - material de referência

*DP - Duplicata

	Método	AQ200	LF100	LF100	LF100	LF100	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	LF100
	Analito	Ni	Co	V	W	Ga	Zn	Cu	Mo	Cu	Pb	Zn	La
	Unidade	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
	MDL	0,1	0,2	8	0,5	0,5	1	0,1	0,1	0,1	0,1	1	0,1
Grupo	Amostra												
BT1	DBA-01	53,10	62,40	347,00	131,30	19,20	39,00	144,20	1,60	144,20	3,60	39,00	22,40
BT1	DSE-03	31,10	57,30	339,00	190,40	20,00	63,00	127,90	0,70	127,90	3,10	63,00	20,10
BT1	DAL-01	32,60	57,00	347,00	148,70	19,10	62,00	138,60	0,70	138,60	2,40	62,00	21,30
BT1	DPE-03	26,90	52,40	354,00	79,60	18,10	44,00	134,60	0,50	134,60	1,70	44,00	18,50
BT1	DPE-07	35,70	101,00	334,00	177,20	17,30	83,00	138,80	0,60	138,80	6,20	83,00	20,00
BT2	DBA-03	25,40	69,50	300,00	236,50	21,40	67,00	96,80	1,20	96,80	2,90	67,00	27,80
BT2	DSE-01	15,90	58,40	329,00	193,80	21,90	80,00	102,80	1,00	102,80	2,60	80,00	27,50
BT2	DSE-02	13,10	37,50	185,00	101,60	22,70	79,00	73,40	1,10	73,40	5,00	79,00	37,20
BT2	DAL-02	20,20	55,10	309,00	212,20	20,40	64,00	131,00	0,70	131,00	2,90	64,00	24,30
BT2	DAL-03	14,70	45,20	218,00	159,90	20,60	51,00	75,70	0,80	75,70	4,10	51,00	29,30
BT2	DAL-04	8,30	41,10	169,00	142,50	21,30	90,00	41,60	1,10	41,60	6,70	90,00	39,70
BT2	DPE-01	13,20	53,00	270,00	232,60	21,60	69,00	88,00	0,80	88,00	4,60	69,00	31,10
BT2	DPE-02	14,20	45,90	324,00	113,70	20,00	77,00	125,70	0,80	125,70	2,70	77,00	25,90
BT2	DPE-04	13,60	52,30	237,00	198,10	20,20	77,00	69,40	1,00	69,40	4,10	77,00	31,50
BT2	DPE-05	15,70	44,80	221,00	166,10	19,20	65,00	78,30	0,70	78,30	4,90	65,00	24,80
BT2	DPE-06	12,40	52,10	295,00	217,40	21,70	77,00	95,20	1,00	95,20	3,50	77,00	29,20
DP	DPE-02	14,20	45,90	324,00	113,70	20,00	77,00	125,70	0,80	125,70	2,70	77,00	25,90
DP	DPE-02		46,80	317,00	115,90	20,70							26,80
DP	DPE-05	15,70	44,80	221,00	166,10	19,20	65,00	78,30	0,70	78,30	4,90	65,00	24,80
DP	DPE-05	15,80					64,00	77,90	0,70	77,90	5,00	64,00	
MR	STD SO-19		22,50	158,00	9,50	15,40							68,80
MR	STD SO-19		25,90	169,00	10,20	17,00							74,50
MR	STD DS11	83,30					342,00	150,70	16,00	150,70	136,90	342,00	
MR	STD OREAS262	66,30					150,00	116,80	0,60	116,80	54,90	150,00	
MR	BLK	<0.1	<0.2	<8	<0.5	<0.5							<0.1
MR	BLK						<1	0,10	<0.1	0,10	<0.1	<1	
*MR - material de referência			*DP - Duplicata										

