



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências-IGD

Programa de Pós-graduação em Geologia- PPGG-UnB

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 503

**Isótopos de Nd e a Arquitetura do Arcabouço
Tectônico de um Sistema Orogênico Confinado:
Domínios Litosféricos do Orógeno Araçuaí**

 **Universidade de Brasília**

Instituto de Geociências-IGD

Programa de Pós-graduação em Geologia- PPGG-UnB

**Isótopos Nd e a Arquitetura do Arcabouço Tectônico de um Sistema Orogênico
Confinado: Domínios Litosféricos do Orógeno Araçuai**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 503

Ana Clara Legora Woitech Hecksher

Matrícula 19/0123257

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Elton Luiz Dantas

Banca examinadora: Reinhardt Adolfo Fuck;

Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Dissertação de Mestrado Nº 503

-Brasília, DF - 2023-

Li Legora Woitech Hecksher, Ana Clara
 Isótopos de Nd e a Arquitetura do Arcabouço Tectônico de
 um Sistema Orogênico Confinado: Domínios Litosféricos do
 Orógeno Araçuaí / Ana Clara Legora Woitech Hecksher;
 orientador Elton Luiz Dantas. -- Brasília, 2023.
 60 p.

 Dissertação (Mestrado em Geologia) -- Universidade de
 Brasília, 2023.

 1. Orógeno Confinado. 2. Mapeamento Isotópico. 3. Idade
 Modelo TDM. 4. Aerogeofísica. 5. Orógeno Araçuaí. I.
 Dantas, Elton Luiz, orient. II. Título.

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador Elton Dantas, que sempre me incentivou e me inspirou, principalmente nos momentos em que eu mesma já não me sentia emocionalmente preparada para continuar.

Agradeço à Eliza Peixoto por me ajudar no processo para entrar nesta jornada, e também por me ajudar a finalizá-la.

Agradeço aos meus amigos pelas ajudas no trabalho e pelas palavras, ao Danilo por não economizar energia para me apoiar, e à minha família por tudo.

Deixo aqui registrado que cursar o mestrado durante a pandemia foi a experiência mais desestabilizadora que enfrentei, por isso, agradeço à minha psicóloga Luisa.

Sou grata à escalada por me ensinar a estar presente em cada momento e viver os processos.

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

Resumo

Este estudo apresenta o resultado de mapeamento isotópico, usando a metodologia Sm-Nd e a integração com dados geofísicos do Orógeno Araçuaí e sua relação com o Cráton do São Francisco. As duas técnicas foram combinadas a fim de delimitar diferentes domínios litosféricos que registram todos os eventos relacionados a diferentes momentos da história evolutiva do arcabouço tectônico de sistema orogênico neoproterozóico que foi desenvolvido bordejando um cráton estável desde o Paleoproterozóico.

O estudo isotópico foi feito a partir dos padrões estabelecidos pela interpretação de 320 análises Sm-Nd de idade modelo TDM Nd e pelos valores de ENd (t). A integração dos padrões estruturais observados em mapas geofísicos, aeromagnéticos e gamaespectrométricos, com o mapeamento isotópico, permite definir a paleogeografia de diferentes blocos crustais organizados em domínios tectônicos que refletem a junção de duas placas litosféricas de idades contrastantes. A identificação dos limites entre as placas litosféricas é bem marcada no mapa de anomalias Bouguer e nos produtos gerados neste estudo, com distintas assinaturas isotópicas e radiométricas.

Antiga litosfera continental é caracterizada por rochas com idade modelo TDM Nd entre 3,0 e 2,2 Ga, e valores de ENd (t) variando de -30 a -20, correspondendo às unidades representativas do Cráton do São Francisco. O relevo magnético desse bloco é caracterizado por altos valores (> 0.1 nt).

Uma zona de transição de 100 Km de largura, com fragmentos de rochas paleoproterozóicas envolvidas na deformação brasileira, mas preservando assinatura isotópica da antiga litosfera, pode refletir fragmentos do cráton que foram desmembrados e separados em blocos crustais individuais. Dentro destes blocos os valores de ENd (t) ficam em torno de -20 e a idade modelo TDM em torno de 2,2 Ga. O principal limite deste bloco crustal com o orógeno é a zona de cisalhamento Abre Campo. A fragmentação da antiga litosfera continental deixa registro na forma de magmatismo intracontinental toniano, em torno de 900-750 Ma, e bacias precursoras do sistema orogênico, com assinaturas isotópicas distintas. Nessa fase ocorre afinamento crustal na litosfera e o soergimento do manto astenosférico, devido ao quebraamento dos antigos blocos continentais, essa litosfera é caracterizada por idade modelo TDM Nd próximo variando de 1,8 até 1,2 Ga e valores de ENd (t) próximos a zero e pouco negativos até -5 em média.

A inversão dos processos de oceanização e o início de tectônica compressiva relacionada a processos de subducção em 860 Ma até 490 Ma é caracterizada pela formação de sistema de arcos magmáticos acrescionários e colisionais. Fragmentos dispersos de arco toniano com assinatura juvenil são pouco preservados, sendo que o maior volume de magmatismo relacionado à colisão do arco-continente apresenta rochas com idade modelo TDM Nd entre 2,0 e 1,4 Ga, e valores de ENd (t) de -9 e -7, sugerindo a participação do manto subcontinental litosférico (SCLM) como a principal fonte mantélica da geração de uma variedade do magmatismo e intenso plutonismo na região.

A litosfera jovem neoproterozóica, com valores de idade modelo TDM Nd de 1,0 Ga e valores positivos (+5), requer a abertura de oceano jovem, que deixa resquícios na forma de corpos ultramáficos e ofiolitos. O alinhamento dos corpos ultramáficos, com assinatura isotópica positiva e fortes anomalias magnéticas, delimita os domínios das paleo-litosferas e marca a posição geográfica da zona de sutura entre diferentes litosferas, jovem e antiga.

Existe uma variação da assinatura isotópica, com valores específicos para cada suíte magmática descrita na Faixa Araçuaí, desde G1 até G5, sugerindo a interação de fontes antigas paleoproterozóicas com intenso retrabalhamento crustal e fontes jovens juvenis neoproterozóicas, que refletem a existência de distintas litosferas e sendo a profundidade em que o magma é gerado o principal fator que define a assinatura isotópica das fontes do magmatismo do sistema orogênico.

Os grandes lineamentos identificados nos mapas geofísicos são interpretados como zonas de cisalhamento dúcteis, sendo responsáveis pelos limites dos domínios litosféricos e de diferentes blocos crustais, que se encontram deslocados de sua posição original.

Eventos tafrogênicos de épocas diferentes são representados por enxames de diques desenvolvidos em limites de blocos crustais e refletem a litosfera que intrudem, herdando a assinatura isotópica de cada uma delas.

Palavras-chave: Orógeno Confinado; Mapeamento Isotópico; Idade Modelo TDM; Neodímio; Epsilon Neodímio; Aeromagnetometria; Aerogamaespectrometria; Anomalia Bouguer; Orógeno Araçuaí

Abstract

This study presents the result of isotopic mapping using the Sm-Nd methodology integrated with geophysical data from the Araçuaí Orogen and its relationship with the São Francisco Craton. The two techniques were combined in order to delimit different lithospheric domains, which record events related to different moments in the evolutionary history of the tectonic framework of a Neoproterozoic orogenic system that was developed bordering a stable craton since the Paleoproterozoic.

The isotope study was carried out based on the standards established by the interpretation of 320 Sm-Nd analyses and TDM Nd model age and ENd(t) values. The integration of structural patterns observed in geophysical, aeromagnetometric and aerogammaspectrometric maps with isotopic mapping allows to define the paleogeography of different crustal blocks organized into tectonic domains that reflect the junction of two lithospheric plates of contrasting ages. The identification of boundaries between lithospheric domains is well marked in the Bouguer anomaly map and in the products generated in this study, with distinct isotopic and radiometric signatures.

Former continental lithosphere is characterized by rocks with TDM Nd model ages between 3,0 and 2,2 Ga, and ENd (t) values ranging from -30 to -20 and corresponds to the representative units of the São Francisco Craton. The magnetic relief of this block is characterized by high values (> 0.1 nt).

A 100 km wide transition zone with fragments of Paleoproterozoic rocks involved in the Brasiliano deformation, but preserving isotopic signature of the ancient lithosphere, may reflect pieces of a craton that have been dismembered and separated into individual crustal blocks. Within each block, the ENd (t) values are around -20 and the TDM Nd model ages around 2,2 Ga. The main boundary of the Jequitinhonha crustal block and the orogen is the Abre Campo shear zone. The fragmentation of the ancient continental lithosphere leaves a record in the form of Tonian intracontinental magmatism, around 900-750 Ma, and precursor basins of the orogenic system, with distinct isotopic signatures. In this phase there is a crustal thinning in the lithosphere and the uplift of the asthenospheric mantle, due to the breakup of the old continental blocks, which is characterized by a near TDM Nd model age ranging from 1,8 to 1,2 Ga and ENd (t) values close to zero and slightly negative up to -5 on average.

The inversion of oceanization processes and the beginning of compressive tectonics related to subduction processes at 860 Ma to 490 Ma, is characterized by the formation of a system of accretionary and collisional magmatic arcs. Dispersed fragments of the Tonian juvenile arc with a juvenile signature are poorly preserved, and the largest volume of magmatism related to the arc-continent collision displays rocks with model TDM Nd ages ranging between 2,0 and 1,4 Ga, and ENd (t) values between -9 and -7, suggesting the participation of the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) as the main mantle source of the generation of a variety of magmatism and intense plutonism in the region.

The young Neoproterozoic lithosphere, with TDM Nd model age values of 1,0 Ga and positive ENd(t) values (+5), requires the opening of a young ocean, which leaves remnants in the form of ultramafic bodies and ophiolites. The alignment of ultramafic bodies with positive isotopic signature and strong magnetic anomalies, delimits the domains of paleo-lithospheres, and marks the geographic position of the suture zone between different lithospheres, young and old.

There is a variation in the isotopic signature, with specific values for each magmatic suite described for the Araçuaí Belt, from G1 to G5, suggesting the interaction of ancient Paleoproterozoic sources with intense crustal reworking and young Neoproterozoic sources, which reflect the existence of distinct lithospheres. The depth in which the magma is generated is the main factor that defines the isotopic signature of the magmatism sources of the orogenic system.

The large lineaments identified in geophysical maps are interpreted as ductile shear zones, and correspond to the limits of lithospheric domains and different crustal blocks, which are displaced from their original position.

Taphrogenic events at different times are represented by swarms of dykes developed at crustal block boundaries, reflecting the lithosphere they intrude, inheriting the depth isotopic signature of each of them.

Keywords: Confined Orogen; Isotopic Mapping; TDM Model Age; Neodymium; Epsilon Neodymium; Aeromagnetometry; Aerogammaspectrometry; Bouguer anomaly; Araçuaí orogen

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa geológico simplificado englobando os orógenos Araçuaí e Ribeira Setentrional, modificado de Silva et al. (2011) e Alkmim et al. (2017).

6

Figura 2: Mapas da área com divisões baseadas na combinação das principais estruturas, com os limites geofísicos e um conjunto de dados isotópicos. A: Composição Ternária; B: CMA; C: Relevo sombreado, no qual as linhas brancas contínuas representam as estruturas superficiais da área. Linhas brancas tracejadas: divisão de litosferas e zona de sutura. Linhas pretas: domínios litosféricos.

13

Figura 3: Mapa de Anomalia Bouguer da área de pesquisa, obtido através da plataforma digital do Serviço Geológico do Brasil, SBG-CPRM. Linhas brancas tracejadas: divisão de paleolitosferas e zona de sutura. Linhas pretas: domínios litosféricos.

14

Figura 4: A: Produto aeromagnético ASA da área de estudo; B: Mapa da região de pesquisa dividido em 10 domínios crustais (A-J) de acordo com os padrões estruturais e padrões isotópicos. Estruturas principais: L1: Lineamento Guaçuí; L2: Lineamento Vitória-Colatina; L3: Lineamento Batatal; L4: Lineamento Chapada Acauã; L5: Lineamento Itapebi; L6: Lineamento Minas Novas; L7: Lineamento Abre Campo; L8: Lineamento Além Paraíba. SFC: Cráton São Francisco.

16

Figura 5: Mapa de ENd (t) da área. A: Valores entre +2 e -7; B: Entre -7 e -9; C: Entre -9 e -13; D: De -16 a valores menores que -23. (Modificado de Silva et al., 2011 e Alkmim et al., 2017). BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

18

Figura 6: Mapa de idade modelo TDM Nd em Ga da área. A: Valores de 0,9 a 1,3; B: Entre 1,3 e 1,6; C: Entre 1,6 e 1,9; D: De 1,9 a valores maiores que 2,5. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

19

Figura 7: Gráficos de intensidade de amostras versus idade modelo TDM Nd (Ga) dos componentes geotectônicos.

21

Figura 8: A: Mapa aerogeofísico de concentração ppm de Th; B: Mapa de idades modelo TDM Nd de magmatismo do Núcleo Magmático, exceto das suítes G1 a G5. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

23

Figura 9: A: Mapa de idades modelo TDM Nd das suítes G1 a G5; B: Mapa de idades modelo TDM Nd das suítes G1 e G2; C: Mapa de idades modelo TDM Nd das suítes G3, G4 e G5; D: Mapa aerogeofísico de concentração ppm de U. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

25

Figura 10: Gráficos $ENd(t) \times TDM$ para as suítes magmáticas G1, G2, G3, G4 e G5 presentes na área de estudo e mostra a relação entre a alcalinidade e mudanças nos valores de $ENd(t)$. Cada grupo destacado nos gráficos apresenta no mínimo 4 amostras, para que tenha relevância para o trabalho.

26

Figura 11: A: Mapa de krigagem, intensidade dos valores TDM compilados neste trabalho; B: Mapa de krigagem, intensidade dos valores $ENd(t)$ compilados neste trabalho; C: Mapa de idades TDM Ga da área de estudo; D: Mapa de valores $ENd(t)$ utilizados na pesquisa. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

30

Lista de Siglas

cm: Centímetro

CPRM: Serviço Geológico do Brasil

CSF: Cráton São Francisco

D: Diques

DNPM: Departamento Nacional de Produção Mineral

dZ: Derivada vertical

E: Leste

E1: Evento tafrogênico 1

E2: Evento tafrogênico 2

E3: Evento tafrogênico 3

E4: Evento tafrogênico 4

E5: Evento tafrogênico 5

E6: Evento tafrogênico 6

ENd: Epsilon Neodímio

ENE: Leste-nordeste

ESE: Leste-sudeste

eTh: Equivalente de Tório

eU: Equivalente de Urânio

g: Grama

G1: Supersuíte Magmática

G2: Supersuíte Magmática

G3: Supersuíte Magmática

G4: Supersuíte Magmática

G5: Supersuíte Magmática

Ga: Bilhões de anos

GGM02: Grace Gravity Model 02

GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment

IGRF: International Geomagnetic Reference Field

K: Potássio

K%: Porcentagem de potássio

Km: Quilômetros

L: Lineamento

LEGGA: Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais

m: Metros

Ma: Milhões de anos

mGal: Miligal

N: Norte

NASA: Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço

Nd: Neodímio

NE: Nordeste

NW: Noroeste

Pb: Chumbo

ppm: Partes por milhão

S: Sul

SE: Sudeste

SFC: Cráton São Francisco

SGB: Serviço Geológico do Brasil

SHRIMP: Microsonda Iônica de Alta Resolução e de Alta Sensibilidade

Sm: Samário

SW: Sudoeste

t: Tempo

TDM: Idade modelo do manto depletado

Th: Tório

TTG: Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito

U: Urânio

UnB: Universidade de Brasília

W: Oeste

WNW: Oeste-nordeste

WSW: Oeste-sudoeste

Sumário

<u>Capítulo 1 – Introdução e Justificativa</u>	1
<u>Objetivos</u>	2
<u>Capítulo 2 – Artigo</u>	3
<u>Introduction</u>	4
<u>Tectonic regional context</u>	5
<u>Arcabouço Tectono-estratigráfico</u>	5
<u>Propostas de evolução tectônica</u>	10
<u>Methods</u>	11
<u>Results</u>	12
<u>Domínios Litosféricos</u>	12
<u>Mapeamento Isotópico da idade modelo TDM Nd do manto empobrecido</u>	16
<u>Integração dos dados de Geoquímica Isotópica e Geofísica</u>	26
<u>Discussion</u>	27
<u>O Evento colisional e Espessamento crustal</u>	31
<u>Orógeno Curvado</u>	32
<u>Zona de Sutura</u>	33
<u>Exumação e Fase Extensional</u>	33
<u>Conclusions</u>	34
<u>References</u>	37

Capítulo 1 – Introdução e Justificativa

A discussão a respeito da evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental aponta dois modelos antagônicos. O primeiro modelo, mais clássico e amplamente aceito, de Alkmim et al. (2006, 2007) e inúmeros outros autores, é de orógeno confinado e baseia-se na tectônica de abertura de um golfo parcialmente oceanizado, seguida por sequência de eventos tectônicos colisionais, com a aglutinação do Cráton Congo-São Francisco durante a Orogênese Brasileira, como um sistema quebra-nozes, com o processo de subducção da litosfera oceânica no sentido do Cráton do Congo. Este modelo utiliza análises majoritariamente qualitativas.

