



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Joentine Lúcia Decol

**Mapeamento Geológico e Geoquímica dos ortognaisses da região de Castelo  
(ES), limite entre os Orógenos Araçuaí e Ribeira**

Rio de Janeiro

2021

Joventine Lúcia Decol

**Mapeamento Geológico e Geoquímica dos ortognaisses da região de Castelo (ES), limite entre os Orógenos Araçuaí e Ribeira**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Coorientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Caroline de Araújo Peixoto

Rio de Janeiro

2021

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

D296 Decol, Joventine Lúcia.  
Mapeamento geológico e geoquímica dos ortognaisses da região de Castelo (ES), limite entre os Orógenos Araçuai e Ribeira / Joventine Lúcia Decol. – 2021.  
79 f.: il.

Orientadora: Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron.  
Coorientadora: Caroline de Araújo Peixoto.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural – Castelo (ES) – Teses. 2. Mapeamento geológico – Castelo (ES) – Teses. 3. Petrologia – Castelo (ES) – Teses. 4. Geoquímica – Castelo (ES) – Teses. I. Heilbron, Monica. II. Peixoto, Caroline de Araújo. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.243(815.2)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Joventine Lúcia Decol

**Mapeamento Geológico e Geoquímica dos ortognaisses da região de Castelo (ES), limite entre os Orógenos Araçuaí e Ribeira**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Aprovada em 27 de maio de 2021.

Coorientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Caroline de Araújo Peixoto

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

---

Prof.<sup>a</sup> Dra. Monica Heilbron (Orientadora)  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Miguel Tupinambá  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Elton Dantas  
Universidade de Brasília

---

Prof. Dr. Rodson Marques  
Universidade Federal do Espírito Santo

---

Prof. Dr. Julio Mendes  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2021

## **DEDICATÓRIA**

À minha amada filha Luísa. Filha, se eu consegui um dia você também conseguirá!

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus. Ele é o alfa e ômega, principio e fim, aquele que era, que é, e em breve há de vir! O rei do universo, que tudo criou e tudo governa. Antes que a primeira rocha fosse formada, Ele já era Deus. Antes que o haja houvesse, Ele já era Deus. Obrigada querido Deus pela vida, pela saúde, pela sabedoria e por não permitir que eu desistisse!

Agradeço à minha família, em especial minha mãe Lúcia, ao meu esposo Victor e minha filha Luísa. Vocês são meu porto seguro, onde me sinto amada, cuidada e inspirada. Certamente não teria conseguido sem vocês! Quantas vezes fui interrompida enquanto escrevia esta dissertação por um “mamãe, brinca comigo?” ou por um “mamãe, posso brincar com suas pedrinhas?”. Filha, você sem dúvida é minha maior motivação!

Agradeço imensamente às professoras Mônica e Carol por terem aceitado entrar nessa jornada comigo. Obrigada pela confiança, paciência, críticas e dedicação. Vocês são uma grande inspiração!

Não poderia deixar de agradecer pela enorme contribuição dos integrantes do grupo de pesquisa TEKTOS, Henrique Bruno e Samuel Berssan, a ajuda de vocês foi fundamental para o desenvolvimento do artigo resultado desta pesquisa. Vocês são geniais, obrigada!

Aos professores Sérgio Willians e Luis Guilherme, bem como aos alunos da turma de geologia 2013 e ao Felipe Corales pela colaboração na realização do mapeamento geológico. Ao amigo Luís Sérgio pela ajuda com as lâminas e resenhas geológicas sempre agregadoras.

Um agradecimento especial também ao Vitalino e a Gabi, funcionários do LGPA pelo suporte durante a preparação das amostras. À Marianni e Juçara, secretárias da pós, por serem sempre tão solícitas e competentes. À FAPERJ pela concessão da bolsa.

A todos os colegas da pós que de alguma maneira ajudaram durante esse período, meu muito obrigada! E que as pedras do caminho continuem servindo apenas como amostras!

Se você é um geólogo que estuda as rochas, tem de sair a campo atrás delas, pois elas não virão até você, e, quando você vai até elas, elas não podem fugir.

Você detém a iniciativa do processo.

*C.S. Lewis.*

## RESUMO

DECOL, Joventine Lúcia. *Mapeamento Geológico e Geoquímica dos ortognaisses da região de Castelo (ES), limite entre os Orógenos Araçuaí e Ribeira*. 2021. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

Os Orógenos Ribeira e Araçuaí integram setores do complexo sistema orogênico desenvolvido no Neoproterozoico Superior durante a amalgamação do supercontinente Gondwana. O limite entre eles permanece sujeito a vários questionamentos e para contribuir com o entendimento da evolução geológica na região conectiva entre os orógenos, a presente pesquisa apresenta novos dados de mapeamento geológico, geologia estrutural, petrografia e geoquímica para a região de Castelo (ES), na conexão Araçuaí/Ribeira no segmento mais ao norte do arco Serra da Prata. As unidades litoestratigráficas cartografadas compreendem depósitos sedimentares aluvionares e depósitos de talus, corpos ígneos intrusivos de granito e gabro, mármore, sillimanita-granada-biotita gnaisse, leucogranito e ortognaisses que variam entre hornblenda-biotita gnaisse mesocrático e biotita-gnaisse leucocrático. As análises geoquímica do hornblenda-biotita ortognaisses permitiu a separação em dois subgrupos um com baixo e outro com alto K, o primeiro com típica assinatura adakitica. Já os biotita-ortognaisse leucocrático foram caracterizados como granitóides tipo-A. A identificação dessas rochas presentes no segmento norte do arco Serra Prata em conjunto com dados já existentes que as definem com idade Toniana e caráter juvenil com contribuição mantélica, permite a proposta de um novo modelo geotectônico para a área de estudo. Os adakitos são considerados como resultado de fusão parcial de uma placa oceânica jovem e quente sob pressões moderadas a altas com granada residual na fonte. A ocorrência de adakitos com granitoides tipo-A no setor final do arco Serra da Prata é aqui interpretado como resultado de uma janela astenosférica associada com a quebra do slab ou subdução da dorsal.

Palavras-chave: Adakito. Fusão de placa. Subdução Toniana. Arco Serra da Prata. Orógeno Ribeira. Orógeno Araçuaí.



## ABSTRACT

DECOL, Joventine Lúcia. *Geology mapping and geochemistry of orthogneiss from the Castelo region (ES), limit between Araçuaí and Ribeira Orogens*. 2021. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The Araçuaí and Ribeira Orogens were formed during the amalgamation of Gondwana supercontinent developed in the Upper Neoproterozoic. The limit between them has several questions and to contribute in a way to understand how was the geological evolution in the Orogens connection we present new detailed data of geological mapping, structural geology, petrographic and geochemical analyzes from Castelo region (ES) in the connection Araçuaí/Ribeira. The mapped lithostatigraphic units comprise alluvial sedimentary and talus deposits, intrusive igneous bodies of granite and gabbro, leucogranites, marbles, silimanite-garnet-biotite gneiss and orthogneisses that can vary among hornblende-biotite gneiss and biotite-gneiss. The geochemical analyzes of hornblende –rich orthogneiss allowed the separation into two subgroups as low and high K, the former with typical adakite signature. The leucocratic biotite-orthogneisses, on the other hand, were characterized as A- type granitoids. The identification of these rocks present in the northern segment of the Serra Prata arc together with existing data that define them with Tonian and juvenile with mantle contribution, allows the proposal of a new geotectonic model for the study area. Adakites are considered to be the result of partial melting of a young, hot oceanic plate under moderate to high pressures in which garnet was an important stable residue. The occurrence of adakites with A- type granitoids in the final sector of the Serra da Prata arc is interpreted here as the result from a slab window gap, either associated with slab tearing or ridge subduction.