	Método	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100	LF100
	Analito	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
	Unidade	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
	MDL	0,1	0,02	0,3	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05
Grupo	Amostra												
BT1	DBA-01	44,90	5,34	22,70	5,05	1,53	5,90	0,90	5,52	1,16	3,06	0,46	2,79
BT1	DSE-03	44,00	5,24	21,50	4,86	1,49	5,35	0,83	5,16	1,03	3,07	0,42	2,81
BT1	DAL-01	43,40	5,31	21,90	5,04	1,49	5,22	0,85	5,26	1,10	3,28	0,43	2,81
BT1	DPE-03	37,90	4,65	19,70	4,65	1,32	5,22	0,82	5,08	1,04	3,17	0,44	2,83
BT1	DPE-07	40,80	4,90	20,20	4,82	1,41	5,28	0,84	4,98	1,05	3,14	0,41	2,55
BT2	DBA-03	57,30	7,07	28,80	6,35	1,81	6,64	1,05	6,15	1,34	3,89	0,52	3,56
BT2	DSE-01	57,30	6,98	28,00	6,35	1,90	6,60	1,08	6,40	1,33	3,85	0,51	3,41
BT2	DSE-02	77,10	9,35	36,60	7,88	2,39	8,39	1,27	7,66	1,62	4,59	0,65	4,10
BT2	DAL-02	50,00	6,03	24,50	5,66	1,66	5,96	0,93	5,44	1,17	3,31	0,44	3,11
BT2	DAL-03	62,20	7,22	29,70	6,27	1,97	6,76	1,07	6,22	1,33	3,86	0,53	3,49
BT2	DAL-04	83,30	9,88	40,90	8,87	2,42	9,27	1,46	8,76	1,80	5,28	0,73	4,57
BT2	DPE-01	64,70	7,64	30,70	6,72	2,05	7,25	1,12	6,74	1,41	4,09	0,56	3,69
BT2	DPE-02	52,40	6,48	26,60	5,85	1,75	6,54	1,02	6,18	1,32	3,71	0,50	3,25
BT2	DPE-04	66,40	8,06	33,80	7,05	2,15	7,54	1,20	7,22	1,49	4,44	0,59	3,87
BT2	DPE-05	49,80	6,18	25,30	5,64	1,76	5,90	0,95	5,58	1,20	3,59	0,47	2,98
BT2	DPE-06	59,40	7,16	28,70	6,23	1,97	6,86	1,10	6,56	1,36	3,98	0,53	3,58
DP	DPE-02	52,40	6,48	26,60	5,85	1,75	6,54	1,02	6,18	1,32	3,71	0,50	3,25
DP	DPE-02	55,70	6,64	27,00	6,19	1,87	6,60	1,03	6,24	1,28	3,69	0,52	3,34
DP	DPE-05	49,80	6,18	25,30	5,64	1,76	5,90	0,95	5,58	1,20	3,59	0,47	2,98
DP	DPE-05												
MR	STD SO-19	154,60	18,75	71,80	12,70	3,63	10,20	1,34	7,17	1,33	3,67	0,51	3,34
MR	STD SO-19	165,40	20,15	78,50	14,03	3,78	11,25	1,42	7,49	1,46	3,91	0,55	3,70
MR	STD DS11												
MR	STD OREAS262												
MR	BLK	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05
MR	BLK												
*MR - material de referência		*DP - Duplicata											

	Método	LF100	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200
	Analito	Lu	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
	Unidade	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPB	PPM	PPM	PPM
	MDL	0,01	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,01	0,1	0,5
Grupo	Amostra										
BT1	DBA-01	0,43	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT1	DSE-03	0,41	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1,30	<0.01	<0.1	<0.5
BT1	DAL-01	0,43	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1,20	<0.01	0,10	<0.5
BT1	DPE-03	0,41	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,80	<0.01	<0.1	<0.5
BT1	DPE-07	0,40	<0.5	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	1,80	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DBA-03	0,52	0,60	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DSE-01	0,52	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DSE-02	0,59	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DAL-02	0,45	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DAL-03	0,51	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DAL-04	0,70	0,60	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DPE-01	0,52	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DPE-02	0,50	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DPE-04	0,60	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DPE-05	0,46	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
BT2	DPE-06	0,54	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
DP	DPE-02	0,50	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
DP	DPE-02	0,50									
DP	DPE-05	0,46	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
DP	DPE-05		<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,70	<0.01	<0.1	<0.5
MR	STD SO-19	0,50									
MR	STD SO-19	0,53									
MR	STD DS11		43,70	2,30	7,50	11,80	1,70	64,70	0,28	5,00	2,20
MR	STD OREAS262		34,40	0,60	2,50	1,00	0,50	59,90	0,16	0,50	<0.5
MR	BLK	<0.01									
MR	BLK		<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
*MR - material de referência			*DP - Duplicata								

APÊNDICE C – Dados isotópicos de Sr, Nd e Pb.