O modelo de orógeno intracontinental, defendido por Trompette (1994), Meira et al. (2015, 2019), Cavalcante et al. (2018), Fossen et al. (2017, 2020), Konopásek et al. (2019), entre outros, baseia-se em estimativas quantitativas estruturais e sugere que a condição termal do orógeno (quente) seria devido à liberação de calor radiogênico de rochas metassedimentares subductadas e ressurgência do manto ou à delaminação crustal. Este modelo interpreta as lascas ofiolíticas presentes no orógeno como representantes de magmatismo relacionado a fissuras profundas, ou de magmatismo relacionado a rifteamento que não evolui para crosta oceânica madura (Fossen et al., 2020). A evolução tectônica baseada em orógenos confinados (Pedrosa-Soares et al., 2003) representa meio-termo entre orógenos intracontinentais e intercontinentais. De acordo com Raimondo et al. (2010), dados deformacionais podem não ser capazes de diferenciar os orógenos colisionais e intracontinentais antigos e tampouco seria possível uma diferenciação majoritariamente deformacional entre um orógeno confinado e um orógeno intracontinental antigos. Logo, apenas é possível a compreensão da dinâmica de evolução do orógeno, utilizando uma abordagem integrada e multifacetada. Neste trabalho a contribuição para tal diferenciação contará com mapeamento isotópico e análise estrutural a partir de dados aerogeofísicos. Estudos recentes (Champion, 2013; Amara et al., 2017) abordam o mapeamento isotópico de litosferas no tempo e espaço para analisar as assinaturas isotópicas dos elementos crustais e seus principais blocos e colocar restrições sobre sua possível natureza e evolução crustal.

A presente dissertação aborda rochas do Orógeno Araçuaí e norte do Orógeno Ribeira, que contornam as margens do Cráton do São Francisco.

Objetivos

Nesta Dissertação de Mestrado propõe-se a caracterização geocronológica e aerogeofísica do Orógeno Araçuaí. O foco da pesquisa é identificar as fontes magmáticas dos diferentes domínios litosféricos e seus ambientes tectônicos, combinando análises de Sm-Nd com a interpretação de estruturas das imagens de aerogeofísica. Estudos anteriores (Alkmim et al., 2006, 2007; Pedrosa-Soares et al., 2001; Trompette, 1994; Meira et al., 2015, 2019; Cavalcante et al., 2018; Fossen et al., 2017, 2020; Konopásek et al., 2019) apontam para duas possíveis evoluções tectônicas diferentes para o Orógeno Araçuaí.

Este estudo tem como objetivo contribuir para a discussão a respeito do Orógeno Araçuaí, oferecendo: (i) nova interpretação dos dados aerogeofísicos, realçando os extensos lineamentos e os diferentes blocos crustais, correspondentes às grandes divisões do Orógeno Araçuaí; (ii) integração dos dados de Sm-Nd disponíveis na literatura com os dados obtidos em laboratório, a fim de definir e delimitar os blocos litosféricos; e (iii) interpretação e comparação dos dados gerados por esta pesquisa com os modelos tectônicos propostos para o Orógeno Araçuaí.

Capítulo 2 – Artigo

Nd isotopes and Tectonic Lithospheric Framework of a confined Orogenic System: The Aracuaí Belt

INTRODUCTION

Um sistema orogênico pode conter diversos fragmentos litosféricos e blocos crustais, cuja delimitação pode ser feita a partir de traçadores isotópicos, usados como ferramenta de mapeamento de diferentes fontes mantélicas, que permitem reconstruir complexas histórias evolutivas de paleocontinentes, bem como discriminar diferentes terrenos de distintas idades (Amara et al., 2017; Borg e DePaolo, 1994; Dufréchou et al., 2013; Murphy e Nance, 2002; Webb et al., 2020; Karaoğlan et al., 2013).

Nesse sentido, análises de isótopos de Nd são usadas em estudos de evolução tectônica, revelando a arquitetura crustal de sistemas orogênicos, que permite delimitar paleo-litosferas a partir do mapeamento isotópico de diferentes blocos geológicos e domínios tectônicos (Borg e DePaolo, 1994; Murphy e Nance, 2002; Wang et al., 2009; Wang et al., 2015; Webb et al., 2020). O mapeamento isotópico e geocronológico permite identificar fragmentos litosféricos que podem ser usados para a reconstrução de antigos supercontinentes, bem como a distribuição e a correlação de terrenos peri-gondwânicos ao longo de bordas de crátons (Murphy e Nance, 2002).

A geração de crosta continental e o crescimento crustal são baseados na assinatura isotópica Sm-Nd, que revela a fonte do magma de formação da rocha, além da idade aproximada em que o magma foi extraído do manto para a crosta. Rochas derivadas do manto superior depletado apresentam valores positivos de ENd (t), entre +5 e +10, e refletem fragmentos juvenis de extração do manto, enquanto rochas derivadas de crosta continental retrabalhada apresentam valores negativos, cujos valores médios de ENd (t) são -15. A variação desses valores depende do contexto e ambientes tectônicos em que o orógeno é formado (DePaolo e Wasserburg, 1978).

Em ambientes convergentes os valores variam de acordo com o tipo de crosta envolvida. Em sistemas de arcos de ilha, gerados a partir da convergência de duas

placas oceânicas, os valores de ENd (t) são essencialmente positivos (e.g. Pimentel e Fuck, 1994; Babinski et al., 1997). Em sistema de arcos em margem continental ativa, tipo andina, a interação entre as placas oceânica e continental resulta em valores variando entre -13 e +2 (e.g. Vallejo, 2004; Molina, 2003; Carmona e Pimentel, 2001). Um orógeno colisional, com convergência entre duas placas continentais, tipo himalaiana, resulta em valores ENd entre -15 e -25 (Mukherjee et al., 2019), sendo que, durante o processo de colisão, os valores de idade modelo TDM e ENd se tornam mais negativos com o passar do tempo (Champion, 2013).

Por sua vez, os orógenos relacionados a deformações intracontinentais apresentam idade modelo TDM constante e a diminuição dos valores de ENd (t), mas sempre negativos, uma vez que são caracterizados pelo intenso retrabalhamento da mesma crosta antiga, inclusive sem a participação de fonte magmática jovem. Exceções seriam a presença de plumas mantélicas ou processos de delaminação mantélica, que são identificados pela diminuição das idades modelo TDM e aumento dos valores de ENd (t), passando de valores negativos para valores condriticos (próximo a zero), ou para valores positivos, respectivamente, uma vez que haverá soerguimento e participação de novo manto astenosférico no sistema (Gutiérrez-Alonso et al., 2011).

Orógenos acrescionários com histórias complexas, envolvendo a entrada de material juvenil nas margens de antigos fragmentos de crosta continental, ou processo de afinamento crustal da antiga crosta, geram modelos com configurações tectônicas e assinaturas isotópicas distintas no tempo e no espaço (Champion, 2013). Neste caso, a distribuição geográfica da variação de valores ENd (t) e idades modelo TDM reflete as mudanças de geração de nova crosta continental juvenil e longo retrabalhamento da crosta pré-existente, de acordo com o desenvolvimento do orógeno. O mapeamento isotópico aplicado na identificação de fragmentos litosféricos ao longo de um limite de placas convergentes entre uma colisão arco-contidente e um movimento *strike-slip* revela mistura entre terrenos de diferentes fontes mantélicas, registrando a história evolutiva do orógeno (Webb et al., 2020).

Estruturas crustais profundas podem registrar variações entre diferentes paleo-litosferas, podendo ser discriminadas por meio de estudos aerogeofísicos (Parsons et al., 2006; Pinet et al., 2008; Pilkington and Keating, 2009; Dufrechou et al.,

2011), uma vez que cada domínio crustal ou fragmento litosférico deve ser caracterizado por assinatura magnética específica. Isso pode ser exemplificado em casos de estruturação de zonas de cisalhamento em limites de terrenos em sistemas orogênicos acrescionários (Dufrechou et al., 2013, 2015; Amaral et al., 2017).

O presente trabalho combina análises de geoquímica isotópica e aerogeofísica a fim de delimitar em superfície os diferentes blocos crustais e fragmentos litosféricos que compõem o orógeno neoproterozóico Araçuaí. São apresentadas 107 determinações inéditas obtidas pelo método Sm-Nd e compilados da literatura 213 dados existentes do Orógeno Araçuaí e adjacências (Dussin, 1994; Fischel, 1998; Kei Sato, 1998; Brueckner et al., 1999; Ragatky et al., 2000; Souza Martins, 2000; Novo et al., 2010; Tupinambá et al., 2012; Belém, 2014; Peixoto et al., 2017; Santiago, 2017; Santiago et al., 2020), incluindo a borda leste do Cráton do São Francisco, o Orógeno Araçuaí, o extremo sul da Faixa Brasília e o norte do Orógeno Ribeira, a fim de caracterizar a evolução tectônica do orógeno. Os resultados são discutidos à luz dos modelos sugeridos na literatura: (i) Orógeno confinado que passou pelos estágios de rift, drift, subducção e colisão (Alkmim et al., 2006, 2007; Pedrosa-Soares et al., 2001; entre outros); e (ii) Orógeno intracontinental quente devido à liberação de calor radiogênico de rochas metassedimentares subductadas e da ressurgência do manto, ou à delaminação crustal (Trompette, 1994; Meira et al., 2015, 2019; Cavalcante et al., 2018; Fossen et al., 2017, 2020; Konopásek et al., 2019).

TECTONIC REGIONAL CONTEXT

Arcabouço Tectono-estratigráfico

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental é um sistema orogênico brasileiro-panafricano (Almeida, 1997), desenvolvido do Neoproterozoico ao Cambriano (670 Ma – 490 Ma), delimitado pelo Cráton do São Francisco a oeste e a norte (Figura 1) e pelo Cráton do Congo a leste (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008, 2011b; Cordani et al. 2003; Alkmim et al. 2006, 2017). Aproximadamente na latitude 21° S, o sistema se funde com o sistema orogênico Ribeira, inflexionando da direção NNE para a direção NE (Figura 1) (Heilbron et al., 2000, 2010; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron e Machado, 2003).

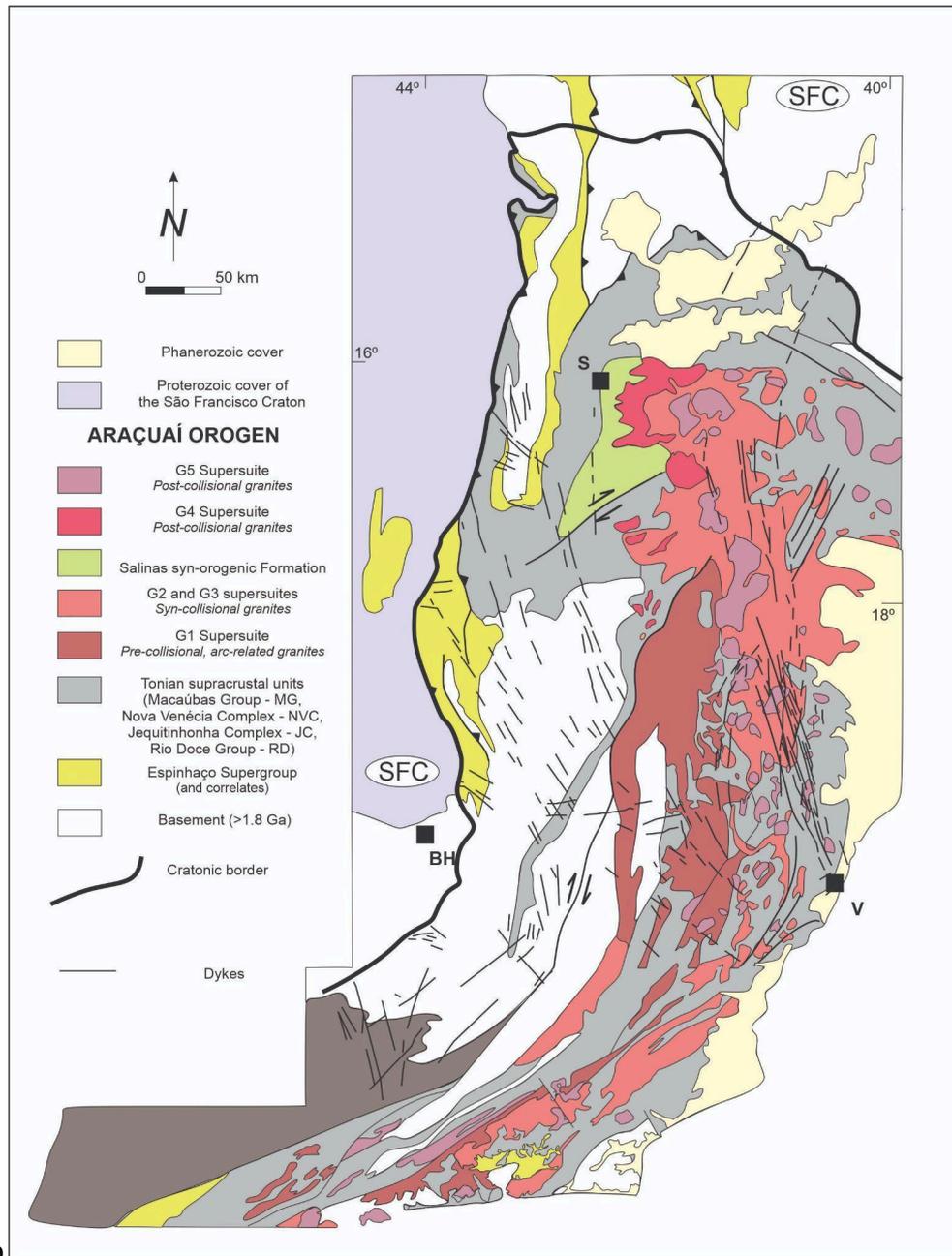


Figura 1: Mapa geológico simplificado englobando os orógenos Araçuaí e Ribeira setentrional, modificado de Silva et al. (2011) e Alkmim et al. (2017).

Em suma, os principais componentes litoestratigráficos do Orógeno Araçuaí, descritos a seguir, são (Figura 1): (a) seu embasamento cristalino, mais antigo do que 1,8 Ga; (b) o Supergrupo Espinhaço, depositado em uma sucessão de rifteamentos ensiálicos que ocorreram entre c. 1,75 Ga e 0,9 Ga; (c) o Grupo Macaúbas, que representa a bacia precursora do orógeno e se desenvolveu para margem passiva (e correlatos, como o Complexo Jequitinhonha); (d) a Formação Salinas, depositada em bacia sin-orogênica; (e) o Grupo Rio Doce, cuja sedimentação se deu em bacia de

antearco, (f) o Complexo Nova Venécia, representante da bacia de retro-arco; (g) e, por fim, as supersuítas G1-G5, que representam o magmatismo pré- a pós-colisional do sistema.