Keywords: Adakite. Slab-melting. Subduction. Serra da Prata arc. Ribeira Orogen. Araçuaí Orogen.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Localização da área de estudo.....	13
Figura 2 –	Compartimentação tectônica da Província Mantiqueira.....	18
Figura 3 –	Mapa geológico do Orógeno Araçuaí.....	22
Tabela 1 –	Supersuítes identificadas no Orógeno Araçuaí por Pedrosa-Soares et al. (2011) versus o ambiente tectônico em que ocorreu a colocação, segundo Vieira & Menezes (2015) .....	23
Figura 4 –	Mapa de organização tectônica do Orógeno Ribeira.....	26
Quadro 1 –	Correlação entre a organização tectônica proposta para os orógenos Ribeira e Araçuaí.....	31
Tabela 2 –	Comparação das nomenclaturas litológicas propostas para a região limítrofe entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí.....	32
Tabela 3 –	Simplificação de nomenclaturas.....	32

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	10
1	<b>OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO E ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....</b>	12
1.1	<b>Objetivos.....</b>	12
1.2	<b>Localização da área de estudo.....</b>	12
1.3	<b>Apresentação da Dissertação de Mestrado.....</b>	13
2	<b>METODOLOGIA UTILIZADA.....</b>	15
2.1	<b>Investigações de campo.....</b>	15
2.2	<b>Análises petrográficas.....</b>	15
2.3	<b>Procedimentos analíticos.....</b>	16
2.3.1	<u>Processamento Análise geoquímica.....</u>	16
3	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	18
3.1	<b>Orógeno Araçuaí.....</b>	19
3.1.1	<u>Breve síntese da evolução tectônica do Orógeno Araçuaí.....</u>	19
3.1.2	<u>Magmatismo associado ao Orógeno Araçuaí.....</u>	21
3.1.3	<u>Unidades litoestratigráficas do Orógeno Araçuaí na área de estudo.....</u>	24
3.2	<b>Orógeno Ribeira .....</b>	24
3.2.1	<u>Breve síntese da evolução tectônica da Orógeno Ribeira.....</u>	25
3.2.2	<u>Subdivisão estrutural do Terreno Oriental.....</u>	27
3.2.3	<u>Unidades litoestratigráficas do Orógeno Ribeira na área de estudo.....</u>	29
3.3	<b>Conexões entre as organizações tectônicas dos Orógenos Araçuaí e Ribeira...</b>	30
4	<b>RESULTADOS.....</b>	33
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	34
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	40
	<b>APÊNDICE – Adakites and associated granitoids from the Serra da Prata Arc: Evidence for a Tonian subduction setting within the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (AROS), SE Brazil (Artigo científico).....</b>	47

## INTRODUÇÃO

Decifrar os ambientes tectônicos e os processos relacionados aos terrenos pré-cambrianos, desde os estágios iniciais de preenchimento da bacia até os estágios orogênicos, é um desafio, particularmente quando essas regiões foram submetidas a metamorfismo de alto grau.

Os orógenos Ribeira e Araçuaí integram setores do complexo sistema orogênico desenvolvido no Neoproterozoico Superior. A correlação destes segmentos orogênicos, mais confinado a norte e aberto para sul, constitui uma questão importante para o entendimento da amalgamação do Supercontinente Gondwana.

A área alvo desta dissertação de mestrado aborda ortognaisses e paragnaisses da região de Castelo e seus entornos, região sul do Estado do Espírito Santo. Inserida entre os segmentos orogênicos Araçuaí e Ribeira, a área mostrou-se peça chave para importantes questionamentos, já que as unidades litológicas de alto grau metamórfico em suas zonas internas apresentam grandes semelhanças e há ausência de estruturas marcantes que limitem distintas configurações tectônicas.

A fim de melhor conhecer o limite e/ou a transição entre estes segmentos orogênicos é apresentado no capítulo 4 o primeiro resultado desta pesquisa através do artigo intitulado: *Adakites and associated granitoids from the Serra da Prata Arc: Evidence for a Tonian subduction setting within the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (AROS), SE Brazil*, submetido ao Journal of South American Earth Sciences.

Uma das características marcantes do Orógeno Ribeira é a presença de dois sistemas de arcos magmáticos Neoproterozóicos no segmento central da Faixa Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro: Segundo a proposta mais recente de Heilbron et al (2020), o sistema de arco interno (Terreno central) é composto pelo arco continental Serra da Bolívia-Marceleza. Já o sistema de arco externo (Terreno oriental) tem caráter juvenil e evolução em dois estágios, Toniano e Criogeniano.

Os dois estágios magmáticos do sistema de arco externo, tem aporte de material mantélico juvenil e, são representados pelo estágio Serra da Prata entre ca. De 856 e 838 Ma (PEIXOTO *et al.*, 2017; PEIXOTO, 2018) e o estágio Rio Negro de ca. 790 a 620 Ma, (TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; HEILBRON & MACHADO, 2003). Seu prolongamento para a região sul do Estado do Espírito Santo ainda está mal definido, apesar de mais recentemente Santiago *et al* (2020) terem descrito as primeiras rochas de arco Tonianas no ES.

Já o arco interno do Orógeno Ribeira (HEILBRON *et al.*, 2020), representado pelos complexos Serra da Bolívia e Marceleza, possui características de arco continental (cordilherano), e foi descrito por vários autores (HEILBRON *et al.*, 2013; CORRALES *et al.*, 2020; TEDESCHI *et al.*, 2013). De modo semelhante, no segmento do Orógeno Araçuaí é bem caracterizado o arco magmático continental Arco Rio Doce (630 - 580 Ma), também denominado de Supersuíte G1 (granitos pré colisionais) por PEDROSA SOARES (2008). Esse arco se estende deste o limite entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, e se prolonga para Sul, adentrando no estado do Rio de Janeiro.

Tal como apontado acima, rochas de arco de idade Toniana já foram descritos por Santiago *et al* (2020) na região de transição entre os segmentos orogênicos Araçuaí e Ribeira. Neste sentido, apesar de já terem sido obtidas idades U-Pb, dados de Lu-Hf e dados geoquímicos, pelos autores acima citados, o detalhamento geológico desta continuação do arco externo, acompanhada de uma discussão petrogenética sobre sua geração compreende o foco desta dissertação de mestrado. Finalmente, os resultados obtidos, integrados com dados existente do arco externo constituem forte evidência para adoção de modelo mobilistas para o Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira como um todo.

# 1 OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO E ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

## 1.1 Objetivos

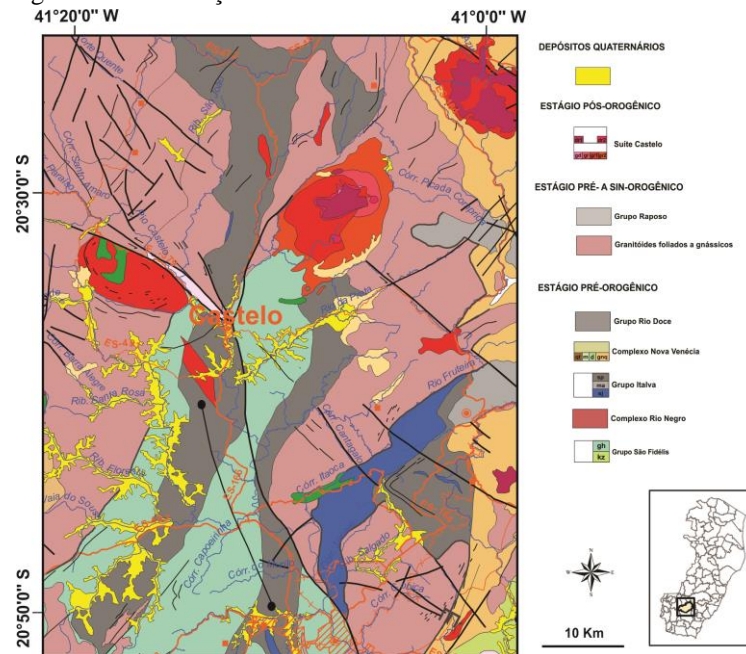
Como exposto acima, o objetivo da pesquisa tem como foco a investigação da continuidade geográfica-geotectônica do Terreno Oriental do Orógeno Ribeira, a partir do NW do Estado do Rio de Janeiro, em direção ao sul do Estado do Espírito Santo onde são cartografadas rochas correlatas do Orógeno Araçuaí. Sua importância reside no fato deste terreno englobar rochas de arco magmático juvenis, que atestam a existência de modelos tectônicos mobilistas, envolvendo subdução de litosfera oceânica, geração de arcos magmáticos intraoceânicos evoluídos, seguidos por colisão continental.