Grupo	Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SD	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SD	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SD
BT1	DBA-01	0,708391	0,000021	0,512269	0,000005	-7,21	18,527	0,018	15,706	0,014	39,528	0,0410
BT1	DSE-03	0,707939	0,000006	0,512307	0,000005	-6,45	18,460	0,017	15,647	0,016	38,755	0,0400
BT1	DAL-01	0,707901	0,000004	0,512314	0,000004	-6,31	18,473	0,012	15,650	0,012	38,753	0,0360
BT1	DPE-03	0,709734	0,000004	0,512343	0,000005	-5,76	18,785	0,010	15,671	0,008	38,871	0,0220
BT1	DPE-07	0,710890	0,000008	0,512296	0,000005	-6,66	18,375	0,007	15,658	0,008	39,033	0,0247
BT2	DBA-03	0,708043	0,000007	0,512294	0,000005	-6,70	18,430	0,006	15,652	0,006	38,784	0,0180
BT2	DSE-01	0,708451	0,000007	0,512288	0,000004	-6,83	18,382	0,018	15,620	0,013	38,654	0,0310
BT2	DSE-02	0,708193	0,000011	0,512292	0,000004	-6,75	18,550	0,013	15,651	0,011	38,922	0,0280
BT2	DAL-02	0,707922	0,000007	0,512305	0,000004	-6,50	18,448	0,007	15,645	0,006	38,749	0,0160
BT2	DAL-03	0,708366	0,000007	0,512301	0,000004	-6,57	18,465	0,016	15,628	0,017	38,766	0,0490
BT2	DAL-04	0,708011	0,000012	0,512301	0,000004	-6,58	18,502	0,020	15,659	0,017	38,816	0,0490
BT2	DPE-01	0,708422	0,000008	0,512308	0,000005	-6,44	18,444	0,012	15,627	0,014	38,693	0,0470
BT2	DPE-02	0,708399	0,000009	0,512309	0,000005	-6,42	18,394	0,010	15,627	0,010	38,678	0,0290
BT2	DPE-04	0,709059	0,000013	0,512305	0,000004	-6,49	18,360	0,005	15,631	0,002	38,706	0,0048
BT2	DPE-05	0,708976	0,000006	0,512306	0,000006	-6,48	18,361	0,007	15,640	0,006	38,726	0,0197
BT2	DPE-06	0,708549	0,000004	0,512305	0,000005	-6,50	18,410	0,006	15,637	0,005	38,707	0,0125
Padrão	BCR2	0,705052	0,000006	0,512296	0,000005	-6,66	18,766	0,022	15,625	0,018	38,763	0,047

Notas (Sr): As análises de Sr foram efetuadas no Espectrômetro de Massas por Termoionização (TIMS) - Thermo Triton; Erro 2s - Erro padrão 2 Sigmas absoluto (número médio de medidas = 100); As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizadas para o valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$; Branco de Sr durante a análise = 106 pg; Valor médio para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS-987 entre fevereiro/2020 e janeiro/2021 = $0,710272 \pm 0,000010$.

Notas (Nd): As análises de Nd foram efetuadas no Espectrômetro de Massas ICP-MS Thermo-Neptune; As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (medidas como Nd+) foram normalizadas para os valores de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (De Paolo, 1981) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512103$ do padrão JNdi-1 (média laboratorial dos últimos 12 meses); O parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ corresponde ao valor atual ($t = 0$) e é calculado segundo a equação: $= \{ [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}/0,512638] - 1 \} \cdot 10^4$, onde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$ (Hamilton et al., 1983); Branco de Nd durante a análise = 126 pg; Valor médio do dia para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do padrão JNdi-1 = $0,512100 \pm 0,000005$ ($n = 16$).

Notas (Pb): As análises de Pb foram efetuadas no Espectrômetro de Massas de Termoionização (TIMS) - Finnigan MAT 262; As razões isotópicas foram corrigidas para fracionamento de massa de 0,12%/u.m.a (razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) e 0,13%/u.m.a (razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$); Erro 2SD - Desvio padrão 2 Sigma (número médio de medidas = 60); Branco total durante a análise = 27 pg; Valor médio das razões isotópicas do padrão NBS-981 entre janeiro/2020 e dezembro/2020: valor $\pm$ desvio padrão (1s): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,891 \pm 0,006$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,429 \pm 0,006$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,505 \pm 0,018$.

APÊNDICE D - Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos para a amostra DBA-03.