O embasamento do Orógeno Araçuaí (Figura 1) é composto pelos complexos Guanhães, Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira, Pocrane e Juiz de Fora (Noce et al., 2007). Os complexos Guanhães, Gouveia e Porteirinha representam frações do núcleo arqueano-paleoproterozoico do embasamento do CSF meridional, e incluem gnaisses e migmatitos TTG, corpos graníticos, faixas metavulcanossedimentares e sequências do tipo *greenstone belt* (Noce et al., 2007). Os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, de idade Riacciana, são separados pela Zona de Cisalhamento Abre Campo, uma extensa descontinuidade estrutural que se estende por mais de 300 Km norte-sul, interpretada como sutura paleoproterozoica retrabalhada durante a Orogenia Brasileira (Haralyi e Hasui, 1982; Alkmim et al., 2006). O Complexo Juiz de Fora é considerado um arco oceânico juvenil paleoproterozoico, retrabalhado pela Orogenia Brasileira e compreende uma faixa de rochas granulíticas de composições variadas, como ortognaisses e metabasitos com paragêneses da fácies granulito, além de intercalações metassedimentares (Heilbron, 1993, 1995; Noce et al., 2007; Degler et al., 2018; Cutts & Lana, 2019). Por sua vez, o Complexo Mantiqueira é um fragmento crustal arqueano a paleoproterozoico, composto predominantemente por suítas cálcio-alcalinas de biotita-anfibólio ortognaisse tonalítico a granítico, além de uma porção menor de rochas basálticas (Duarte et al., 2004) e de xenólitos de rochas supracrustais cálcio-silicáticas e quartzito (Figueiredo & Teixeira, 1996). O Complexo Pocrane consiste em ortognaisses, com intercalações de orto-anfibolitos e rochas metassedimentares e é contemporâneo ao Complexo Juiz de Fora (Novo, 2013; Degler et al., 2018).

O Supergrupo Espinhaço é constituído por sequências rifte-sinéclise paleo-mesoproterozoicas, cuja deposição se deu entre 1,75 Ga e c. 0,9 Ga (Dussin & Dussin, 1995; Chemale et al., 2012; Santos et al., 2013, 2015). É composto por quartzitos, pelitos, conglomerados, rochas vulcânicas e menor parcela de carbonatos, deformados e metamorfizados na fácies xisto-verde durante a Orogenia Brasileira (Alkmim et al., 2006, 2007; Knauer, 2007; Chemale et al., 2012; Uhlein et al., 1998; Alkmim et al., 2017).

O Grupo Macaúbas, interpretado como representativo de bacia preenchida por sucessões glaciomarinhas (Uhlein et al., 1999, 2007; Kuchenbecker et al., 2015), é a unidade estratigráfica que representa os eventos de sucessões de riftes e margem passiva ocorridos entre Toniano e Criogeniano na borda do Cráton do São Francisco, estando metamorfizados sob as fácies xisto verde a anfíbolito (Uhlein et al., 1999; Pedrosa-Soares et al., 2007; Kuchenbecker et al., 2015). O Grupo Macaúbas é composto por: (a) uma sequência basal, pré-glacial; (b) uma sequência intermediária, glacial; e (c) uma sequência superior, pós-glacial, incluindo sedimentos de margem passiva (Kuchenbecker et al., 2015; Alkmim et al., 2017). Esta última (Formação Ribeirão da Folha), em específico, foi depositada no final do Criogeniano e contém rochas metamáficas e metaultramáficas com assinaturas de magmas de fundo oceânico e rochas pelágicas a metassedimentares oceânicas, interpretadas como unidades superiores da estratigrafia de ofiolitos (Queiroga et al., 2006; Amaral et al., 2020). O plagiogranito da sequência ofiolítica registra idade U-Pb (SHRIMP) de 645 ± 10 Ma (Pedrosa-Soares et al., 2000, 2001; Queiroga et al., 2006; Amaral et al., 2020).

O Complexo Jequitinhonha engloba rochas metassedimentares correlatas ao Grupo Macaúbas, como paragneisses aluminosos a peraluminosos, silimanita-grafita gnaiss, quartzito e lentes de rochas calcissilicáticas, metamorfizados com variados graus de migmatização (Pedrosa-Soares et al., 2001; Sampaio et al., 2004; Gonçalves-Dias et al., 2011, 2016). O ambiente de sua deposição é interpretado como rifte criogeniano que evoluiu para fundo do oceano – margem passiva – estendendo-se até o início do Ediacarano (Gonçalves-Dias et al., 2016; Pacheco et al., 2021).

A Formação Salinas é uma sequência sedimentar sin- a tardi-orogênica, composta por metarenitos grauváquicos, metapelitos e metaconglomerados, metamorfizados em fácies xisto verde a anfíbolito baixo, e abriga intrusões graníticas datadas entre 540 e 500 Ma. A principal fonte primária dos protólitos sedimentares é o arco magmático do Rio Doce (630-580 Ma) (Lima et al., 2002; Santos, 2007; Noce et al., 2007; Deluca et al., 2019; Castro et al., 2020).

O Grupo Rio Doce é uma sucessão supracrustal, interpretada como sequência metavulcano-sedimentar relacionada ao arco magmático do Rio Doce, desenvolvido no início do Ediacarano (Vieira, 2007; Novo et al., 2018; Santiago et al., 2020).

O Complexo Nova Venécia, um complexo migmatito-granulito-granito de idade ediacarana, representa o preenchimento da bacia de retro-arco, de idade máxima de sedimentação c. 606 Ma (Noce et al., 2004; Richter et al., 2016). É composto principalmente por metapelitos peraluminosos metamorfizados na transição de fácies anfíbolito-granulito (Pedrosa-Soares et al., 2007; Richter et al., 2016; Melo et al. 2017).

A Supersuíte G1 é formada por uma série magmática interpretada como parte do arco acrescionário do Orógeno Araçuaí. A unidade é caracterizada como pré-colisional, possui assinatura do tipo I e é composta por tonalitos, granodioritos e granitos, datados entre 630 e 585 Ma, além de xenólitos de rochas encaixantes (Noce et al., 2007; Pedrosa-Soares et al., 2007; Tedeschi et al., 2016; Gonçalves et al., 2016).

As suítes magmáticas ediacaranas G2 e G3 são sin-orogênicas, com granitogênese tipo S e em menor quantidade do tipo I (Pedrosa-Soares et al., 2011a). A Supersuíte G2 é constituída essencialmente de granito peraluminoso e granodiorito subordinado, além de xenólitos e *roof-pendants* de rochas encaixantes (Noce et al., 2007; Pedrosa-Soares et al., 2011a; Melo et al., 2017). Na Supersuíte G3, a rocha predominante é leucogranito, produto autóctone a parautóctone da fusão parcial de granitos G2 deformados em episódio pós-cinemático à foliação regional (Pedrosa-Soares et al., 2006, 2011a).

Geradas no estágio tardi- a pós-colisional, as suítes magmáticas G4 e G5 relacionam-se ao colapso gravitacional e são livres de foliação regional (Wiedmann et al., 2002; Pedrosa-Soares et al., 2008). A Supersuíte G4 é do tipo S, composta por granitos sub-alcálinos, peraluminosos a metaluminosos com ocorrências de pegmatitos. A Supersuíte G5 é do tipo I e A e integra um conjunto alcálico a cálcio-alcálico de granitos e charnockitos, e foi formada a partir da interação da crosta inferior com magmas derivados do manto (Serrano et al., 2018; Pedrosa-Soares et al., 2000, 2001; Silva et al., 2011).

Propostas de evolução tectônica

Duas principais propostas de evolução tectônica são direcionadas ao Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares et al., 2001; Alkmim et al., 2006, 2007; Cavalcante et al., 2019; Fossen et al., 2017, 2020; Konopásek et al., 2019; Caxito et al., 2022).

De acordo com o modelo tectônico “quebra-nozes” (Alkmim et al., 2006, 2007), o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental se formou estimulado por colisões à distância dos crátons Amazônico, Paranapanema e Kalahari, que convergiram em direção à paleoplaca São Francisco-Congo, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental (Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001; Alkmim et al., 2006, 2007). Os estágios tectônicos de sua evolução são descritos a seguir.

O estágio pré-colisional é marcado pela subducção da litosfera oceânica, levando à geração de arco continental magmático, representado pela Supersuíte cálcio-alcálica G1 e pela bacia de antearco do Grupo Rio Doce, localizadas na porção meridional do sistema (Pedrosa-Soares et al., 2001, 2007; Noce et al., 2004). As rochas ofiolíticas presentes ao longo da zona de sutura, na porção interna do orógeno (Figura 5A), atestam a existência de crosta oceânica abaixo de parte da Bacia Macaúbas (Pedrosa-Soares et al., 2000; Queiroga et al., 2006; Peixoto et al., 2015; Amaral et al., 2020).

Na fase sin-colisional, o espessamento crustal resultou em fusão parcial de rochas metassedimentares, dando origem à Supersuíte G2 e à inversão tectônica de seus domínios ensiálicos (Pedrosa-Soares et al., 2011; Gradim et al., 2014; Richter et al., 2016). A zona de sutura que marca este fechamento é representada pela Zona de Cisalhamento Abre Campo (Alkmim et al., 2006, 2007; Amaral et al., 2020).

No estágio pós-colisional o sistema passa por colapso orogênico (Marshak et al., 2006; Alkmim et al., 2006), representado pela Zona de Cisalhamento Chapada Acauã (Marshak et al., 2006), ao mesmo tempo em que granitos tardi- a pós-orogênicos das suítes G4 e G5 são colocados (Pedrosa-Soares et al., 2011). Na porção sul do orógeno o estágio pós-orogênico é marcado por escape lateral, ocorrido ao longo de zonas de cisalhamento destrais, formadas em estágio posterior à propagação de frentes de empurrão e provavelmente entre 560 e 535 Ma (Peres et al., 2004; Alkmim et al., 2006).

O segundo modelo, de orógeno intracontinental, defendido por Trompette (1994), ressurgiu nos últimos anos e é defendido por autores como Meira et al. (2015, 2019), Cavalcante et al. (2019), Fossen et al. (2017, 2020) e Konopásek et al. (2019). Segundo o modelo, o Orógeno Araçuaí e sua extensão até o Orógeno Ribeira, seria um sistema quente, cuja condição termal seria devido à liberação de calor radiogênico de rochas metassedimentares e outras rochas soterradas, combinado com o calor do sistema devido ao estiramento crustal ocorrido durante a deposição da Bacia Macaúbas (Cavalcante et al., 2019). O modelo interpreta rochas presentes no orógeno, classificadas por outros autores como lascas ofiolíticas, como representantes de magmatismo relacionado a fissuras profundas, ou de magmatismo relacionado a rifteamento que não evoluiu para crosta oceânica madura (Fossen et al., 2020). Ainda de acordo com essa proposta, o espessamento da crosta teria contribuído para fusão parcial extensiva desde ~600 Ma, implicando, assim, que o espessamento deva ter começado desde antes de 620 Ma. A extensa fusão e fluxo da crosta média é suposta como a causa do espalhamento da crosta superior em ambiente orogênico que foi criado por colisões ao longo das margens N, W e S do Cráton do São Francisco desde ~630 Ma (Cavalcante et al., 2019).

METHODS

O presente trabalho apresenta a compilação de 320 análises de Sm-Nd do Orógeno Araçuaí, sendo 107 dados inéditos de amostras analisadas no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais (LEGGA) da UnB. A preparação e a análise das amostras foram feitas de acordo com os procedimentos descritos por Gioia e Pimentel (2000). A determinação da razão isotópica de Sm e Nd foi medida utilizando espectrômetro de massa de ionização térmica Thermo Scientific TRITON Plus TIMS. As idades modelo e Epsilon Nd foram calculados com base no manto empobrecido, seguindo as equações apresentadas por DePaolo et al. (1991) para o estágio simples. Os valores obtidos são apresentados como dados suplementares.

Os dados de anomalia magnética, radiometria e anomalia Bouguer utilizados para separar domínios estruturais/litosféricos foram obtidos na plataforma digital da SGB-CPRM.

Os mapas magnéticos (campo magnético total subtraído do *International Geomagnetic Reference Field* IGRF) e radiométrico foram integrados e processados no

software Geosoft a partir de dados aerogeofísicos obtidos nos projetos 1009, 1038, 1093, 3040, 3042, 3034 e 3039, realizados por convênio da CPRM com o DNPM e outras instituições governamentais e empresas privadas. Os produtos magnéticos englobam dados com espaçamento entre linhas de voo maiores que 4.000 m e malha interpolada com células de 125x125 m². As malhas de potássio, equivalente de tório, equivalente de urânio e contagem total foram interpoladas com células de 125x125 m², os dados do produto possuem altura nominal de 100 m e espaçamento entre linhas de voo inferior a 1.000 m.

Oliveira e Andrade (2014) integraram e processaram dados gravimétricos de todo o Brasil adquiridos na plataforma digital da NASA, pertencentes ao projeto GRACE - *Gravity Recovery and Climate Experiment* para gerar o mapa de anomalia Bouguer. Oliveira e Andrade (2014) aplicaram o modelo gravimétrico *Grace Gravity Model 02* (GGM02) (Tapley et al., 2005) e calcularam a anomalia Bouguer para uma topografia com densidade igual 2,67 g/cm³ a partir da malha original em anomalia ar livre, utilizando a malha topográfica do GLOBE DEM do projeto *Global Land One-kilometer Base Elevation* (GLOBE) (Hastings et al. 1999).

RESULTS

Domínios Litosféricos

A interpretação dos produtos geofísicos aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos permite delimitar diferentes blocos crustais com diferentes assinaturas magnéticas e radiométricas. As imagens foram analisadas quanto ao relevo magnético, principais lineamentos estruturais e concentrações dos minerais radioativos.

O principal objetivo da interpretação é definir o arcabouço tectônico e estrutural da área em estudo, com a delimitação de estruturas de diferentes profundidades, em que são separadas as anomalias magnéticas que podem representar as zonas de cisalhamento dúcteis, bem como falhas e fraturas do domínio essencialmente rúptil e que representam limites de diferentes unidades tectônicas e processos deformacionais relacionados ao sistema orogênico Araçuai.

Os produtos processados como mapas ternário e campo magnético anômalo são apresentados na Figura 2, juntamente ao produto de relevo sombreado da área, e serviram como base para a interpretação aqui apresentada.

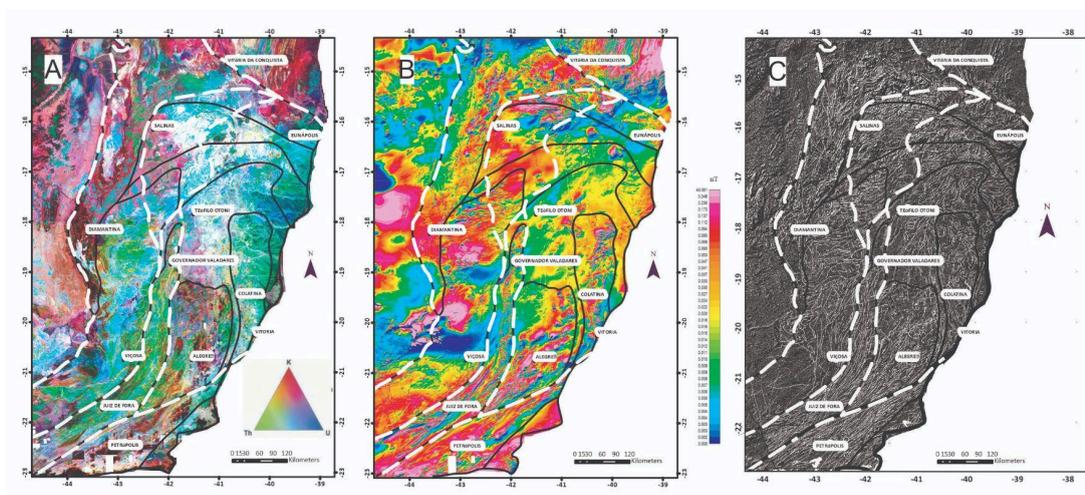


Figura 2: Mapas da área com divisões baseadas na combinação das principais estruturas, com os limites geofísicos e um conjunto de dados isotópicos. A: Composição Ternária; B: CMA; C: Relevo sombreado, no qual as linhas brancas contínuas representam as estruturas superficiais da área. Linhas brancas tracejadas: divisão de litosferas e zona de sutura. Linhas pretas: domínios litosféricos.

O mapa de anomalia Bouguer (Figura 3) sugere aumento de oeste para leste de valores de -109 a $+15$ mGal, revelando o afinamento crustal nessa direção. A crosta mais espessa a oeste, com valores mais negativos (aproximadamente -90 a -110 mGal), corresponde às rochas que representam a litosfera associada a antigo núcleo cratônico, frio. Fragmentos de antiga crosta continental, com mesma assinatura gravimétrica, que podem representar a continuidade em profundidade dessa litosfera, são associados a altos do embasamento envolvidos pela deformação gerada no sistema orogênico mais jovem.

Valores entre -60 e -30 mGal, sugerem novo segmento litosférico, mais jovem, quente e com fontes mais mantélicas, associadas a processos de afinamento e de espessamento crustal, típicos de um sistema orogênico.