Como objetivos específicos, a obtenção de um mapa geológico detalhado deste setor do arco externo, seguido por análises petrográficas e litogeoquímicas, para caracterização do modelo petrogenético de geração deste magmatismo pré-colisional, bem como sua comparação com o setor mais ao sul Arco externo no estado do Rio de Janeiro, constituem os objetivos específicos da dissertação.

## 1.2 Localização da área de estudo

A área do projeto localiza-se ao sul do Estado do Espírito Santo (Figura 1). Geotectonicamente, encontra-se inserida na porção sul do Orógeno Araçuaí (ALMEIDA *et al.*, 1973) no limite com o Orógeno Ribeira, sendo constituída predominantemente por rochas pré-cambrianas.

Figura 1 - Localização da área de estudo.



Fonte: Mapa geológico do Espírito Santo. Modificado de Vieira *et al.*, 2014.

A área está localizada na porção sul do Estado do Espírito Santo e abrange os municípios de Castelo, Cachoeiro de Itapemirim, Conceição de Castelo, Vargem Alta e Venda Nova do Imigrante. Dista cerca de 151 km da cidade de Vitória e aproximadamente 436 km da cidade do Rio de Janeiro. Partindo de Vitória, a rota mais rápida é pela BR-262 até o município de Venda Nova do Imigrante seguindo a ES-166. Já saindo da cidade do Rio de Janeiro o acesso pode ser feito pela BR-101 sul até a BR-482 em Cachoeiro do Itapemirim seguindo pela ES-482 e ES-166 que corta a área de estudo de sul a norte.

### 1.3 Apresentação da Dissertação de Mestrado

Além do capítulo introdutório, a dissertação de mestrado está estruturada em mais 5 capítulos, resumidos abaixo:

- a) Capítulo 1 – Objetivos e localização da área de estudo;
- b) Capítulo 2 – Metodologia adotada;
- c) Capítulo 3 – Síntese da Geologia Regional do setor transicional entre os segmentos Orogênicos Ribeira e Araçuaí, englobando uma tentativa de correlação entre as nomenclaturas adotadas.

- d) Capítulo 4 – Resultados Obtidos, apresentados na forma de um manuscrito em língua inglesa submetido ao Journal of South American Earth Sciences.
- e) Capítulo 5 – Considerações Finais, onde serão apresentadas as principais conclusões e questões futuras resultantes desta pesquisa,
- f) Capítulo 6 – Referências Bibliográficas



## **2 METODOLOGIA UTILIZADA**

Para o desenvolvimento da presente investigação foram utilizadas diversas ferramentas tais como revisão bibliográfica, trabalho de campo e análises diversas.

A principal consulta bibliográfica foi realizada no banco de dados da disciplina de estágio de campo da Faculdade de Geologia da UERJ, onde foi possível compilar o mapa geológico e o mapa de pontos em escala 1:50.000 da área de estudo, assim como lâminas petrográficas e amostras de mão. Outros dados presentes na literatura como dissertações de mestrado, teses de doutorado e artigos científicos também foram revisados.

A seguir serão apresentados os métodos, as técnicas e análises empregadas na realização da pesquisa.

### **2.1 Investigações de campo**

A etapa de trabalho de campo consistiu na observação das feições geológicas e principalmente na coleta de amostras para análises petrográficas, litogeoquímica, geoquímica isotópica (Sm-Nd, Sr) e geocronológica (U-Pb em zircão).

Durante a disciplina de mapeamento geológico II foram realizadas aproximadamente 584 estações de trabalhos parte deles com a participação da pesquisadora. Todos estes dados e lâminas delgadas foram integradas na dissertação.

Uma nova etapa de trabalho de campo foi realizada na área de estudo localizada na cidade de Castelo, ao sul do Espírito Santo. Nesta etapa foram realizadas trinta e três estações de trabalho, dentre os quais foram coletadas dez amostras para geocronologia, onze amostras para geoquímica e treze amostras para confecção de lâminas delgadas.

### **2.2 Análises petrográficas**

As lâminas utilizadas nesta pesquisa foram confeccionadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

Através de microscópio de luz transmitida e refletida foi possível observar os aspectos estruturais e composicionais das rochas estudadas. As principais feições estão destacadas em fotomicrografias.

Foram analisadas e descritas doze lâminas de paragnaisse, vinte e uma de ortognaisses, além de lâminas de mármore, leucogranito, granito e gabro para a caracterização das unidades que afloram na área de estudo. As lâminas observadas fazem parte do acervo geológico da disciplina de Mapeamento Geológico II da faculdade de Geologia (UERJ). As demais lâminas foram obtidas de amostras coletadas para este trabalho.

## 2.3 Procedimentos analíticos

As amostras selecionadas para análise geoquímica foram processadas, cada uma seguindo as especificações de cada método, no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

### 2.3.1 Processamento Análise geoquímica

A primeira etapa para esta análise consiste na retirada de todo material de alteração, para isto as amostras são cortadas em *slabs* (pedaços) de aproximadamente 30 a 50 gramas. Posteriormente, os *slabs* são envoltos em sacos plásticos para evitar contaminação e com o auxílio de martelo e bigorna são britados manualmente. Para cada amostra ocorre a limpeza e higienização do ambiente e das ferramentas utilizadas. Em seguida, ocorreu a moagem do material em moinho de bolas de carbureto de tungstênio/inox produzindo um pó de rocha com granulometria próxima a do talco. O produto gerado, em torno de 30 gramas por amostra, foi acomodado em recipiente plástico para posterior envio ao laboratório.

Durante o trabalho de campo foram coletadas onze amostras para geoquímica, além de dez amostras selecionadas do banco de dados da disciplina de estágio de campo da Faculdade de Geologia da UERJ. Após as etapas descritas anteriormente, as amostras foram analisadas pelo laboratório *Activation Laboratories Ltd* (ACT-Labs), em Ontário no Canadá, seguindo aos procedimentos propostos por Hoffman (1992). As amostras foram submetidas ao pacote 4

LITHO oferecido pelo referido laboratório que contempla a leitura de dados dos elementos maiores, traços e terras raras.

Inicialmente, é adicionado tetraborato de lítio às amostras para depois fundi-las em forno. Ao fundido resultante é incorporado uma solução de ácido nítrico (5%) até a completa dissolução. Através de fontes de plasma, a técnica de *Inductively Coupled Plasma* (ICP) é usada para medir os elementos maiores, enquanto que para os elementos traços incluindo os Elementos Terras Raras (ETR) utiliza-se *ICP/Mass Spectrometry* (ICP/MS). O limite de detecção do *Inductively Coupled Plasma* (ICP) varia entre 0,001 e 0,01 % para os óxidos e entre 1 e 5 ppm para os elementos traços enquanto o do *ICP/Mass Spectrometry* (ICP/MS) é de 10 ppm para Cu, 20 ppm para Ni, 30 ppm para Zn, entre 0,01 e 5 ppm para os demais elementos traços e entre 0,002 e 0,5 ppm para ETR. Maiores informações sobre os procedimentos analíticos pode ser obtidas em [www.actlabs.com](http://www.actlabs.com).