N	LASER (W)	^{40}Ar (moles)	^{40}Ar (10^{-15} A)	$\pm 1\sigma_{40}$ (%)	^{39}Ar (10^{-15} A)	$\pm 1\sigma_{39}$ (%)	^{38}Ar (10^{-15} A)	$\pm 1\sigma_{38}$ (%)	^{37}Ar (10^{-15} A)	$\pm 1\sigma_{37}$ (%)	^{36}Ar (10^{-15} A)	$\pm 1\sigma_{36}$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Idade (Ma)	$\pm 2\sigma$	K/Ca	$\pm 2\sigma$
A	0,2	3,487E+02	53,55	0,171	0,11660	43,277	0,1683	49,355	0,21169	31,706	0,989	1,692	15,36	459,84	1441,0	881,02	0,237	0,254
B	0,4	5,019E+02	106,19	0,074	2,09509	2,029	0,2008	47,175	9,25779	0,563	1,328	0,417	21,16	50,84	228,6	11,56	0,097	0,006
C	0,6	5,113E+02	248,42	0,082	7,42777	0,760	0,0777	108,590	43,51999	0,346	0,892	1,527	48,58	33,58	154,2	5,40	0,073	0,003
D	0,9	4,960E+02	342,17	0,063	11,05909	0,469	0,3839	5,165	74,78234	0,380	0,535	2,993	68,99	31,09	143,1	4,07	0,063	0,003
E	1,2	3,404E+02	250,21	0,081	8,01246	0,529	0,0753	56,814	52,87961	0,398	0,316	4,059	73,52	31,37	144,4	4,51	0,065	0,003
F	1,5	3,579E+02	263,31	0,061	8,35750	0,683	0,0622	112,439	37,09664	0,654	0,327	5,708	73,57	31,60	145,4	6,22	0,097	0,004
G	1,8	3,876E+02	281,31	0,081	9,19511	0,358	0,1003	55,315	34,89747	0,392	0,365	3,823	72,59	30,67	141,3	4,16	0,113	0,005
H	2,1	4,108E+02	282,04	0,114	8,82610	0,334	0,0860	51,846	34,33538	0,392	0,440	1,229	68,66	32,04	147,4	1,95	0,110	0,005
I	2,4	3,736E+02	244,14	0,075	7,69937	0,425	0,1411	35,845	38,51204	0,411	0,444	2,114	65,34	31,82	146,4	3,47	0,086	0,004
J	2,8	3,362E+02	195,39	0,079	6,90068	0,491	0,1397	45,689	47,72207	0,526	0,485	1,757	58,11	28,45	131,4	3,56	0,062	0,003
K	3,2	6,539E+02	452,16	0,072	14,32832	0,136	0,4393	4,502	125,56589	0,376	0,709	2,284	69,15	31,75	146,1	3,05	0,049	0,002
L	3,6	4,892E+02	334,30	0,079	10,93877	0,124	0,1864	25,086	78,12580	0,538	0,540	1,635	68,34	30,71	141,5	2,21	0,060	0,002
M	4,0	4,250E+02	276,49	0,083	9,30267	0,240	0,3822	6,794	74,70640	0,410	0,517	1,485	65,06	29,89	137,8	2,33	0,053	0,002
N	4,5	2,222E+02	148,76	0,073	4,74050	0,271	0,1127	44,957	56,67858	0,435	0,261	2,999	66,96	31,64	145,6	4,48	0,036	0,001
O	5,0	3,663E+02	220,22	0,085	7,00662	0,270	0,1235	39,041	49,27646	0,570	0,502	1,726	60,12	31,58	145,4	3,41	0,061	0,003
P	5,0	6,409E+01	55,97	0,110	1,41578	1,623	0,0290	146,637	17,81969	0,508	0,032	68,529	87,33	39,88	181,7	40,73	0,034	0,002
J: 0.00265000 $\pm$ 0.00001000		Total Fusion Age: 147.73 $\pm$ 1,63 (Ma)				Plateau Age (steps C-J): 145.79 $\pm$ 1.89 Ma												
Interfering isotope production ratios		Decay constants (Steiger and Jäger, 1977)				Atmospheric argon ratios												
$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K$		0.000730 $\pm$ 0.000092				^{40}K 5.530 $\pm$ 0.048 E-10 a ⁻¹				$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$ 298.50 $\pm$ 0.60 Lee et al. (2006)								
$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K$		0.000730 $\pm$ 0.000092				^{39}Ar 2.940 $\pm$ 0.016 E-07 h ⁻¹				$(^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$ 0.1869 $\pm$ 0.0015								
$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{Ca}$		0.000695 $\pm$ 0.000009				^{37}Ar 8.230 $\pm$ 0.012 E-04 h ⁻¹												
$(^{38}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{Ca}$		0.000020 $\pm$ 0.000001				^{36}Cl 2.257 $\pm$ 0.015 E-06 a ⁻¹												
$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{Ca}$		0.000265 $\pm$ 0.000002				$^{40}\text{K}(\text{EC}, \beta^+)$ 3.310 $\pm$ 0.040 gs ⁻¹												
$(^{36}\text{Cl}/^{38}\text{Cl})_{Cl}$		262.80 $\pm$ 1.7				$^{40}\text{K}(\beta^-)$ 28.270 $\pm$ 0.050 gs ⁻¹												