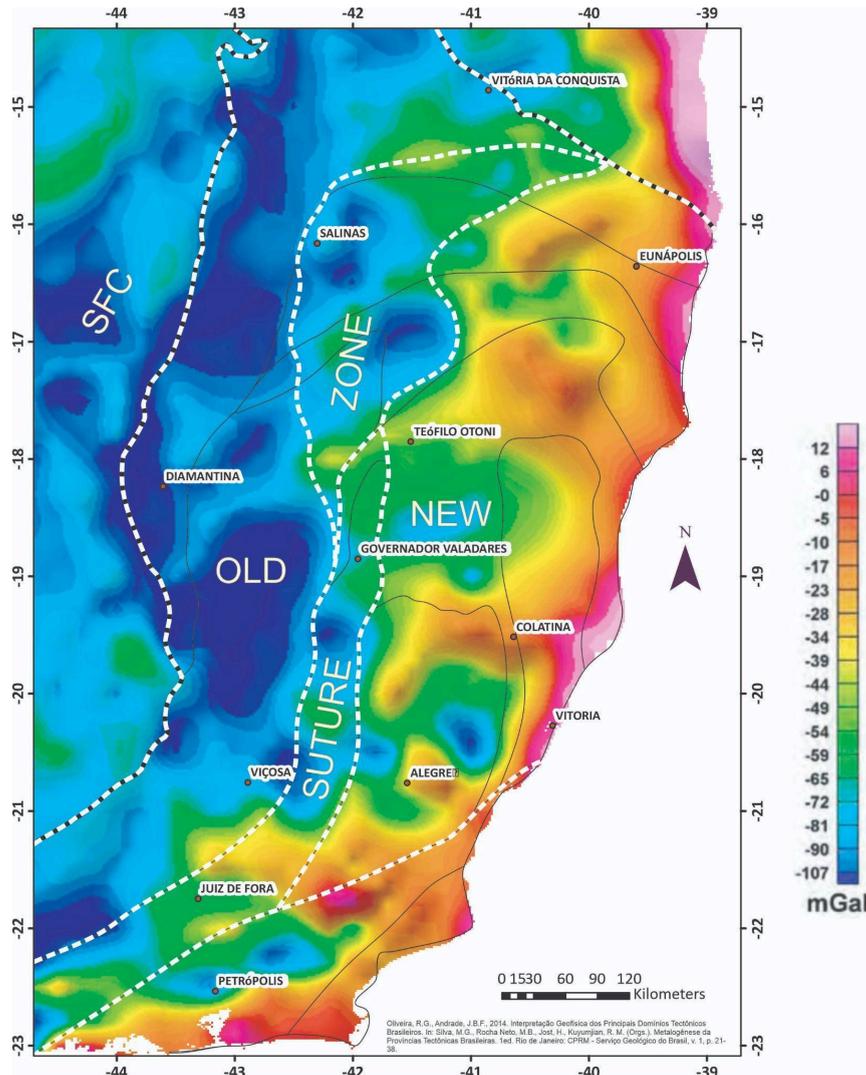


Figura 3: Mapa de Anomalia Bouguer da área de pesquisa, obtido através da plataforma digital do Serviço Geológico do Brasil, SBG-CPRM. Linhas brancas tracejadas: divisão de paleolitosferas e zona de sutura. Linhas pretas: domínios litosféricos.

A interpretação dos produtos obtidos nos sensores gamaespectrométrico e magnetométrico mostram espectro com diferentes assinaturas, que pode ser dividido em diferentes domínios geofísicos. Cada domínio é caracterizado por padrões de relevo magnético ou conteúdo de elementos radioativos (K, Th e U), constituindo fragmentos de 3000 a 5500 Km² cada e são interpretados como blocos crustais distintos.

Nos mapas magnéticos, distinguem-se blocos por padrões crustais com diferentes assinaturas magnéticas em concordância com os padrões estruturais observados na geologia regional e em imagens de satélite, como indicado na Figura 2. Os limites de cada bloco crustal são definidos por alinhamentos magnéticos.

Lineamentos magnéticos incisivos, profundos, são considerados zonas de cisalhamento dúcteis (Figura 4).

Os lineamentos principais foram enumerados de L1 a L8 (Figura 4B). L1 e L7 têm direção NE-SW na área que ocorre no estado do Rio de Janeiro e se tornam aproximadamente N-S entre as latitudes -21 e -18 em direção ao Espírito Santo. Os lineamentos L4, L5 e L6 mostram variação do trend estrutural de NE-SW para EW, enquanto que o lineamento L2 tem direção preferencial NNW-SSE.

A alternância entre valores gamaespectrométricos permite distinguir os mesmos domínios descritos acima. Na Figura 2A os limites entre os domínios A e E, A e H, G e I, G e F, H e E, I e J apresentam contraste de valores K-Th-U bem definidos. Em termos de concentração de potássio, as rochas que registram os maiores valores estão distribuídas nos domínios B, C, D, G, I e J, com ocorrência em H ao norte da latitude -19,5, variando de aproximadamente 0,7% até anomalias de 12%. Em contraste, nos domínios A, F e H predominam valores médios em torno 0,38%. As rochas com baixo potássio, com valores menores do que 0,07% encontram-se no domínio A e no extremo leste da área estudada. Rochas com altas concentrações de urânio (Figura 9D) ocorrem na região central da área de estudo, principalmente nos domínios A, C, D e E entre as latitudes -17 e -16 do domínio B, onde os valores de U chegam a 30 ppm. Por sua vez, as rochas com baixos valores de urânio ocorrem nos domínios G, H, I, J e em B próximo à cidade de Diamantina, com média de 2,2 ppm, chegando a valores negativos como ocorre no terreno B.

O mapa de concentração ppm de tório (Figura 8A) ajuda no reconhecimento dos principais padrões estruturais em que as rochas se encontram orientadas, uma vez que é um elemento imóvel na maioria dos processos superficiais. Os valores anômalos coincidem com os grandes alinhamentos magnéticos previamente descritos. As concentrações mais altas predominam nos domínios A, C, D, E, F e H.

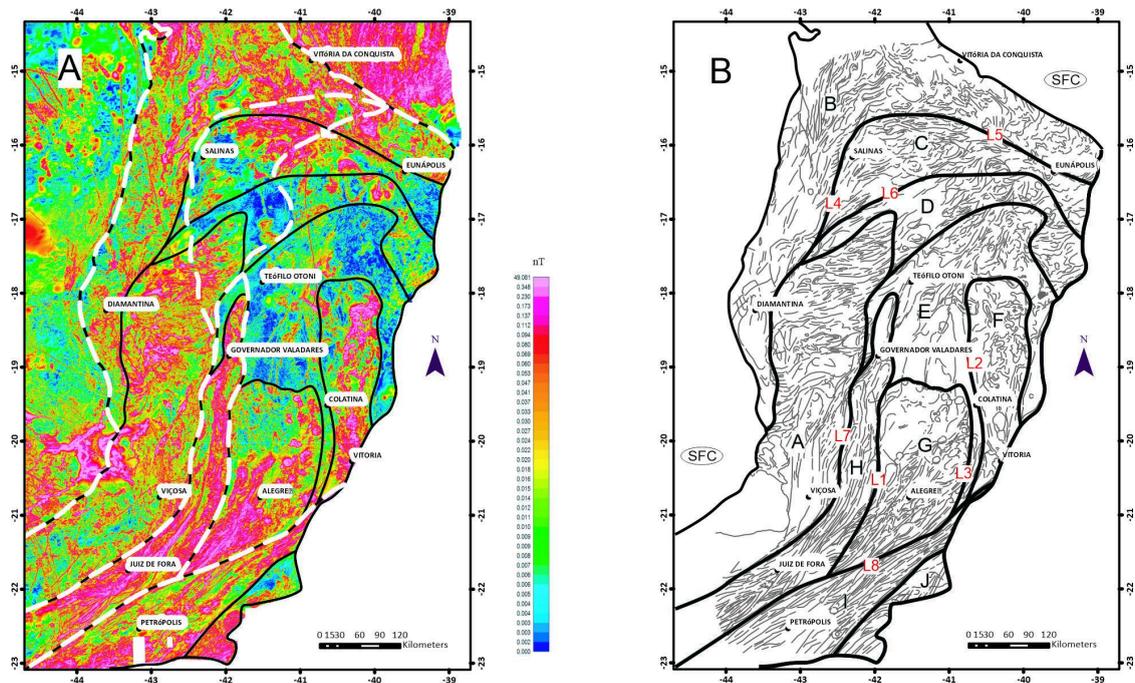


Figura 4: A: Produto aeromagnético ASA da área de estudo; B: Mapa da região de pesquisa dividido em 10 domínios crustais (A-J), de acordo com os padrões estruturais e padrões isotópicos. Estruturas principais: L1: Lineamento Guaçuí; L2: Lineamento Vitória-Colatina; L3: Lineamento Batatal; L4: Lineamento Chapada Acauã; L5: Lineamento Itapebi; L6: Lineamento Minas Novas; L7: Lineamento Abre Campo; L8: Lineamento Além Paraíba. SFC: Cráton São Francisco.

Mapeamento Isotópico da idade modelo TDM Nd do manto empobrecido

Os resultados são apresentados na forma de mapas (Figuras 5 a 9) e utilizando os componentes geotectônicos definidos por Pedrosa-Soares et al. (2018) para o sistema orogênico Araçuai, que diferenciam os seus principais estágios evolutivos e sua relação com a região cratônica (Figura 1): (i) O Cráton do São Francisco retrabalhado e os fragmentos de rochas de altos do embasamento, envolvidas no sistema orogênico, (ii) bacias precursoras, (iii) bacias sin-orogênicas, e (iv) núcleo magmático. Além desses, foram destacados os enxames de diques de diferentes idades na região (Belém, 2014; Santiago, 2017).

Os componentes geotectônicos de altos do embasamento são aqui representados pelos complexos Gouveia, Guanhões, Juiz de Fora, Mantiqueira e Pocrane, e pela suíte Caparaó. As bacias precursoras estão definidas pelos grupos Macaúbas e Dom Silvério, Complexo Jequitinhonha e Supergrupo Espinhaço.

Os grupos Rio Doce e Andrelândia, a Formação Salinas e os complexos Nova Venécia e Paraíba do Sul compõem as bacias sin-orogênicas. O núcleo magmático da área de pesquisa foi definido pelos magmatismos tonianos da Suíte Salto da Divisa, arco magmático Serra da Prata, com destaque para o batólito Caxixe, arco magmático criogeniano Rio Negro, pela suíte ediacarana Divino, e pelo magmatismo orogênico do tipo G1 a G5.

O mapeamento isotópico de Nd é baseado na distribuição geográfica da variação dos valores de idade modelo TDM, que refletem a assinatura de geração de crosta continental, a partir da extração de manto empobrecido, seguindo os parâmetros definidos por DePaolo (1988). Consideramos como fator de normalização para o ENd (t) a idade de 500 milhões de anos como correspondente ao último evento magmático importante na região (Alkmim et al., 2006), a fim de comparar entre si os componentes tectônicos presentes na área de pesquisa.

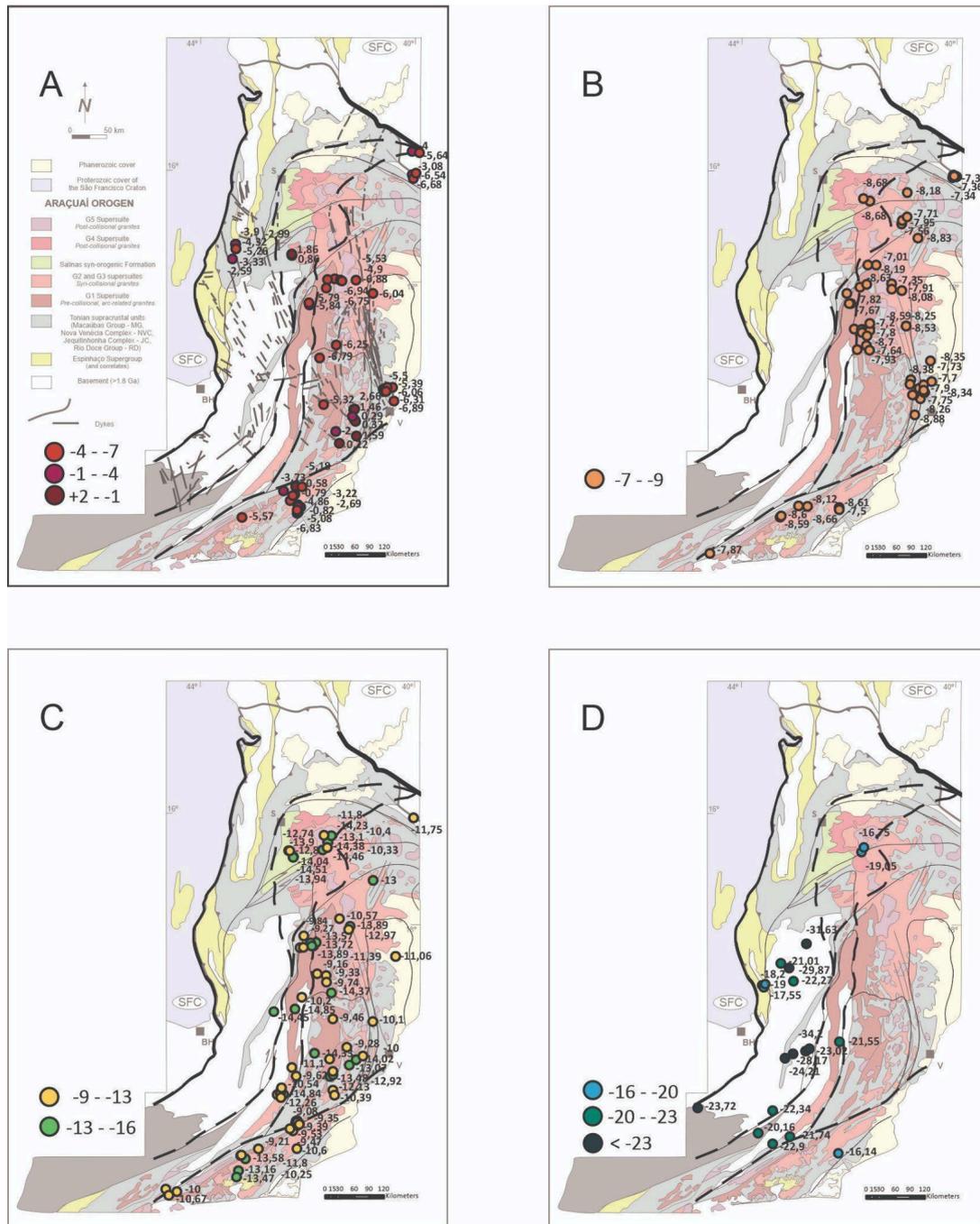


Figura 5: Mapa de ENd (t) da área. A: Valores entre +2 e -7 ; B: Entre -7 e -9; C: Entre -9 e -13; D: De -16 a valores menores que -23. (Modificado de Silva et al., 2011 e Alkmim et al., 2017). BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton do São Francisco; V: Vitória.