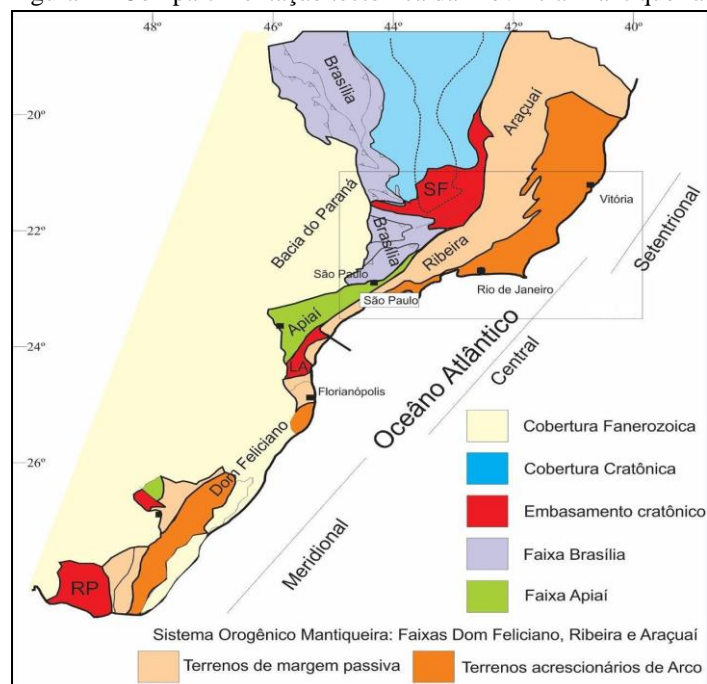
Os dados geoquímicos foram processados no software *Geochemical Data ToolKit* for Windows (GCDKIT), onde foram confeccionados gráficos geoquímicos classificatórios, de ambientes geotectônicos, aranhogramas normalizados e diagramas binários de Harker, utilizados para interpretação nos resultados.

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mantiqueira estrutura-se na costa leste da América do Sul, ou seja, é paralela a costa sul e sudeste do Brasil, delineando um Orógeno NE-SW, ao longo de 3.000 km, se estendendo desde o sul da Bahia até o Uruguai, como foi definida por Almeida *et al* (1977, 1981). Faz limite com as Províncias Tocantins, São Francisco e Paraná sendo bordejada à leste pela margem continental e pelas bacias costeiras de Espírito Santos, Campos, Santos e Pelotas. É composta por um complexo arcabouço estrutural, formado no ciclo Brasileiro-Pan Africano, que ocorreu durante o Neoproterozoico/Cambriano, onde a aglutinação de paleoplacas convergentes deu origem ao supercontinente Gondwana Ocidental (BRITO NEVES, 2003; CORDANI *et al.*, 2000; SCHMITT *et al.* 2004).

Diversos sistemas orogênicos com terrenos acrescionários de arco magmático (SENGÖR, 1990) constituem a Província Mantiqueira, a qual se distribui em três segmentos (figura 2): Setentrional (Orógeno Araçuaí), Central (Orógeno Ribeira) e Meridional (Orógeno Dom Feliciano) (HEILBRON *et al.*, 2000, 2004a). Na figura 2 observa-se a compartimentação tectônica da Província Mantiqueira.

Figura 2 - Compartimentação tectônica da Província Mantiqueira.



Legenda: Crátons São Francisco (SF), Luiz Alves (LA) e Rio de La Plata (RP).

Fonte: Extraído de Heilbron *et al.* (2004a)

### 3.1 Orógeno Araçuaí

O Orógeno Araçuaí, integrante da parte setentrional da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1977, 1981) compreende um largo segmento crustal paralelo à linha costeira do sudeste brasileiro, tendo sido amalgamado durante a Orogenia Brasileiro-Pan Africana (Neoproterozoico ao início do Paleozoico). Consiste em um complexo Orógeno relacionado às colisões oblíquas entre os crátons São Francisco e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental (BRITO NEVES *et al.*, 1999; HEILBRON *et al.* 2004 e 2008).

Apenas na década de 1990, com a descoberta de ofiolitos Neoproterozóicos ocorreu a redefinição de faixa de dobramentos para Orógeno Araçuaí. Além disso a identificação dos estágios pré-colisional (Arco Magmático Rio Doce), colisional (rochas graníticas tipo-S foliadas e migmatizadas) e pós-colisional (intrusões pós-foliação regional) corroboram para a definição do Sistema Orogênico Araçuaí – Congo Ocidental (AWCO) como um edifício litotectônico brasileiro – pan-africano confinado à grande reentrância delimitada pelos crátons do São Francisco e Congo (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001 IN: PEDROSA -SOARES *et al.* 2020 ). Inicialmente, a “Faixa Araçuaí – Congo Ocidental” foi interpretada como exclusivamente ensialica. Após as descobertas citadas acima o sistema de bacias precursoras do AWCO passou a ser interpretado de forma contundente como um amplo golfo (uma island sea-basin com área mínima de 1 milhão de km<sup>2</sup>) parcialmente oceanizado e articulado com aulacógenos, mas conectado, via Faixa Ribeira, ao Oceano Adamastor (TROMPETTE, 2004, PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2007, 2008, 2017; ALKMIM *et al.*, 2006, 2017; AMARAL *et al.*, 2020, CORDANI *et al.*, 2003; CORRALES *et al.*, 2020 IN: PEDROSA SOARES *et al.*, 2020).

#### 3.1.1 Breve síntese da evolução tectônica do Orógeno Araçuaí

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental exhibe feições muito particulares, sendo caracterizado por Alkmim *et al.* (2007) como um Orógeno que apresenta contorno em forma de ferradura confinado por áreas cratônicas onde seus traços estruturais descrevem trajetória fechada.

De acordo a Alkmim *et al.* (2007), a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental pode ser dividida em cinco estágios:

- a) **Bacia precursora Macaúbas:** por volta de 880 Ma ocorreu um rifteamento no Paleocontinente São Francisco originando um grande golfo. Com a evolução do rifteamento, formaram-se duas margens passivas, porém permanecendo unidas na porção norte do paleocontinente (atual ponte cratônica Bahia-Gabão). Para Alkmim *et al.* (2007) o grande intervalo de tempo de existência dessa bacia, datada de 220 Ma, demonstra baixas taxas de expansão o que poderia ser justificado pelo seu caráter confinado. Entretanto, é possível que a quantidade de crosta oceânica formada durante o estágio da bacia, ainda que restrita, possa ter contribuído de forma significativa para a geração de magmas durante o estágio de arco magmático do Orógeno (MEYER, 2017).
- b) **Convergência inicial:** de acordo a Valeriano *et al.* (2004) a bacia Macaúbas teve seu fechamento induzido pela colisão entre a Península São Francisco e a placa Rio de La Plata, fato que ocorreu por volta de 630 Ma. Para Alkmim *et al.* (2006, 2007) tal evento pode ser explicado como o funcionamento de um quebra nozes, ou seja, a bacia Macaúbas foi fechada devido à rotação da península São Francisco no sentido anti-horário contra o continente do Congo. Pelo exposto, Alkmim *et al.* (2007), consideram o fechamento da bacia Macaúbas tendo a subdução como consequência e não como a causa do fechamento.
- c) **Fase colisional:** iniciou-se na porção norte da bacia, posteriormente progrediu para a porção sul (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2007) durante o intervalo de 580 e 560 Ma. Segundo o mesmo autor, a geração de granitos tipo S gerados neste estágio estão relacionados ao empilhamento de metassedimentos aluminosos gerados pelo espessamento crustal da bacia Macaúbas.
- d) **Escape lateral da porção sul do núcleo cristalino do Orógeno:** durante a fase colisional formaram-se frentes de empurrões, posteriormente são geradas zonas de transcorrência com movimentação dextral, cujos movimentos estariam relacionados ao escape de material em direção à porção sul do Orógeno. De acordo a Alkmim *et al.* (2007), a movimentação dessas zonas de transcorrências estaria relacionadas à trajetória de

fechamento da tectônica quebra-nozes, momento em que o extremo sul da península São Francisco e a margem do continente do Congo estavam em máxima aproximação.