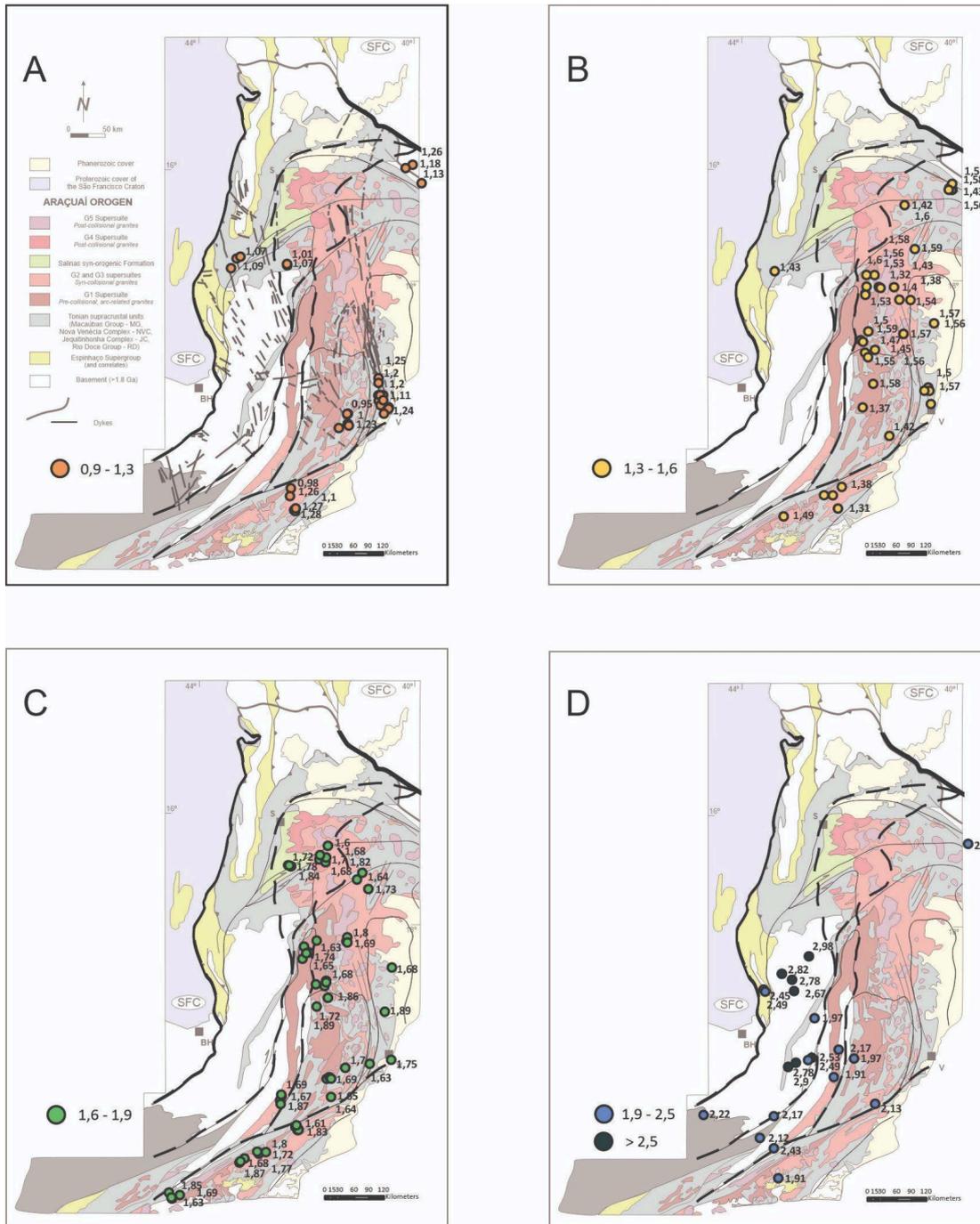


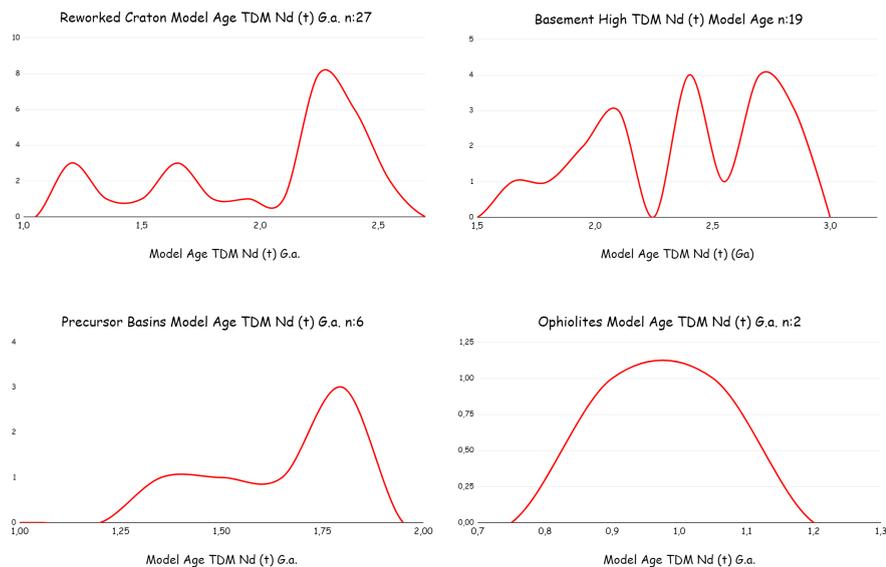
Figura 6: Mapa de idade modelo TDM Nd em Ga da área. A: Valores de 0,9 a 1,3; B: Entre 1,3 e 1,6; C: Entre 1,6 e 1,9; D: De 1,9 a valores maiores que 2,5. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

A assinatura isotópica típica do Cráton do São Francisco é identificada com valores TDM Nd maiores do que 2,3 Ga, com grande maioria superior a 3,0 Ga, que sugerem fontes arqueanas e paleoproterozoicas para a litosfera relacionada à região cratônica. Nessa unidade tectônica os valores de ENd (t) são maiores do que -23 e o

limite conhecido do Cráton do São Francisco com sistema Araçuai (Almeida et al., 1981) está bem identificado nas figuras deste artigo.

Foram analisadas 19 amostras de rochas consideradas como altos do embasamento, em zona de transição de mais de 100 Km, do limite do Cráton do São Francisco até o núcleo da faixa orogênica. As amostras deste componente tectônico são granitos e migmatitos do Complexo Guanhões e migmatitos, charnockitos e gnaisses do Complexo Juiz de Fora. Apresentam idade modelo TDM Nd variando entre 1,7 e 2,98 Ga, e valores de ENd (t) entre -14 e -34, que sugerem grandes fragmentos de crosta juvenil paleoproterozóica na região. Valores anômalos com ENd (t) maiores do que -30 caracterizam fragmentos de crosta arqueana nestes altos do embasamento.

As 27 amostras do complexo Itapetinga, Barbacena e suíte Pau Brasil definidas aqui como o Cráton do São Francisco retrabalhado tem idade modelo TDM Nd variando entre 1,2 e 2,6 Ga, e ENd (t) entre -2 e -25. Evidências de retrabalhamento crustal de antiga crosta, por processos deformacionais mais jovens, neoproterozóicos, são bem marcados pela presença lado a lado de rochas com diferentes assinaturas isotópicas.



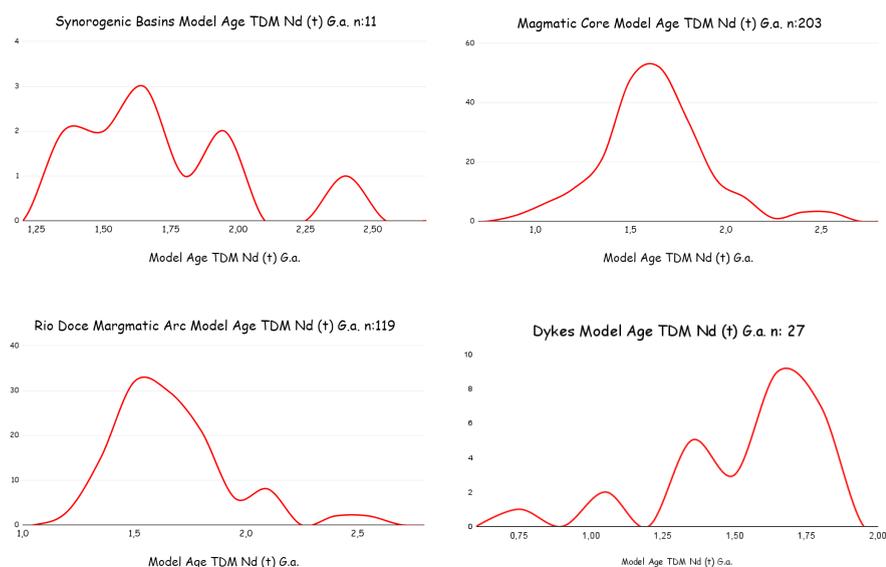


Figura 7: Gráficos de intensidade de amostras versus idade modelo TDM Nd (Ga) dos componentes geotectônicos.

As rochas do sistema de bacias precursoras do sistema orogênico incluem os gnaisses do Grupo Dom Silvério, xistos da Suíte Pedro Lessa e xistos da Formação Planalto de Minas, que registraram idade modelo TDM Nd entre 1,7 Ga e 2,84 Ga e valores médios de ENd (t) de -13 até -8, sugerindo fontes paleoproterozoicas a arqueanas, oriundas da erosão proveniência da área cratônica para o preenchimento das bacias. Granitos e riolitos da Suíte Borrachudos, que ocorrem associados a essas bacias, apresentam valores de ENd (t) de -20 e sugerem geração a partir de antiga crosta continental.

O sistema de bacias sinorogênicas, representado neste trabalho por amostras de metapelitos do complexo Andrelândia, e paragnaisses do complexo Nova Venécia, apresentou idade modelo TDM Nd entre 1,5 Ga (Complexo Nova Venécia) e 2,45 Ga (Grupo Andrelândia), com maior concentração entre 1,5 e 1,7 Ga, e ENd (t) de -23 a -7,5, revelando uma mistura de fontes antigas paleoproterozoicas e maior contribuição de fontes juvenis meso a neoproterozóicas nos domínios D, E, F e I.

O sistema orogênico neoproterozóico na área de estudo inclui as faixas Ribeira e Araçuaí. A história evolutiva do orógeno começa com o quebramento na borda do cráton com o magmatismo extensional no toniano, cujo representante é a suíte Salto da Divisa, de assinatura isotópica com idade modelo TDM Nd em torno de 1,5 Ga e

valores de ENd (t) -7 a +2 sugere a participação de manto astenosférico mesoproterozóico na fase inicial do orógeno. Outro grupo de rochas, com similar assinatura isotópica, é relacionada ao magmatismo intraplaca Salto da Divisa, que interpretamos como evidência de uma litosfera jovem neoproterozóica, caracterizada por uma fonte mantélica astenosférica.

Esses dados são interpretados como representativos de vestígios de fragmentos de arcos intraoceânicos juvenis do Neoproterozoico em torno de 860 Ma e valores positivos de ENd (t) predominantemente, entre -7 e +2, que sugerem a presença de um oceano e uma litosfera gerada nessa época na região. Essas rochas correspondem aos domínios magnéticos G e I e também são bem reconhecidos, principalmente com valores de K-Th-U muito baixos.

Rochas metaultramáficas e ortoanfibolitos classificados como ofiolitos da Formação Ribeirão da Folha (Pedrosa-Soares et al., 1992) apresentam idade modelo TDM entre 1,0 e 1,1 Ga e valores ENd (t) positivos entre +0,8 e +2,0. Corpos compreendidos como ofiolitos (Pedrosa Soares et al., 1992) com valores de ENd (t) positivos, entre 1 e 2, e idade modelo TDM em 1,0 Ga, são resquícios de que a crosta oceânica se prolongou até 630 Ma, idade que marca o início da subducção. Os ofiolitos e os restos de arcos tonianos juvenis marcam os limites das duas litosferas, no contato de um bloco crustal orogênico com o bloco derivado do Cráton do São Francisco.

O magmatismo localizado no Orógeno Ribeira é registrado aqui por granitos a dioritos da Suíte Serra da Prata, charnokitos da Suíte Divino e ortognaisses do Complexo Rio Negro em torno de 620 Ma. A suíte Serra da Prata apresenta idade modelo TDM entre 0,96 e 1,7 Ga e ENd (t) variando de +2 a -6,6. A suíte Divino marca idade modelo TDM entre 1,9 e 2 Ga e ENd (t) -11. O complexo Rio Negro registra valores de idade modelo TDM Nd entre 2,3 e 1,0 Ga, com variação entre 1,6 e 2 Ga, e ENd (t) variando de -16,14 a -1, principalmente entre -13 e -2.

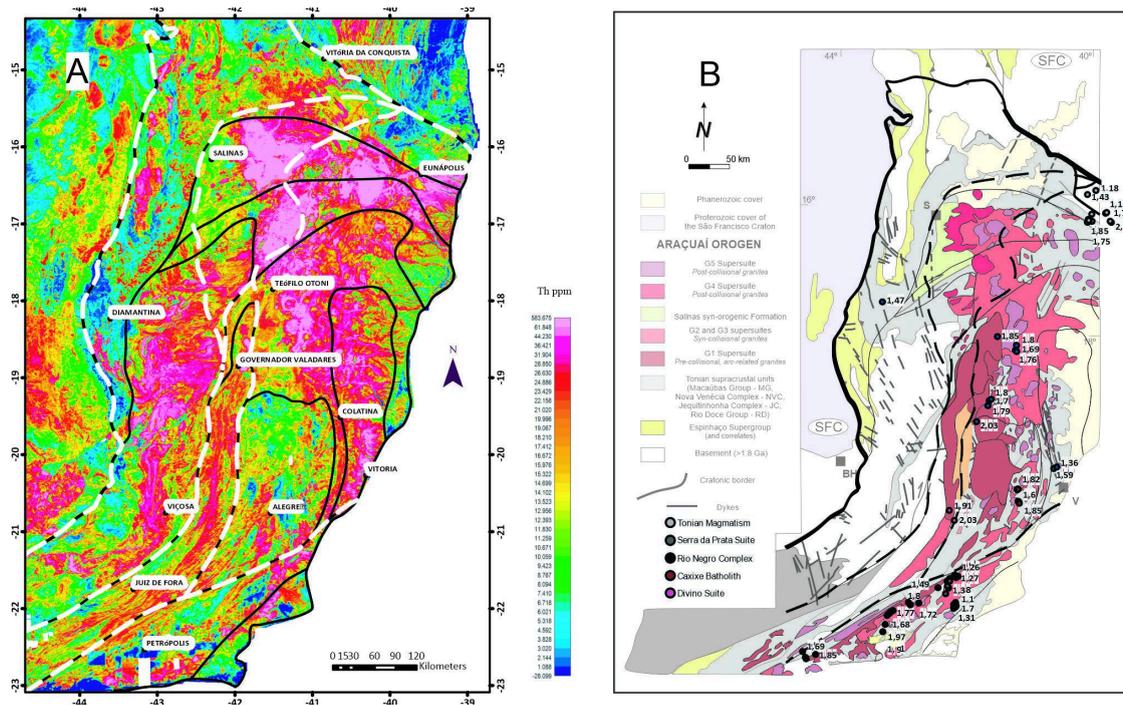


Figura 8: A: Mapa aerogeofísico de concentração ppm de Th; B: Mapa de idades modelo TDM Nd de magmatismo do Núcleo Magmático, exceto das suítes G1 a G5. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

Foram analisadas 119 amostras relacionadas ao magmatismo orogênico do sistema Araçuaí (Figuras 9 e 10). O magmatismo orogênico G1 a G5 apresenta padrões isotópicos de acordo com os domínios litosféricos onde ocorre (Figura 9). G1 apresenta 2 padrões geofísico-isotópicos, o primeiro associado aos domínios E e H é marcado por idade modelo TDM Nd entre 1,5 e 2,1 Ga, e ENd (t) entre -6 e -14. O segundo associa-se aos domínios F, G e I, com idade modelo TDM Nd variando de 1,2 a 1,8 Ga, e ENd (t) de -1 a -10.

As rochas de G2 afloram nos domínios B, E, F e G. Em B é marcado por idade modelo TDM Nd 1,5 Ga e ENd (t) -5, em TDM Nd 1,7 a 1,9 Ga e ENd (t) -7 a -12, em F o TDM Nd fica entre 1,4 a 1,6 Ga e ENd entre -6 e -8, já no domínio G TDM Nd varia de 1,2 a 2 Ga e ENd (t) de -7 a -9. G3 e G4 apresentam dois padrões isotópicos. Em D, G3 é tem TDM Nd entre 1,6 e 1,9 Ga e ENd (t) entre -8 e -14, e em B TDM Nd 1,4 a 1,5 Ga e ENd (t) -2 a -4. Em C, G4 possui TDM Nd 1,7 a 2,6 Ga e ENd (t) -12 a -19, em D TDM Nd 1,6 a 1,7 Ga e ENd (t) -8 a -10. Já G5 ocorre em dois padrões geofísico-isotópicos, o primeiro, exclusivo do domínio E é de idade modelo TDM Nd

1,5 a 2,5 Ga, e ENd -8 a -24. O segundo padrão ocorre nos domínios F e G, com idade modelo TDM Nd variando de 1,3 a 1,8 Ga, e ENd de -3 a -13.

O que estas assinaturas sugerem é que o magmatismo orogênico herda a assinatura isotópica da litosfera que intrude. E claramente mostra a transição de uma litosfera antiga paleoproterozoica para uma jovem neoproterozóica. Isso fica evidente pelo padrão de variação de ENd (t) nas suítes G1 a G5 (Figura 10) é decrescente de G1 a G4 e aumenta em G5. Os valores mais próximos do positivo se concentram em G1 e G5.

Os dados isotópicos associados aos domínios litosféricos de G1, G2 e G5 mostram que as intrusões nos domínios F e G têm respostas ENd (t) mais próximas dos valores positivos e idades TDM mais jovens que as intrusões dos mesmos grupos nos demais domínios.

Diferentes enxames de diques apresentam padrões distintos da assinatura isotópica de suas fontes mantélicas, o primeiro (D1) com idade TDM de aproximadamente 0,85 a 1,25 Ga e ENd (t) entre +3 e -3, o segundo (D2) tem idades modelo TDM entre 1,3 a 1,5 Ga e ENd (t) de -2 a -7. O terceiro grupo (D3) de diques possui idade modelo TDM entre 1,7 e 1,9 Ga e ENd (t) variando de -8 a aproximadamente -14, que sugerem diferentes fontes relacionadas a diferentes litosferas.

Os dados de diques pertencem aos domínios F e G. No domínio G, ENd (t) varia de +2,7 a -14, entre -6 e -8 em F. As idades modelo TDM ficam entre 0,9 e 1,9 em G, e 1,5 e 1,9 Ga em F. O domínio litosférico F apresenta diques dos grupos 2 e 3, enquanto os grupos 1 e 3 estão presentes no domínio litosférico G.

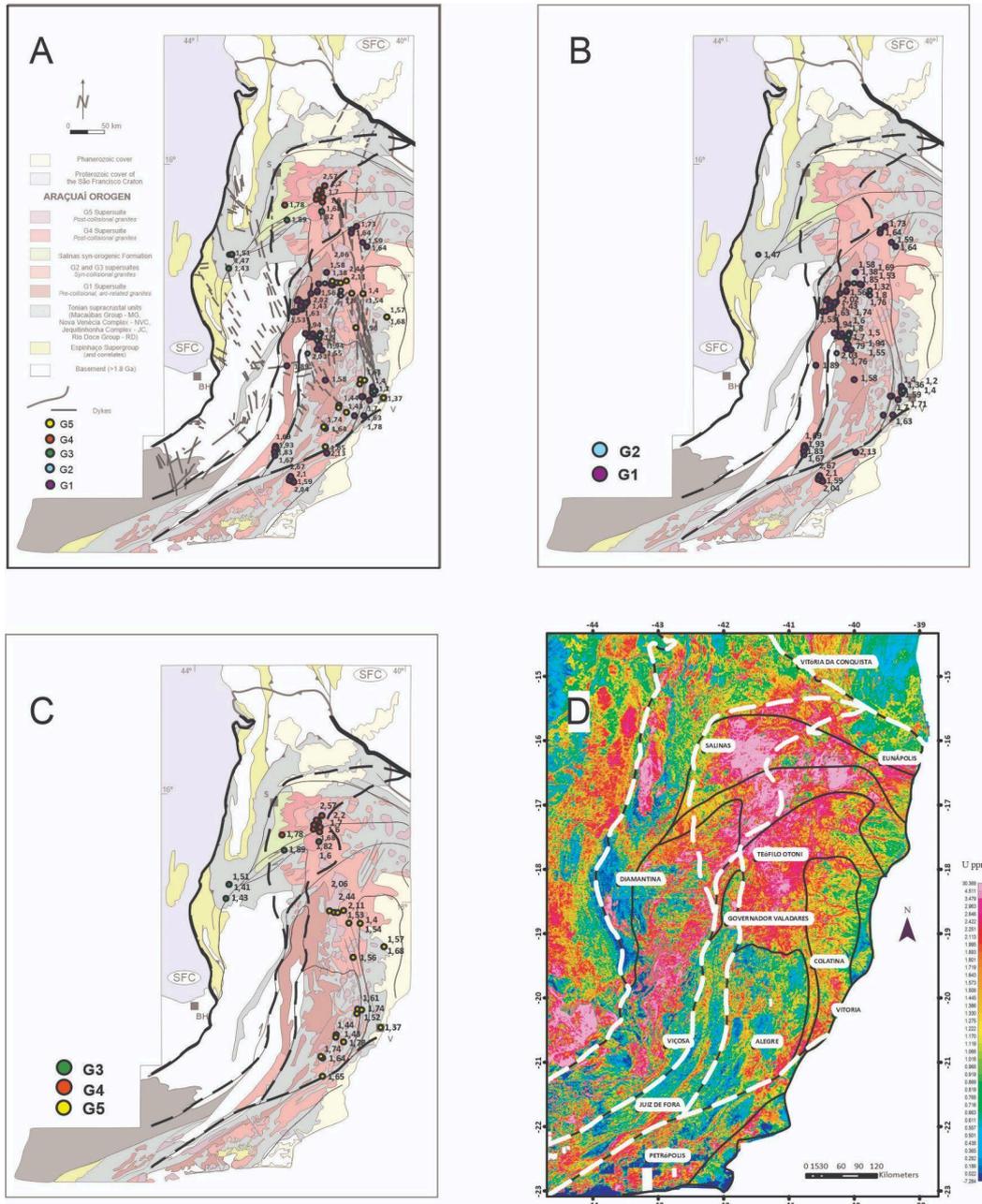


Figura 9: A: Mapa de idades modelo TDM Nd das suítes G1 a G5; B: Mapa de idades modelo TDM Nd das suítes G1 e G2; C: Mapa de idades modelo TDM Nd das suítes G3, G4 e G5; D: Mapa aerogeofísico de concentração ppm de U. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

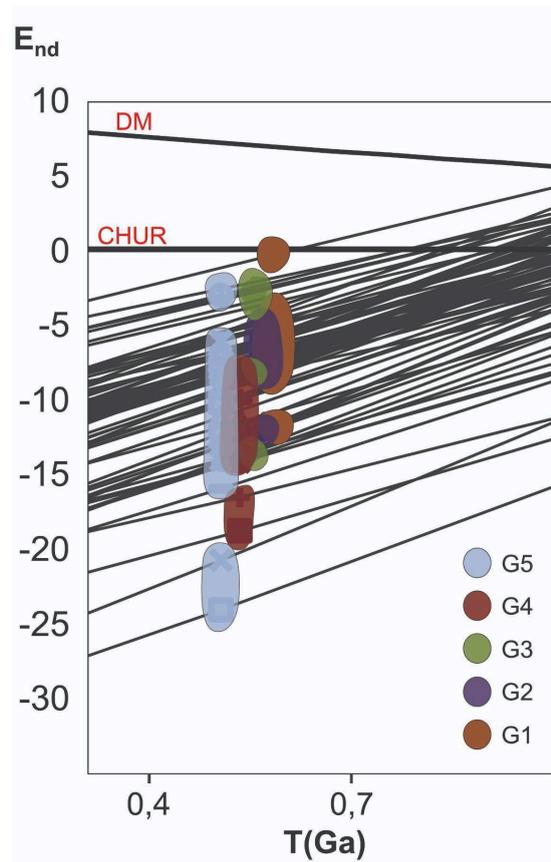


Figura 10: Gráficos $E_{Nd}(t)$ x TDM para as suítes magmáticas G1, G2, G3, G4 e G5 presentes na área de estudo, mostrando a relação entre a alcalinidade e mudanças nos valores de $E_{Nd}(t)$. Cada grupo destacado nos gráficos apresenta no mínimo 4 amostras, para que tenha relevância para o trabalho.

Integração dos dados de Geoquímica Isotópica e Geofísica

A partir da junção dos dados isotópicos analisados e compilados, com os dados geofísicos processados nesta pesquisa, foram reconhecidos fragmentos litosféricos contendo diferentes blocos crustais continentais, com distintas características estruturais e tectônicas.

Usando a técnica de Mole et al. (2012) e Champion (2013), foi elaborado mapa de contorno de idade modelo TDM Nd e um de $E_{Nd}(t)$, que mostram a variação espacial das rochas da área de estudo ao longo do tempo (Figuras 11C e 11D). Os mapas foram gerados a partir de krigagem, um método de regressão geoestatístico para interpolar dados (Figuras 11A e 11B). A junção dessas técnicas traz nova compreensão temporal e espacial dos blocos crustais relacionados ao paleocontinente São Francisco e ao Orógeno Araçuai.

DISCUSSION

O conceito de arquitetura crustal litosférica é utilizado na investigação da história evolutiva de uma placa litosférica e destaca blocos ou fragmentos de crosta continental derivados de diferentes fontes mantélicas e pode ser usado para distinguir os estágios evolutivos de processos tectônicos de sistemas orogênicos, que posicionam lado a lado unidades e assembléias geológicas distintas (Sutton e Watson, 1986). Os processos de crescimento crustal de uma placa tectônica envolvem a acresção de arcos a antigas margens continentais (Albarède, 1998).

Ferramentas integradas neste trabalho, tais como dados geofísicos e isotópicos, foram usadas para entender a organização tectônica do Orógeno Araçuaí. Elas sugerem evoluções geodinâmicas diferentes para duas litosferas principais (Figura 3): A primeira, a oeste, transicionando do Cráton do São Francisco para o orógeno; A segunda, a leste, envolvendo principalmente o núcleo magmático e rochas de alto grau metamórfico do Orógeno Araçuaí.

Anomalias gravimétricas registram a interação tectônica de crostas com diferentes densidades. Em ambientes compressivos os valores negativos correspondem à flexura da crosta mais antiga e à bacia de antepaís, enquanto valores positivos representam o soerguimento da crosta inferior da província mais jovem (Gibb et al., 1983; Karner & Watts, 1983; Bayer et al., 1989; Ussami & Molina, 1999). Nos orógenos do Pré-Cambriano, onde já não se apresentam cadeias de montanhas aflorantes, a anomalia gravimétrica negativa representa paleoflexura litosférica produzida pela sobrecarga de peso das *nappes* durante a orogênese, junto com o contraste de densidade entre as rochas metassedimentares vestigiais e o embasamento do antepaís, como na Província Grenville, Canadá (Gibb et al., 1983; Thomas, 1985).

Na área de pesquisa os valores gravimétricos negativos se estendem por aproximadamente 150 Km da borda do Cráton São Francisco para leste. Esses valores representam litosfera de valores isotópicos arqueanos e paleoproterozoicos, como prolongamento da litosfera cratônica em direção ao orógeno.

A principal ferramenta utilizada neste trabalho foi o mapeamento isotópico de idade modelo TDM Nd. A técnica consiste em gerar mapas de idades de formação de crosta continental e representar a assinatura isotópica de Nd com a distribuição

espacial dessas idades (Mole et al., 2012; Gao et al., 2018; Zelek e Dickin, 2013; Webb et al., 2020). A presença de antiga crosta continental é representada por valores de ENd (t) menores que -20. A leste, os valores gravimétricos aumentam, o que pode estar correlacionado com litosfera de idade isotópica predominantemente neoproterozoica, com valores ENd (t) maiores que -13, atingindo números positivos. Mudanças das idades modelo TDM dentro do mesmo bloco podem ser interpretadas como mistura de fontes jovens e antigas (Zelek e Dickin, 2013).

Extensas zonas de cisalhamento transportam terrenos com diferentes histórias orogênicas e magmáticas por até 600 Km de distância da sua posição original, e a combinação de dados geofísicos e isotópicos permite identificar os domínios pelos registros de variações das litosferas em profundidade (Curtis e Thiel, 2019). Blocos antigos, denominados aqui como altos do embasamento, se movimentaram no interior do orógeno Araçuai para nova posição, devido às zonas de cisalhamento que os deslocaram em relação ao paleocontinente (cráton). Os lineamentos magnéticos L1 até L8 (Figura 4B), que delimitam blocos crustais com diferentes assinaturas, são interpretados como extensas zonas de cisalhamento dúcteis profundas.

Desta maneira, a zona de cisalhamento Guaçuí (lineamento L1), de direção N-S a NE-SW, separa fragmentos do Cratón do São Francisco, que ocorrem como altos do embasamento, afetados fortemente pela deformação neoproterozóica, de rochas magmáticas sin-orogênicas, gerando um domínio ou terreno crono-estratigráfico, contendo rochas derivadas de fontes paleoproterozoicas a arqueanas (domínio H), em contato com rochas do neoproterozóico. Observa-se claramente que a distribuição espacial das bacias precursoras ao sistema orogênico, bem como das bacias sin-orogênicas, obedece ao mosaico do sistema de cisalhamento aqui descrito. É o caso do corredor transpressivo de Minas Novas (L6), que controla o compartimento tectônico das bacias na borda da área cratônica e no sistema orogênico.

Na porção norte da área, na divisa entre Minas Gerais e Bahia, observam-se padrões curvilíneos dos lineamentos magnéticos, coerentes com o estilo estrutural das dobras de arrasto com modelo tectônico regional para a saliência do Rio Pardo (Peixoto et al., 2020). As estruturas aeromagnetométricas (Figura 4A) a noroeste, no domínio B, indicam movimento de massa de SE para NW. Os padrões deformacionais no domínio E revelam deformação dúctil, com maior concentração de dobras a norte do domínio F. A estruturação de zonas de cisalhamento com cinemática sinistral

também fica bem registrada no domínio C e entre as latitudes -18 e -17 do domínio A.

A transição do Orógeno Ribeira para o Orógeno Araçuaí é marcada pela zona de cisalhamento Além Paraíba, que coloca lado a lado rochas relacionadas ao magmatismo sin-orogênico juvenil toniano do Caxixe e Serra da Prata (com idades modelos TDM neoproterozóicas e valores de ENd (t) positivos), com rochas de magmatismo mais jovem Rio Doce e pós-colisional que são derivadas de fusão de antiga crosta continental, com valores de ENd (t) negativos e idades modelo TDM entre 1,5 e 2,2 Ga. A transição de rochas derivadas de fontes juvenis e retrabalhadas pode ser rastreada pelas diferentes concentrações em radioelementos, sendo as primeiras caracterizadas por baixos valores de K-Th-U e as outras com valores anômalos desses elementos.

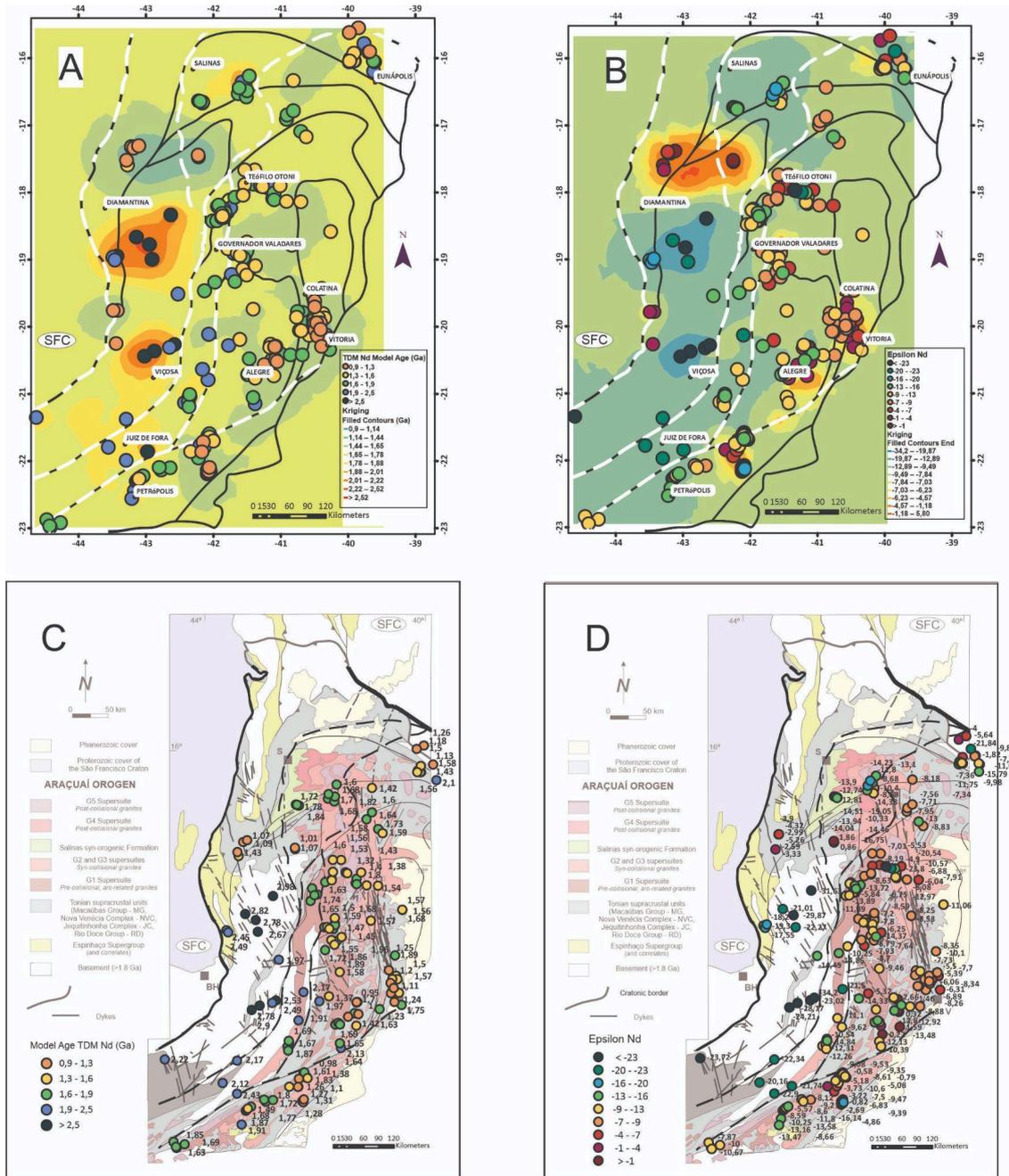


Figura 11: A: Mapa de krigagem, intensidade dos valores TDM compilados neste trabalho; B: Mapa de krigagem, intensidade dos valores ENd (t) compilados neste trabalho; C: Mapa de idades TDM Ga da área de estudo; D: Mapa de valores ENd (t) utilizados na pesquisa. BH: Belo Horizonte; S: Salinas; SFC: Cráton São Francisco; V: Vitória.