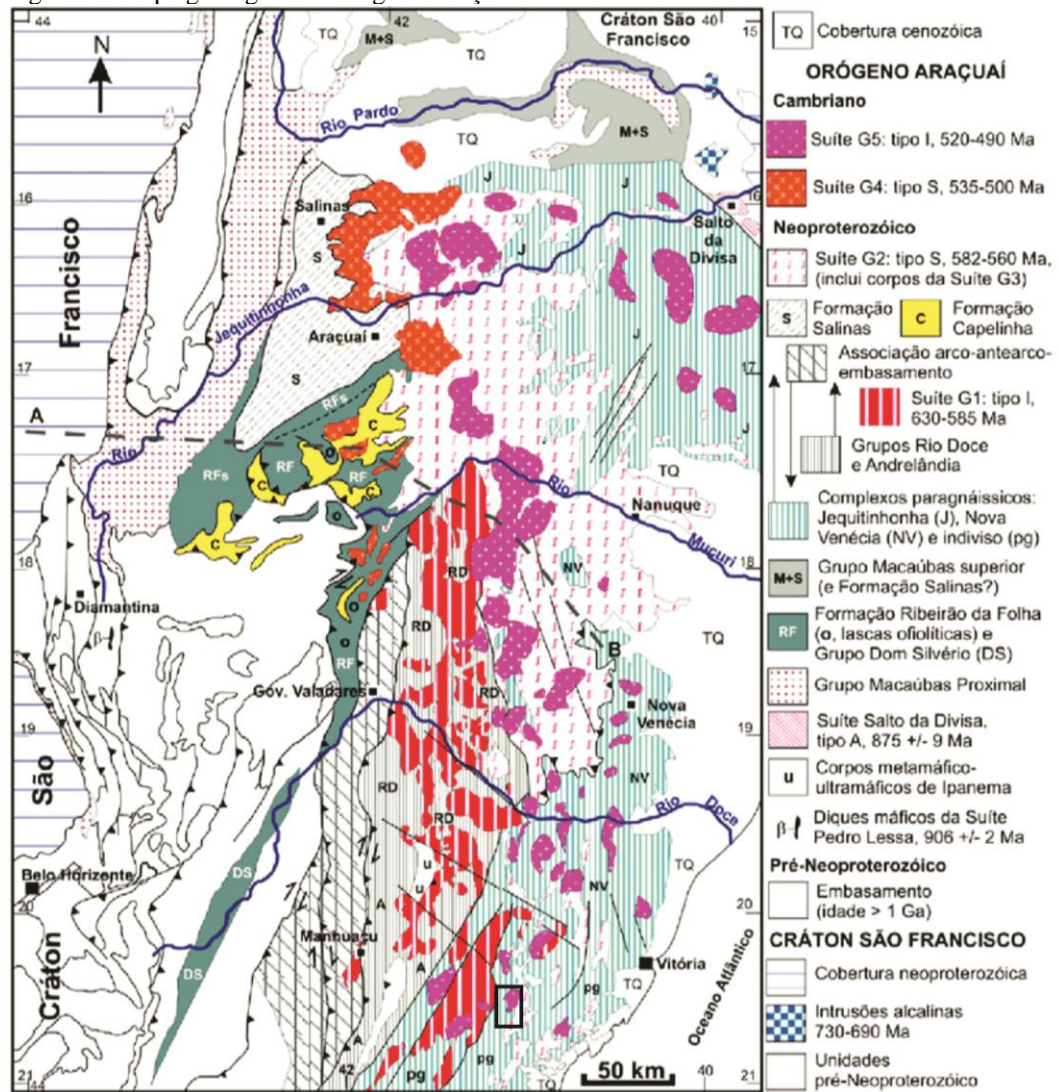
- e) **Colapso gravitacional:** este estágio ocorreu entre 520 e 490 Ma. A fusão crustal e mantélica proporcionou a formação de magmas bimodais e está representado pela granitogênese G5 (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001 e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000). Para Alkmim *et al.* (2007), nesta fase o Orógeno Araçuaí alcançou grandes elevações e como consequência formou-se um regime distensional como resposta da ação da força peso gerando zonas de cisalhamento normais como a Zona de Cisalhamento Chapada Acuã (PEIXOTO, 2017).

É importante ressaltar que estudos sistemáticos levaram a caracterização do Orógeno Araçuaí de acordo à Teoria de Tectônica de Placas (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2007, 2008, 2017). Pedrosa-Soares *et al.* (2020), apresentam de forma sintetizada a definição do Orógeno Araçuaí segundo seus componentes geotectônicos e estágios evolutivos à luz da geocronologia U-Pb em concordância com a Teoria de Tectônica Placas. Assim, brevemente descrevem o sistema de bacias precursoras, o magmatismo e metamorfismo orogênicos e as bacias orogênicas.

### 3.1.2 Magmatismo associado ao Orógeno Araçuaí

Diversos autores entre eles Mendes *et al.*, 2002; Alkmim *et al.*, 2007; Pedrosa-Soares *et al.*, 2003, 2006, 2007, 2011, reconhecem no Orógeno Araçuaí quatro estágios orogênicos, definidos de acordo às relações estruturais, petrológicas, litogeoquímicas e geocronológicas, do evento Brasileiro. Os diferentes registros tectônicos definem as seguintes fases: pré-colisional (ca. 630 a 580 Ma); sin-colisional (ca. 590 a 545 Ma); tardi-colisional (ca. 565 a 535 Ma) e pós-colisional (ca. 530 a 490 Ma). Na figura 3 observa-se o mapa do Orógeno Araçuaí.

Figura 3 - Mapa geológico do Orógeno Araçuaí.



Fonte: Extraído de Pedrosa-Soares *et al.*, (2007).

A supersuíte G1 representa o estágio pré-colisional e configura a subdução da litosfera oceânica com geração de arco e magmatismo cálcio-alcálico. A supersuíte G2 representa o clímax da tectônica tangencial durante o estágio sin-colisional onde ocorreu espessamento crustal, fusão parcial e geração de magma do tipo-S. A supersuíte G3 representa o estágio tardi-colisional que é marcado pelo término da tectônica tangencial e geração de granito-S por fusão parcial causada pela decompressão adiabática. As supersuítes G4 e G5 representam o estágio pós-colisional marcado pelo colapso extensional do Orógeno. Durante este estágio, o espessamento crustal fez o Orógeno alcançar elevadas alturas que entraram em regime distensional. Assim, os magmas formados como produtos da fusão crustal e mantélica por decompressão adiabática intrudiram a crosta a partir de zonas de fraqueza, falhas transcorrentes associadas ao colapso gravitacional do Orógeno (PEDROSA-SOARES *et al.*, 1999).



Vieira & Menezes (2015) adotam uma nomenclatura  $\gamma 1$ ,  $\gamma 2$ ,  $\gamma 3$ ,  $\gamma 4$  e  $\gamma 5$  para o magmatismo G1, G2, G3, G4 e G5 de Pedrosa-Soares et al., (2011), os diferencia pela ambiência tectônica durante a colocação crustal designados de pré, sin, tarde e pós-Orogênico. A tabela 1 traz um resumo sobre essa comparação.

Tabela 1 – Supersuítas identificadas no Orógeno Araçuaí por Pedrosa-Soares et al. (2011) versus o ambiente tectônico em que ocorreu a colocação, segundo Vieira & Menezes (2015).