O Evento colisional e Espessamento crustal

No caso da colisão entre um arco e um cráton, a razão isotópica de Nd e a idade modelo TDM diminuem consistentemente desde o cráton por mais de 200 Km até o arco acrecionário (Zepek e Dickin, 2013) e registram um bloco crustal siálico com idades intermediárias, misturando a assinatura isotópica do cráton e do arco acrecionário. O mesmo padrão isotópico é descrito por Wu et al. (2022), cujo mapeamento isotópico em orógeno acrecionário identifica a zona de geração de crosta juvenil e antiga crosta continental retrabalhada. Entre elas encontra-se uma zona de transição de aproximadamente 150 Km, representando o amalgamento por colisão dos arcos externos com o cráton. O modelo se aplica à zona de transição entre o Cratón do São Francisco e o sistema orogênico Araçuaí, em que se observa a diminuição das idades modelo TDM e valores de ENd (t) do cráton em direção aos arcos acrecionários que compõem o núcleo cristalino.

A geração de granitos sin-colisionais de diferentes suítes pode ser interpretada como espessamento crustal e colisão arco-contidente (Wang et al., 2021), com a adição de grande volume de magma durante a geração de arcos que causa o crescimento crustal em cinturões orogênicos. Associado ao espessamento crustal, tem-se uma fase de encurtamento que origina o sistema de empurrão de um orógeno, bem como extensivos eventos de fusão parcial. Cavalcante et al. (2019) interpretam um processo de espessamento crustal, em um plateau orogênico, seguido por exumação da crosta inferior como responsáveis pela diversidade de magmas no núcleo do orógeno Araçuaí.

Um cinturão orogênico de longa duração permite que se identifiquem diferentes terrenos que foram amalgamados à margem de um continente, tais como arcos magmáticos e terrenos acrecionários, em um espaço curto de menos de 150 Km, em que pode haver contemporaneidade de dois paleo oceanos se fechando (Wang et al., 2021) e pode ficar muito pouco registro preservado dessa história.

Ambientes de arcos continentais são caracterizados tanto por homogeneidade quanto por heterogeneidade da assinatura isotópica de Nd (Zepek e Dickin, 2013). O magmatismo fonte é crítico para entender as misturas de adição de material derivado do manto subcontinental litosférico e a geração de crosta continental retrabalhada.

As suítes G1 a G5 têm fontes magmáticas paleoproterozoicas a neoproterozoicas. As variações nos valores de ENd (t) muito negativos, -19, com idades TDM mais antigas, 2,6 Ga, até valores ENd (t) positivos, +1,6 com idade modelo TDM entre 1,1 e 0,9 Ga, registram o retrabalhamento de crosta continental antiga e contaminação crustal entre 1,1 e 0,9 Ga. Grãos herdados de zircão sugerem fusão de antiga crosta continental e a presença de rochas do embasamento em profundidade, abaixo dos corpos graníticos aflorantes.

Orógeno Curvado

Apenas é possível classificar um orógeno geneticamente quando se sabe como o orógeno foi formado. O Orógeno Araçuaí é um orógeno encurvado e ainda não foram coletadas informações suficientes para classificá-lo geneticamente. Logo, a classificação apropriada para este orógeno é a cinemática (Weil e Sussman, 2004). Modelos relacionados a orógenos encurvados consideram três diferentes hipóteses.

No caso dos arcos orogênicos primários a curvatura é herdada dos continentes envolvidos no processo orogênico, isto é, já existiam antes da formação da cadeia de montanhas (Weil e Sussman, 2004). Neste caso as assinaturas de isótopos de Nd apresentariam padrão uniforme. Esse é o caso das assinaturas das rochas tonianas (~860 Ma) dos batólitos Caxixe e Serra da Prata, com valores de ENd (t) positivos e idades modelo TDM em torno de 1.0 Ga.

Contudo, se consideramos o caso de arcos orogênicos progressivos, admite-se que toda ou parte de sua curvatura foi adquirida durante o processo de formação do orógeno, ou seja, é contemporâneo ao encurtamento que gera a cadeia de montanhas (Weil e Sussman, 2004). As fábricas rotacionam progressivamente com o orógeno e a assinatura de isótopos de Nd tem comportamento coerente com a rotação dos arcos (Webb et al., 2022).

O terceiro caso, de orógeno originalmente linear que foi rotacionado ao redor de um eixo vertical, refere-se aos oroclinais, arcos orogênicos secundários, sistema orogênico dobrado em planta em forma de ferradura de cavalo (Carey, 1955).

Apesar de localmente apresentar rotação oroclinal em sua porção meridional (Alkmim et al., 2006; Pedrosa-Soares & Alkmim, 2011), o Orógeno Araçuaí não se classifica como oroclinal, porque sua curvatura principal é derivada da geometria do paleocráton São Francisco-Congo, e a assinatura isotópica encontrada reflete sistema

acrescionário e pode ser interpretada como representativa de orógenos do tipo de colisão arco-continente (Webb et al., 2020).

Zona de Sutura

A área relacionada à zona de sutura do orógeno localiza-se no domínio H, e em partes nos domínios A, D, C, e B, entre as zonas de cisalhamento Abre Campo, Além Paraíba e Guaçuí, e é marcada pela presença de rochas interpretadas como ofiolitos (Pedrosa Soares et al., 1992), que apresentam valores de ENd (t) +2 até -3, com idade modelo TDM entre 1,2 e 0,9 Ga. Esses valores são compatíveis com ofiolitos e com contaminação pelo manto litosférico subcontinental.

Exumação e Fase Extensional

Os dados revelam episódios de afinamento e espessamento cíclicos e episódicos registrados nos magmatismos, nos eventos de quiescência de magmatismo granítico, nos ofiolitos e nos diversos enxames de diques, que requerem afinamento crustal para sua colocação.

Modelos que invocam a delaminação da litosfera e extensão levam ao afinamento da crosta e intrusão de corpos máficos e ultramáficos e granitos tipo A. O magmatismo pós-colisional cambriano G5 é dado por padrão circular de altos magnéticos (intrusões nos domínios E, F e G na Figura 4).

As poucas ocorrências de rochas máficas e ultramáficas de mesma idade do magmatismo granítico no Orógeno Araçuai podem ser interpretadas como menor participação de fontes derivadas diretamente do manto litosférico nas rochas do orógeno (Wang et al., 2022). É o caso do processo de delaminação final proposto por Campos et al. (2016), com a ascensão do manto astenosférico na geração de magmatismo alcalino, no final da história do sistema orogênico.

Reativação de estruturas no campo rúptil em bordas de blocos crustais ficam evidentes com a ocorrência de enxames de diques ao longo do Lineamento Vitória-Colatina (L2), de direção NW-SE. Dessa maneira, os diques do grupo 1 (D1) estão em contraste com o grupo 3 (D3) no domínio G. Nesse o enxame D1 apresenta idade modelo TDM Nd entre 0,9 e 1,1 Ga e ENd (t) positivo, de 0 a +1,6, e D3 tem

idade TDM entre 1,9 e 1,7 e ENd (t) de -13,5 a -12,5. Essas evidências sugerem que as fontes mantélicas do magmatismo máfico são distintas, mesmo intrudindo o mesmo domínio litosférico.

Em resumo, o mapeamento isotópico permite identificar a localização de fragmentos ou blocos crustais que são deslocados ao longo dos limites de diferentes domínios litosféricos (que podem representar limites de paleoplacas) durante a evolução de orógeno com longa duração de convergência.

O mapeamento isotópico das idades modelo TDM e valores de ENd (t) na área estudada revela decréscimo nos valores isotópicos de fontes derivadas da geração de antiga crosta continental, que corresponde à extensão da paleoplaca São Franciscana para leste, para fontes com maior participação mantélica e geração de nova crosta oceânica em direção ao núcleo cristalino do sistema orogênico Araçuaí. Processos de enriquecimento do manto subcontinental litosférico, espessamento colisional e contaminação crustal, bem como delaminação podem estar presentes e serem identificados e rastreados na história evolutiva do sistema orogênico Araçuaí, como em similares sistemas acrescionários mundiais (DePaolo e Wasserburg, 1978; Wasserburg e DePaolo, 1979; Will et al., 2014, Vallejo, 2004; Molina, 2003; Carmona e Pimentel, 2002).

CONCLUSIONS

- 1) O mapeamento isotópico de Nd permite reconhecer histórias prévias à configuração final do sistema orogênico, identificando blocos alóctones, zonas de sutura e sistemas de arcos acrescionários, bem como antigos blocos continentais cratônicos e retrabalhados.
- 2) As extensas estruturas geológicas presentes na área representam domínios litosféricos que encontram-se deslocados de seus conjuntos litosféricos originais.
- 3) Assinatura isotópica compatível com assinaturas cratônicas, com valores TDM Nd que sugerem fontes arqueanas e paleoproterozoicas, na zona definida como litosfera mais antiga.
- 4) A zona de transição do Cráton do São Francisco para o Orógeno Araçuaí compõe litosfera continental com assinatura isotópica que sugere antiga crosta

continental retrabalhada como a principal fonte inclui os altos do embasamento dos complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Guanhões, e apresenta os valores mais negativos de ENd (t).

- 5) A fase de afinamento litosférico e a formação das bacias precursoras de um orógeno são caracterizadas pela distribuição espacial das idades modelo TDM Nd de assinatura isotópica de fontes paleoproterozóica e arqueana, e valores de ENd (t) negativos, com padrão similar a margens passivas modernas.
- 6) A Faixa Ribeira é separada em dois fragmentos (I e J) que se interdigitam com a Faixa Araçuai.
- 7) As rochas dos altos do embasamento registram assinatura isotópica transicional entre continente e arco acrescionário.
- 8) Crosta juvenil de arcos intraoceânicos podem ocorrer nas margens dos crátons e estenderem-se até 150 Km da zona de sutura e fica pouco preservada (menos que 20%).
- 9) De acordo com a assinatura isotópica de Nd, é possível supor a existência de oceano neoproterozóico durante a Orogenia Brasileira.
- 10) A assinatura isotópica característica de arcos acrescionários na área inclui rochas de idade toniana do Salto da Divisa, o arco magmático Serra da Prata, o batólito Caxixe e as rochas do arco magmático Rio Negro.
- 11) A zona de espessamento crustal é bem marcada pela assinatura de anomalias de Th e sugere fusão *in situ* na transição da crosta continental antiga para a jovem. Destaca-se que o alto de Th ocorre na direção NW, cortando os limites dos diferentes fragmentos litosféricos. Representa granitos alcalinos com alto K-Th-U e valores magnéticos predominantes altos.
- 12) Há um zoneamento do sistema orogênico, bordejando a margem do cráton, com dobras que sugerem a rotação do orógeno encurvado na saliência do Rio Pardo. Paleoestruturas são localizadas onde se tem variação das profundidades das fontes mantélicas de diferentes domínios litosféricos. Registro de terrenos com diferentes histórias orogênicas e magmáticas revela orógeno encurvado do tipo progressivo.
- 13) A zona de sutura é dobrada e acompanha a rotação do orógeno. As extensas zonas de cisalhamento separam domínios litosféricos com idades distintas paleo- e neoproterozoicas.

- 14) Os dados geocronológicos registram contaminação tardia de material mantélico na Orogenia Brasileira. A contaminação ocorreu entre as intrusões de G4 e G5, por afinamento crustal, possivelmente devido à delaminação da crosta.
- 15) O afinamento da crosta da zona de sutura do orógeno para leste pode ser devido a delaminação litosférica, e/ou durante o evento de ruptura entre a América e a África.

REFERENCES

- Albarède, F. (1998). The growth of continental crust. *Tectonophysics*, 296(1-2), 1-14.
- Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres, G. G., Cruz, S. C. P., & Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian research*, 149(1-2), 43-64.
- Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., & Cruz, S. C. P. (2007). Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15(1), 25-43.
- Alkmim, F. F., Kuchenbecker, M., Reis, H. L., & Pedrosa-Soares, A. C. (2017). The Araçuaí Belt. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 255-276). Springer, Cham.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B., Fuck, R. A., (1977). As Províncias Estruturais Do Brasil. In: *SBG, Simp Geol. Nordeste*, 8, Bol. Esp., 12p.
- Amara, M., Hamoudi, M., Djemaï, S., Bendaoud, A., Dufrécho, G., Jessell, W. M., Machane, D. (2017). New insight of the geological structures and tectonic framework of Ahnet and northwestern part of Tin Zaouatine terranes (western Hoggar, Algeria) constraints from aeromagnetic, gamma ray, and remote sensing data. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(18), 1-20.
- Amaral, L., de Andrade Caxito, F., Pedrosa-Soares, A. C., Queiroga, G., Babinski, M., Trindade, R., Chemale, F. (2020). The Ribeirão da Folha ophiolite-bearing accretionary wedge (Araçuaí orogen, SE Brazil): New data for Cryogenian plagiogranite and metasedimentary rocks. *Precambrian Research*, 336, 105522.
- Babinski, M., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A., & Da Silva, L. C. (1997). U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4), 263-274.

Borg, S. G., & DePaolo, D. J. (1994). Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: constraints from isotopic mapping. *Geology*, 22(4), 307-310.

Brueckner, H. K., Cunningham, D., Alkmin, F. F., Marshak, S. (2000). Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern Sao Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, 99(3-4), 255-269.

Cardona Molina, A. (2003). Correlações entre fragmentos do embasamento pré-mesozóico da terminação setentrional dos Andes Colombianos, com base em dados isotópicos e geocronológicos (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Carmona, O. O., & Pimentel, M. M. (2001). Consideraciones geocronológicas e isotópicas del Batolito Antioqueño. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 25(94), 27-35.

Carmona, O. O., & Pimentel, M. M. (2002). Rb–Sr and Sm–Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 173-182.

Cavalcante, C., Hollanda, M. H., Vauchez, A., & Kawata, M. (2018). How long can the middle crust remain partially molten during orogeny?. *Geology*, 46(10), 839-842.

Champion, D. (2013) Neodymium depleted mantle model age map of Australia.

Cordani, U. G., D'Agrella-Filho, M. S., Brito-Neves, B. D., & Trindade, R. I. F. (2003). Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15(5), 350-359.

Curtis, S., & Thiel, S. (2019). Identifying lithospheric boundaries using magnetotellurics and Nd isotope geochemistry: An example from the Gawler Craton, Australia. *Precambrian Research*, 320, 403-423.

Cutts, K., & Lana, C. (2019). The complex tale of Mantiqueira and Juiz de Fora: A comment on “Eoarchean to Neoproterozoic crustal evolution of the Mantiqueira and the Juiz de Fora Complexes, SE Brazil: Petrology, geochemistry,

zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes". *Precambrian Research*, 332, 105305.

Da Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., & Fletcher, I. R. (2005). The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136(3-4), 203-240.

De Araujo Peixoto, C., Heilbron, M., Ragatky, D., Armstrong, R., Dantas, E., de Morisson Valeriano, C., & Simonetti, A. (2017). Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: Implications for early west Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, 302, 221-254.

De Campos, C. P., de Medeiros, S. R., Mendes, J. C., Pedrosa-Soares, A. C., Dussin, I., Ludka, I. P., & Dantas, E. L. (2016). Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): snapshots from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 248-268.

Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Novo, T., Tedeschi, M., Silva, L. C., Dussin, I., & Lana, C. (2018). Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Araçuaí-Ribeira orogenic system (SE Brazil): Links in the Congo-São Francisco palaeocontinent. *Precambrian Research*, 317, 179-195.

DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(4), 615-627.

DePaolo, D. J., Linn, A. M., & Schubert, G. (1991). The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B2), 2071-2088.

Duarte, B. P., Valente, S. D. C., Heilbron, M., & Neto, M. C. (2004). Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: an Archaean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, 7(2), 437-450.

Dufréhou, G., & Harris, L. B. (2013). Tectonic models for the origin of regional transverse structures in the Grenville Province of SW Quebec interpreted from

regional gravity. *Journal of Geodynamics*, 64, 15-39.

Dufréchu, G., Harris, L. B., Corriveau, L., & Antonoff, V. (2011). Gravity evidence for a mafic intrusion beneath a mineralized zone in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec—Exploration implications. *Journal of applied geophysics*, 75(1), 62-76.

Dufréchu, G., Harris, L. B., Corriveau, L., & Antonoff, V. (2015). Regional and local controls on mineralization and pluton emplacement in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Canada interpreted from aeromagnetic and gravity data. *Journal of Applied Geophysics*, 116, 192-205.

Dussin, I. A., & Dussin, T. M. (1995). Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*.

Dussin, T.M. (1994). Associations volcano-plutoniques de l'Espinhaço méridional (SE-Brésil): Un exemple d'évolution de la croûte Protérozoïque. Tese de Doutorado, Univ. Orléans

Figueiredo, M. C. H. D., & Teixeira, W. (1996). The Mantiqueira metamorphic complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2), 223-246.

Fischel, D. P. (1998). Geologia e dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais. Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado.

Fleck, J. B. F. (2014). Geoquímica, geocronologia e contexto geotectônico do magmatismo máfico associado ao Feixe de Fraturas Colatina, Estado Espírito Santo.

Fossen, H., Cavalcante, C., Konopásek, J., Meira, V. T., de Almeida, R. P., Hollanda, M. H. B., & Trompette, R. (2020). A critical discussion of the subduction-collision model for the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Precambrian Research*, 343, 105715.

Fossen, H., Cavalcante, G. C., & de Almeida, R. P. (2017). Hot versus cold orogenic behavior: Comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian orogens.

Tectonics, 36(10), 2159-2178.

Gao, X., Yang, L. Q., & Orovan, E. A. (2018). The lithospheric architecture of two subterranees in the eastern Yidun Terrane, East Tethys: Insights from Hf–Nd isotopic mapping. *Gondwana Research*, 62, 127-143.

Gibb R.A., Thomas M.D., Mukhopadhyay M. (1983). Geophysics of proposed sutures in Canada. *Prec. Res.*, 19:349-384.

Gioia, S. M. C. L., & Pimentel, M. M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72, 219-245.

Gonçalves-Dias, T., Pedrosa-Soares, A. C., Dussin, I. A., de Alkmim, F. F., Caxito, F. A., da Silva, L. C., & Noce, C. M. (2011). Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão. *Geonomos*.

Gonçalves, L., Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A. C., Dussin, I. A., Valeriano, C. D. M., Lana, C., & Tedeschi, M. (2016). Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *Gondwana Research*, 36, 439-458.

Gonçalves, L., Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A. C., Dussin, I. A., Valeriano, C. D. M., Lana, C., & Tedeschi, M. (2016). Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *Gondwana Research*, 36, 439-458.

Group, T. E. C. G., Bayer, R., Carozzo, M. T., Lanza, R., Miletto, M., & Rey, D. (1989). Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, 162(3-4), 203-218.

Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Weil, A. B., Franco, M. P., & Gonzalo, J. C. (2011). Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle. *Geology*, 39(2), 155-158.

Haralyi, N. L. E., & Hasui, Y. (1982). Interpretação da gravidade e dados

magnéticos de antigas áreas cratônicas no Centro-Leste do Brasil. No Programa Técnico seg ampliado resumos 1982 (pp. 276-278). Geofísicos da Sociedade de Exploração.

Hastings, D. A., & Dunbar, P. K. (1993). Global land one-kilometer base elevation (GLOBE).

Heilbron, M. D. C. P. L. (1993). Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Pirai (RJ): setor central da faixa Ribeira (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Heilbron, M., Valeriano, C. D. M., Valladares, C. S., & Machado, N. (1995). A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 25(4), 249-266.

Karner, G. D., & Watts, A. B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10449-10477.

Knauer, L. G. (2007). O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos, geonomos*.

Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H., & Janoušek, V. (2020). Adamastor—an ocean that never existed?. *Earth-Science Reviews*, 205, 103201.

Lima S.A.A., Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. (2002). A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):491-5

Martins, V. T. D. S. (2000). Geologia isotópica do plutonismo Neoproterozóico da Faixa Araçuaí, região nordeste de Minas Gerais (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Meira, V. T., Garcia-Casco, A., Hyppolito, T., Juliani, C., & Schorscher, J. H. D. (2019). Tectono-metamorphic evolution of the Central Ribeira Belt, Brazil: A case of late Neoproterozoic intracontinental orogeny and flow of partially molten deep crust

during the assembly of West Gondwana. *Tectonics*, 38(8), 3182-3209.

Meira, V. T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R. P., & Schorscher, J. H. D. (2015). The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). *Terra Nova*, 27(3), 206-217.

Mole, D. R., Fiorentini, M. L., Thebaud, N., McCuaig, T. C., Cassidy, K. F., Kirkland, C. L., ... & Belousova, E. A. (2012). Spatio-temporal constraints on lithospheric development in the southwest–central Yilgarn Craton, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 59(5), 625-656.

Mukherjee, P. K., Jain, A. K., Singhal, S., Singha, N. B., Singh, S., Kumud, K., ... & Patel, R. C. (2019). U-Pb zircon ages and Sm-Nd isotopic characteristics of the Lesser and Great Himalayan sequences, Uttarakhand Himalaya, and their regional tectonic implications. *Gondwana Research*, 75, 282-297.

Murphy, J. B., & Nance, R. D. (2002). Sm–Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4), 77-100.

Noce, C. M., Pedrosa Soares, A. C., Silva, L. C. D., & Alkmim, F. F. D. (2007). O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí.

Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J. H., Campos, C. D., & Medeiros, S. D. (2004). Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4), 587-592.

Novo, T. A., Pedrosa-Soares, A., Vieira, V. S., Dussin, I., & da Silva, L. C. (2018). The Rio Doce Group revisited: an Ediacaran arc-related volcano-sedimentary basin, Araçuaí orogen (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 345-361.

Novo, T. A., Soares, A. C. P., Noce, C. M., de Alkmim, F. F., & Dussin, I. A. (2010). Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco

magmático do Orógeno Araçuaí. *Brazilian Journal of Geology*, 40(4), 573-592.

Oliveira, R.G., Andrade, J.B.F., (2014). Interpretação Geofísica dos Principais Domínios Tectônicos Brasileiros. In: Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R. M. (Orgs.). *Metalogênese da Províncias Tectônicas Brasileiras*. 1ed. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v. 1, p. 21-38.

Parsons, S., Nadeau, L., Keating, P., & Chung, C. J. (2006). Optimizing the use of aeromagnetic data for predictive geological interpretation: an example from the Grenville Province, Quebec. *Computers & geosciences*, 32(5), 565-576.

Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. (2000). Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, SBG, p. 265-285.

Pedrosa-Soares, A. C., de Alkmim, F. F. (2011). How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?. *Geonomos*.

Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., Tack, L., Noce, C. M., Babinski, M., Silva, L. C. D., & Martins-Neto, M. A. (2008). Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 153-172.

Pedrosa-Soares, A. C., Castañeda, C., Queiroga, G., Gradim, C., Belém, J., Roncato, J., Vieira, V. (2006). *Magmatismo E Tectônica Do Orógeno Araçuaí No Extremo Leste De Minas E Norte Do Espirito Santo (18°-19° S, 41°-40° 30'w)* 1. *Geonomos*.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkmin, F. F., Silva, L. C., Cordani, U. G., Marshak, S., Campos, C. M. P. (2003). Orógeno Confinado: conceito, exemplo e candidatos. *Boletim de Resumos*.

Pedrosa-Soares, A. C., Cordani, U. G., & Nutman, A. (2000). Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: first U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 58-61.

Pedrosa-Soares, A., Vidal, P., Leonardos, O. H., de Brito Neves, B. B. (1998). Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo orogen. *Geology*, 26(6), 519-522.

Pedrosa-Soares, A. C., De Campos, C. P., Noce, C., Silva, L. C., Novo, T., Roncato, J., Alkmim, F. (2011). Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society, London, Special Publications*, 350(1), 25-51.

Pedrosa-Soares, A. C., Deluca, C., Araujo, C. S., Gradim, C., Lana, C. de C., Dussin, I., et al. (2020). O Orógeno Araçuaí à luz da geocronologia: um tributo a Umberto Cordani. In *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani* (p. 250-272). São Paulo: Solaris Edições Culturais.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., de Alkmim, F. F., da Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., & Castañeda, C. (2007). Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Vidal, P., Monteiro, R. L. B. P., & Leonardos, O. H. (1992). Toward a new tectonic model for the late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1-2), 33-47.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C. M., & Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian research*, 110(1-4), 307-323.

Pilkington, M., & Keating, P. B. (2009). The utility of potential field enhancements for remote predictive mapping. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 35(sup1), S1-S11.

Pimentel, M. M., & Fuck, R. A. (1994). Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(2), 104-111.

Pinet, N., Lavoie, D., Keating, P., & Brouillette, P. (2008). Gaspé belt

subsurface geometry in the northern Québec Appalachians as revealed by an integrated geophysical and geological study: 1—Potential field mapping. *Tectonophysics*, 460(1-4), 34-54.

Queiroga, G. N., Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., de Alkmim, F. F., Pimentel, M. M., Dantas, E., ... & Prichard, H. (2007). Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite. *Geonomos*.

Ragatky, D., Tupinamba, M., & Duarte, B. P. (2000). Sm/Nd data of metasedimentary rocks from the central segment of Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 165-168.

Richter, F., Lana, C., Stevens, G., Buick, I., Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., & Cutts, K. (2016). Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: Records from the Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 272, 78-100.

Rosa, M., Conceicao, H., Oberli, F., Meier, M., Martin, H., Macambira, M. J. B., ... & Leal, L. B. (2000). Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi Batholith, southwest Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 62-65.

Sampaio, A. R., Martins, A. M., Loureiro, H. C., Arcanjo, J. B., Moraes-Filho, J. C., Souza, J. D., ... & Borges, V. P. (2004). Projeto Extremo Sul da Bahia: Geologia e Recursos Minerais. Salvador. Série Arquivos Abertos da Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, 19, 52.

Santiago, R., de Andrade Caxito, F., Neves, M. A., Dantas, E. L., de Medeiros Júnior, E. B., & Queiroga, G. N. (2020). Two generations of mafic dyke swarms in the Southeastern Brazilian coast: reactivation of structural lineaments during the gravitational collapse of the Araçuaí-Ribeira Orogen (500 Ma) and West Gondwana breakup (140 Ma). *Precambrian Research*, 340, 105344.

Santiago, R., de Andrade Caxito, F., Pedrosa-Soares, A., Neves, M. A., & Dantas, E. L. (2020). Tonian island arc remnants in the northern Ribeira orogen of

Western Gondwana: The Caxixe batholith (Espírito Santo, SE Brazil). *Precambrian Research*, 351, 105944.

Santiago, R., de Andrade Caxito, F., Pedrosa-Soares, A., Neves, M. A., & Dantas, E. L. (2020). Tonian island arc remnants in the northern Ribeira orogen of Western Gondwana: The Caxixe batholith (Espírito Santo, SE Brazil). *Precambrian Research*, 351, 105944.

Santos, R. F. (2007). A Formação Salinas da Faixa Araçuaí, Minas Gerais: acervo estrutural e significado tectônico (Doctoral dissertation, MSc thesis, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto).

Sato, K. (1998). Evolução crustal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Serrano, P., Pedrosa-Soares, A., Medeiros-Junior, E., Fonte-Boa, T., Araujo, C., Dussin, I., ... & Lana, C. (2018). A-type Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogen (SE Brazil). *Lithos*, 320, 515-536.

Silva, L. C., Pedrosa-Soares, A. C., Armstrong, R., & Noce, C. M. (2011). Determining the timing of the collisional period of the Araçuaí Orogen by using high resolution U-Pb geochronology on zircon: a contribution to the history of western Gondwana amalgamation. *Geonomos*, 19: 180-197.

Stupl, J., Ebert, M., Mauro, D., Hong, J., Romaine, S., Kenter, A., ... & Kraft, R. (2018). CubeX: a compact x-ray telescope enables both x-ray fluorescence imaging spectroscopy and pulsar timing based navigation.

Thomas, M. D. (1982). Gravity studies of the Grenville province: Significance for Precambrian plate collision and the origin of anorthosite. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1982* (pp. 291-293). Society of Exploration Geophysicists.

Trompette, R., 1994. *Geology Of Western Gondwana (2000–500 Ma)*. Balkema Press, Rotterdam, Rotterdam, Panafrican-Brasiliano Aggregation Of South America And Africa.

Tuller, M. P. (2000). Ipanema: folha SE. 24-Y-C-IV

Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C., Júnior, R. P., de Dios, F. B., Machado, N., ... & de Almeida, J. C. H. (2012). Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro magmatic arc (Ribeira Belt, Brazil): implications for western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 21(2-3), 422-438.

Uhlein, A., Ersinzon, F., Uhlein, G. J., & de Alcântara, D. G. (2017). Estratigrafia e sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço e Grupos Bambuí e Macaúbas: roteiro de campo na Serra do Espinhaço Meridional (MG). *Terræ Didactica*, 13(3), 244-257.

Ussami, N., & Molina, E. C. (1999). Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1), 87-98.

Vieira, V. S. (2007). Significado do grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí.

Vieira, V. S., & Menezes, R. G. D. (2015). Geologia e recursos minerais do estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. CPRM, Belo Horizonte.

Vilela, F. T., Pedrosa-Soares, A., Babinski, M., Lana, C., Trindade, R. I., & Santos, E. (2021). Diamictitic iron formation (DIF) deposits of the Neoproterozoic Nova Aurora Iron District (Macaúbas Group, Southeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103614.

Vinasco Vallejo, C. J. (2004). Evolução crustal e história tectônica dos granitóides permo-triássicos dos Andes do Norte (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Wang, T., Wang, X., Tian, W. et al. (2009). North Qinling Paleozoic granite associations and their variation in space and time: Implications for orogenic processes in the orogens of central China. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.* 52, 1359–1384

Wang, X., Wang, T., Ke, C., Yang, Y., Li, J., Li, Y., ... & Lv, X. (2015). Nd–Hf isotopic mapping of Late Mesozoic granitoids in the East Qinling orogen, central

China: constraint on the basements of terranes and distribution of Mo mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 103, 169-183.

Wang, Y., Zhu, D., Lin, C., Hu, F., & Liu, J. (2022). Quantifying the growth of continental crust through crustal thickness and zircon Hf-O isotopic signatures: A case study from the southern Central Asian Orogenic Belt. *Bulletin*, 134(7-8), 2072-2084.

Wasserburg, G. J., & DePaolo, D. J. (1979). Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 76(8), 3594-3598.

Wasserburg, G. J., & DePaolo, D. J. (1979). Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 76(8), 3594-3598.

Webb, M., White, L. T., Manning, C. J., Jost, B. M., & Tiranda, H. (2020). Isotopic mapping reveals the location of crustal fragments along a long-lived convergent plate boundary. *Lithos*, 372, 105687.

Weil, A. B., & Sussman, A. J. (2004). Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations. In *Orogenic curvature: integrating paleomagnetic and structural analyses* (Vol. 383, pp. 1-15). Geological Society of America.

Will, T. M., Frimmel, H. E., Gaucher, C., & Bossi, J. (2014). Geochemical and isotopic composition of Pan-African metabasalts from southwestern Gondwana: Evidence of Cretaceous South Atlantic opening along a Neoproterozoic back-arc. *Lithos*, 202, 363-381.

Zelek, M., & Dickin, A. (2013). Nd isotope mapping of crustal terranes in the Parent-Clova Area, Quebec: implications for the evolution of the Laurentian margin in the Central Grenville Province. *Geosciences*, 3(3), 448-465.