<b>SUPERSUÍTES (Pedrosa-Soares et al., 2001)</b>	<b>COLOCAÇÃO DOS GRANITOIDES SEGUNDO O AMBIENTE TECTÔNICO (Vieira et al., 2014)</b>
G1 - Estágio Pré-colisional (630-585 Ma). Engloba os processos relacionados à formação do arco magmático cálcio-alcalino. Constituída por tonalito, granodiorito, com thronjdemito e diorito subordinado e frequentes enclaves máficos.	$\gamma 1$ – Estágio Pré-orogênico. Aqui estão incluídos granitoides foliados a gnáissicos, predominantemente metaluninosos, calcioalcalinos, Tipo-I: Ex: Granodiorito tonalito Galileia. Estágio pré a sin-orogênico. Granitoides tipo-I (Ex: Ortogn Muniz Freire)
G2 – Estágio Sin-colisional (585-565 Ma). Os padrões principais de deformação e metamorfismo são originados neste estágio. São granitos do tipo-S. Constituída de Cd-gra-bt-gr e granito a duas micas. Esta suíte é responsável pelos pegmatitos ricos em gemas e minerais industriais. Produção de rochas ornamentais (Ex.: Leucogranito Carlos Chagas)	$\gamma 2$ – Estágio Sin a Tardi-orogênico. Granitoides foliados, peraluminosos (Ex.: Leucogranito Carlos Chagas). Suítas Bela Joana e São João do Paraíso (Charnoenderbitos).
G3 – Estágio Tardi-Colisional (565-535 Ma). Dividida em G3S e G3I. G3S é constituída de gra-cd leucogranito com foliação incipiente e ou sem foliação. Corresponde a refusão da porção peraluminosa da suíte G2. G3I consiste. Em granitoides calcioalcalinos: granitos e granodioritos e na fácies charno-enderbítica-Maciço Lagoa Preta (Vieira, 1997) intrudidos ao longo de zonas de cisalhamento obliquas a transcorrentes.	$\gamma 3$ – Estágio Tardi-orogênico. Corresponde aos leucogranitos granatíferos – tipo-S e granitoides muito ou pouco foliados, metaluninosos, Tipo-I (ex.:allanita granito; quartzo-diorito).
G4 e G5 – Estágio Pós-colisional (520-490 Ma). Representa o colapso extensional do Orógeno Araçuaí. A Suíte G4 não ocorre no ES. A Suíte G5 é constituída de intrusões graníticas do tipo-I, livres da foliação regional, cuja ocorrência se limita ao núcleo interno do Orógeno.	$\gamma 5$ – Estágio Pós-orogênico. Granitoides metaluminosos, calcioalcalinos, Tipo-I: Suítas Intrusivas Espírito Santo, Santa Angélica e Aimorés (Ex.: Maciço Vitória, Maciço Santa Angélica e Maciço Várzea Alegre).

Fonte: 1ª coluna: Pedrosa-Soares et al. (2011); 2ª coluna: Vieira & Menezes (2015).

### 3.1.3 Unidades litoestratigráficas do Orógeno Araçuaí na área de estudo

Este item aborda uma síntese da estratigrafia regional apenas com as unidades que interessam diretamente à área de estudo.

Gradim *et al.* (2014) descrevem como zona de retro-arco as rochas situadas imediatamente a leste do Arco Rio Doce (630-580 Ma), no orógeno Araçuaí, e separaram a ocorrência destas rochas em Grupo Alegre, Complexo Nova Venécia e Suíte Ataleia. A área de estudo estaria inserida neste contexto geológico.

Paragnaisses peraluminosos migmatíticos com lentes de rochas calcissilicáticas formam o Complexo Nova Venécia. Representado por uma série metamórfica regional na fácies anfíbolito para granulito, este complexo compreende silimanita-granada-cordierita biotita gnaisses a oeste e silimanita-granada-cordierita gnaisses pobres em biotita a leste. Leucossomas e melanossomas foram gerados a partir da fusão destas rochas. Estes líquidos diatexíticos passam gradacionalmente para grandes corpos granitóides autóctones representantes da Suíte Ataleia (Gadrim *et al.*, 2014). Essa suíte é composta por rochas graníticas a granodioríticas e mais raramente tonalíticas.

Representante da suíte G5, O Maciço Castelo é uma intrusão granítica pós-colisional (Idade Cambriana) com zoneamento bem-marcado por rochas dioríticas no centro e graníticas nas bordas. Silva (1993, *In: Vieira & Menezes*, 2015) individualizou neste maciço os seguintes litotipos: titanita-granito, granito grosseiro porfirítico, dioritos e granodiorito porfirítico.

## 3.2 **Orógeno Ribeira**

Bordejando o cráton São Francisco mais ao sul, no segmento central da Província Mantiqueira encontra-se o Orógeno Ribeira, correlato ao Orógeno Araçuaí, porém distinto. O Orógeno Ribeira integra uma complexa rede de terrenos Neoproterozoicos imbricados para WNW em direção ao Cráton São Francisco entre cerca de 864 e 580 Ma (MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2008, 2012; TROUW *et al.*, 2012; HEILBRON & MACHADO, 2003; PEIXOTO, 2010).

Na figura 4 são discriminados os distintos terrenos tectono-estratigráficos que formam o Orógeno Ribeira. O Terreno Ocidental representa a margem leste do cráton São Francisco retrabalhada, já o Terreno Oriental abarca as rochas de arcos magmáticos Neoproterozoicos Rio Negro e Serra da Prata (CORDANI *et al.*, 2002; HEILBRON & MACHADO, 2003; PASSARELLI *et al.*, 2004; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; PEIXOTO, 2010; HEILBRON *et al.*, 2013). Completam as unidades do Orógeno Ribeira os Terrenos Paraíba do Sul-Embú, Cabo Frio (SCHMITT *et al.*, 2004) e mais ao sul os Terrenos Socorro e Apiaí (CAMPOS NETO, 2000; JANASI & ULBRICH, 1991; JANASI *et al.*, 2001).

### 3.2.1 Breve síntese da evolução tectônica da Orógeno Ribeira

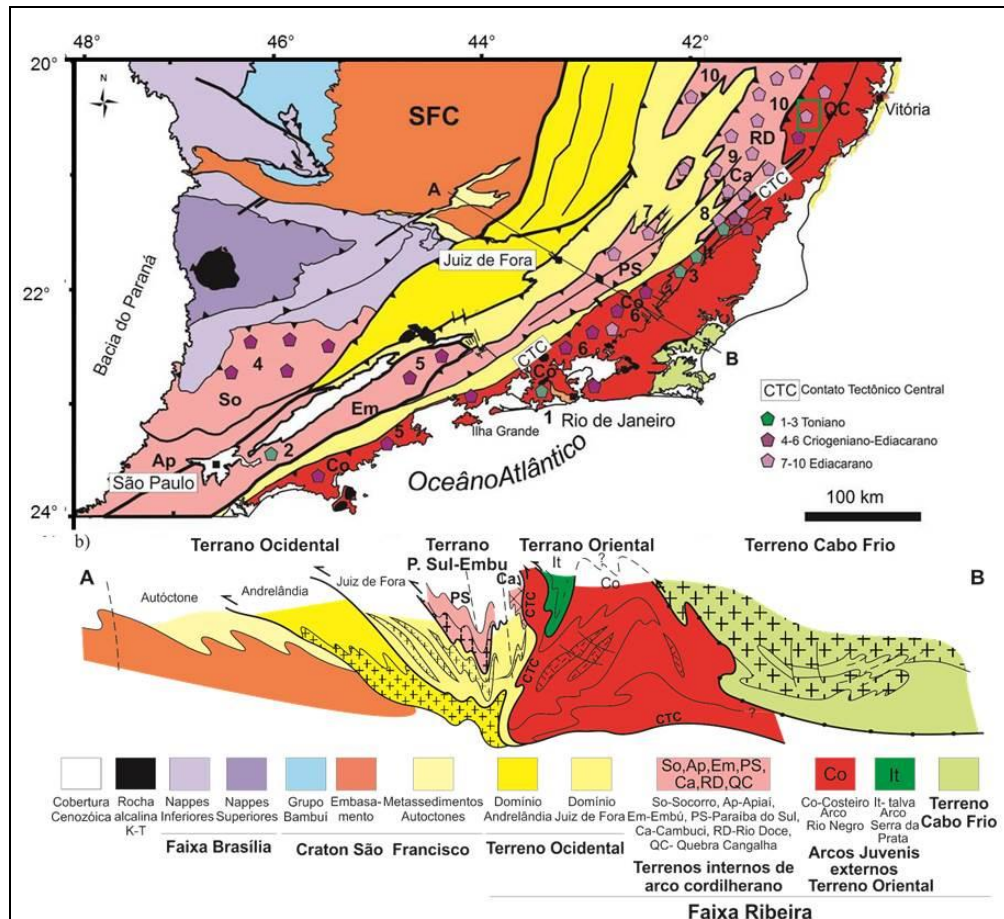
A evolução tectônica do Orógeno Ribeira é consequência de episódios colisionais diacrônicos que envolveram micro-continentes, arcos magmáticos e a margem do paleocontinente São Francisco (HEILBRON *et al.*, 2017). Estas colisões ocorreram no evento Brasileiro e foram responsáveis pela amalgamação do Gondwana Ocidental entre os períodos Ediacarano e Cambriano (CAMPOS-NETO & FIGUEIREDO 1995; CAMPOS & CABY 2000; TROUW *et al.* 2000, 2013; SCHMITT *et al.* 2004).

O progressivo desenvolvimento do Orógeno Ribeira resultou de quatro eventos colisionais (HEILBRON *et al.* 1982, 2000, 2008, 2013; MACHADO & GAUTHIER 1996; TROUW *et al.* 2000, 2013; CAMPOS NETO AND CABY 2000; CAMPOS NETO 2000; JANASI *et al.* 2001; CORDANI *et al.* 2002; HEILBRON AND MACHADO 2003; VALERIANO *et al.* 2000, 2004; SILVA *et al.* 2002, 2005; SCHMITT *et al.* 2004 IN: Heilbron *et al.*, 2017) que serão descritos a seguir:

- a) **Colisão I- Evolução do extremo sul da Orógeno Brasília:** durante este episódio, ocorreu o fechamento do Oceano Goianides, ao longo do que hoje é a margem ocidental do Cráton São Francisco. Com o avanço da subdução desse oceano foi possível o desenvolvimento de um arco magmático (ca. 650-640 Ma) ao longo da margem do cráton Paranapanema, atualmente escondido embaixo da bacia do Paraná (Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto 2000). Vestígios deste arco são representados pelos batólitos (ortognaisses) do Terreno Guaxupé (Campos Neto 2000). Uma série de nappes com vergência leste foram formados devido à colisão entre as placas

Parapanema e São Francisco. As nappes se propagam sobre a margem sudoeste do Cráton e carregam partes do embasamento e de rochas sedimentares da margem passiva do Andrelândia (HEILBRON ET AL., 2017).

Figura 4 - Mapa de organização tectônica do Orógeno Ribeira.



Fonte: Modificado e compilado de Heilbron *et al.*, 2000, 2004, 2017, Trouw *et al.*, 2000, Peixoto *et al.*, 2017.

### b) Colisão II e III- Desenvolvimento do Orógeno Ribeira entre 620 e 565

**Ma:** uma subdução a leste do Oceano Adamastor, separou as massas continentais do sul do São Francisco e do Continente do Congo o que resultou no surgimento de dois arcos magmáticos, os quais foram amalgamados às placas já existentes do Parapanema-São Francisco originando o sistema inicial do Orógeno Ribeira. A colisão II (620-595 Ma) deu-se pela acreção dos arcos continentais Socorro e Serra da Bolívia (Terrenos Socorro e Paraíba do Sul), seguida de uma convergência e choque do arco juvenil Rio Negro (Terreno Oriental) culminando na colisão III. O

espessamento crustal associado aos episódios colisionais II e III gerou fusão generalizada da crosta o que pode ser evidenciado pelos plútons graníticos com foliação NE datados no intervalo de 610-565 Ma (HEILBRON ET AL., 2017).

- c) **Colisão IV- Colocação do Terreno Cabo Frio entre 530 e 510 Ma:** Com o fechamento do Oceano Adamastor e o pleno desenvolvimento do Orógeno Ribeira, ocorreu o alojamento do Terreno Cabo Frio, o qual, provavelmente representa um fragmento do cráton Angola. As deformações e o metamorfismo presentes no embasamento (Complexo Região dos Lagos) e as unidades metassedimentares (Grupos Palmital-Búzios) sugerem que este terreno seja o prisma acrecionários deste episódio tectônico. O efeito da chegada do Terreno Cabo Frio afetou todos os demais terrenos agregados anteriormente, até a borda do Cráton. Dobras abertas e verticais formam um sistema de zonas de cisalhamento dextrais com tendência NE. Essas zonas foram responsáveis por canalizar os fundidos graníticos e fluidos hidrotermais, representados por leucogranitos (G4), pegmatitos e veios de quartzo (HEILBRON ET AL., 2017).

O último evento tectônico documentado para a Orógeno Ribeira está relacionado com o colapso orogênico, com a presença de um regime de deformação transtensional, durante o qual um conjunto de zonas de cisalhamento normais com *trend* NW são registradas. Algumas dessas zonas foram reativadas durante a ruptura do Gondwana. Diacronicamente a estas deformações evidencia-se duas gerações de granitos (G5 e G6) durante 510 e 480 Ma (PEDROSA-SOARES E WIEDEMANN-LEONARDOS 2000, MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON E MACHADO 2003; VALERIANO *et al.*, 2011).

### 3.2.2 Subdivisão estrutural do Terreno Oriental

A evolução do Terreno Oriental é descrita como um complexo de arcos magmáticos intraoceânicos e suas bacias associadas em uma margem ativa, onde o avanço da zona de subdução resultou na sua acreção à margem do paleocontinente São Francisco entre 605 e 560 Ma (HEILBRON *et al.*, 1995; TUPINAMBÁ & HEILBRON, 2000; HEILBRON &

MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; HEILBRON *et al.*, 2013).

Consiste em um conjunto de três arcos magmáticos Neoproterozoicos: 1- o arco magmático **Serra da Prata** pertencente ao Domínio Italva (PEIXOTO, 2010; PEIXOTO *et al.*, 2017; PEIXOTO, 2018); 2- o arco magmático **Rio Negro** alojado no Domínio Costeiro (TUPINAMBÁ *et al.*, 2000b; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012); 3- o arco magmático **Serra da Bolívia** associado ao Domínio Cambuci (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2013).

Peixoto *et al.*, (2017) identificaram que o desenvolvimento do domínio Costeiro está ligado a pré-existência do domínio Italva enquanto o domínio Cambuci (HEILBRON *et al.*, 2013) evoluiu de forma independente.

De acordo com Tupinambá *et al.* (2007), no noroeste do Rio de Janeiro, próximo à divisa com os estados do Espírito Santo e Minas Gerais, o Domínio Costeiro cavalga o Domínio Juiz de Fora até os entornos da cidade de Itaocara, onde passa a cavalgar o Domínio Cambuci. O limite entre estes Domínios é marcado por uma zona de cisalhamento denominada por Almeida *et al.* (1998) como Contato Tectônico Central (CTC) e está extremamente redobrada com mergulhos que variam de moderados para NW a íngremes para SE (HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2003).

O Domínio Costeiro é formado por sucessões metassedimentares, que foram metamorfizadas em alto grau, pertencentes ao Grupo São Fidélis. Essas sequências estão intrudidas por ortognaisses do arco magmático Rio Negro e por diversas gerações de granitoides mais jovens (TUPINAMBÁ & HEILBRON, 2002; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.* 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007, 2012).

O Domínio Italva consiste no arco Serra da Prata e unidades metassedimentares (PEIXOTO ET AL., 2017; PEIXOTO, 2018) e estende-se por aproximadamente 225 km a partir da porção norte da região serrana do estado do Rio de Janeiro e segue em direção ao sul do estado do Espírito Santo, sobrepondo-se ao Domínio Costeiro. Internamente, sua estrutura compõe um sinformal com eixo caindo para NE e sua superfície axial é subvertical. Ocorre interdigitação entre as rochas dos dois domínios no flanco norte que está intensamente deformado (HEILBRON *et al.*, 2003).

### 3.2.3 Unidades litoestratigráficas do Orógeno Ribeira na área de estudo

Este item procura abordar de forma sintetizada a estratigrafia regional apenas com as unidades que interessam diretamente à área de estudo.

O Grupo Italva foi inicialmente definido por Machado Filho *et al.* (1983) como um conjunto de rochas formado por granada-hornblenda gnaiss, mármore e anfibolitos. Durante a execução do Programa Pronageo MCT/CPRM-UERJ (2006/2007), foram definidas seis unidades lito-estratigráficas para o Domínio Italva no Noroeste do estado do Rio de Janeiro, a saber: Suíte Morro do Escoteiro, Anfibolito, Unidade Serra da Prata, Unidade Macuco, Unidade São Joaquim e Unidade Euclidelândia. Segundo Vieira & Menezes (2015) no estado do Espírito Santo foram mapeadas a Unidade São Joaquim, Unidade Macuco e Unidade Serra da Prata.

Na área de estudo foram mapeadas rochas que pertencem às unidades São Joaquim, Serra da Prata, e São Fidélis (Vieira & Menezes, 2015).

A Unidade São Joaquim está composta por uma sequência de mármore calcítico a dolomítico rico em grafita, com intercalações de anfibolito, rochas metaultramáficas, rochas calcissilicáticas e metachert quartzosos (Vieira & Menezes, 2015).

O complexo Serra da Prata é representado por gnaisses com variação composicional, podem variar desde gnaisses cinzentos mesocráticos (tonalíticos) a gnaisses leucocráticos finos (graníticos). Possuem um bandamento característico que pode ser tanto primário quanto migmatítico.

Vieira & Menezes (2015) descrevem, para a área em questão, as rochas pertencentes ao Grupo São Fidélis como uma sequência metassedimentar composta por cordierita-sillimanita-biotita gnaiss. Pode ainda ocorrer biotita gnaiss homogêneo com grande quantidade de intercalações de anfibolitos e calcissilicáticas. De acordo com Vieira & Menezes (2015), a unidade Macuco não foi mapeada na área desta pesquisa, porém encontra-se a leste do Maciço Castelo. São descritos como gnaisses homogêneos, que sugerem forte origem metavulcano-sedimentar, compostos por hornblenda-biotita gnaiss, com intercalações de anfibolito, muscovita-sillimanita-(granada)-biotita gnaiss, rochas calcissilicáticas, mármore e rochas metaultramáficas e granada biotita gnaiss claro. Vieira & Menezes (2015) deixam claro que não foram encontradas lentes de mármore e rochas ultramáficas, como descrito por Duarte (2012). Peixoto (2018) também descreve lentes de mármore dentro de paragneisses na Unidade Macuco.

### 3.3 Conexões entre as organizações tectônicas dos Orógenos Araçuai e Ribeira

Dados geológicos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos apontam que os orógenos Araçuai e Ribeira são inerentes a um mesmo sistema, onde há registro de sua atividade desde o Neoproterozoico até o Cambriano, porém não são descritas quaisquer tipos de descontinuidades litológicas ou estruturais na região limítrofe/conectiva entre esses orógenos (TROMPETTE *et al.*, 1993; HEILBRON & MACHADO, 2003; ALKMIM *et al.*, 2006, 2007; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2013, 2017; GRADIM *et al.*, 2014; GONÇALVES *et al.*, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2016, 2018).

A gênese individual de cada orógeno torna seus estilos estruturais ligeiramente divergentes. O arranjo do Orógeno Ribeira foi desenvolvido durante o fechamento de um amplo oceano (Adamastor) com posteriores colisões de micro-continentes e diversos tipos de arcos magmáticos (CAMPOS-NETO, 2000; TROUW *et al.*, 2000; CORDANI *et al.*, 2003; HEILBRON *et al.*, 2000, 2008, 2012, 2013; ALKMIM *et al.*, 2006, 2007). Por outro lado, o Orógeno Araçuai foi estruturado em um ambiente restrito entre os Crátons do São Francisco e do Congo, onde a ligação com o antigo Oceano Adamastor se daria por um oceano peninsular (TROMPETTE *et al.*, 1993; TROUW *et al.*, 2000; ALKMIM *et al.*, 2006; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011).

Dados geocronológicos estão intimamente ligados à evolução tectônica. Um conjunto considerável de idades U-Pb em zircões, compiladas por vários autores ao longo de anos de estudo sistemáticos, tem contribuído para o entendimento das bacias orogênicas do Orógeno Araçuai (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2020). Tais resultados tem revelado um proeminente pico em torno de 600 Ma. As idades das fontes de sedimentos das bacias representadas variam significativamente, mas em sua maioria com expressiva concentração de grãos com idades entre 900 e 600 Ma. Somado a este fato estão as variações nas assinaturas isotópicas de Hf dos zircões dentro deste intervalo de idades, desde valores positivos, principalmente em zircões Tonianos e Criogenianos, a negativos, na maioria dos zircões Ediacaranos (DEGLER *et al.*, 2017; SCHANNOR *et al.*, 2019; ARAUJO *et al.*, 2020). Esses dados sugerem que fontes com componentes juvenis, como os arcos magmáticos Serra da Prata (PEIXOTO *et al.*, 2017) e Rio Negro (TUPINAMBÁ *et al.*, 2012), e corpos ofiolíticos (QUEIROGA, 2010; AMARAL *et al.*, 2020), também contribuíram substancialmente para o preenchimento das bacias orogênicas, além das fontes crustais do Ediacarano relacionadas ao Arco Rio Doce



(TEDESCHI *et al.*, 2016; CORRALES *et al.*, 2020). Nesta perspectiva, são as rochas metassedimentares do Grupo Rio Doce e da Unidade Andrelândia representantes de bacias intra-arco e ante-arco, que mais contêm zircões juvenis Criogenianos e Tonianos, sugerindo que os arcos Serra da Prata e Rio Negro já estariam de alguma maneira acessíveis aos meios que transportaram os sedimentos os quais alimentaram aquelas bacias antes do crescimento do Arco Rio Doce (DEGLER *et al.*, 2017, 2019; SCHANNOR *et al.*, 2019; VIEIRA *et al.*, 2019,). No quadro 1 é possível observar uma síntese feita por Corrales (2019), baseado em publicações feitas por Tupinambá *et al.*, 2007, Heilbron *et al.*, 2013, 2017 e Tedeschi *et al.*, 2016, onde estão correlacionadas as principais organizações tectônicas dos orógenos Araçuaí e Ribeira.

Quadro 1 - Correlação entre a organização tectônica proposta para os orógenos Ribeira e Araçuaí.

<b>Orógeno Ribeira</b>	<b>Orógeno Araçuaí</b>	<b>Componentes Tectônicos</b>
Terreno Ocidental	Domínio Externo (proximal)	Sequência rift e associações de rochas de margem passiva, rochas ofiolíticas
Terreno Paraíba do Sul/Embu	Domínio Interno (distal)	Arco do Rio Doce e bacias relacionadas, rochas ígneas colisionais e pós-colisionais
Terreno Oriental	Não Encontrado	Sistema de arcos magmáticos intra-ocêânicos (arcos da Serra da Prata e do Rio Negro e bacias relacionadas), rochas ígneas colisionais e pós-colisionais
Terreno Cabo Frio	Não Encontrado	Fragmento do embasamento angolano

Fonte: Extraído de Corrales, 2019.

A tabela 2 traz uma correlação quanto à nomenclatura das unidades litológicas presentes na área de conexão entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí.

Tabela 2 – Comparação das nomenclaturas litológicas propostas para a região limítrofe entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí:

<b>Orógeno Ribeira</b>	<b>Orógeno Araçuaí</b>	<b>Litologia</b>	<b>Referências</b>
Domínio Costeiro (Grupo São Fidélis)	Complexo Nova Venécia, Grupo Alegre e Suíte Ataleia	Paragnaisse migmatítico, Bt-Crd granulitos e calcissilicáticas, Hbl-Bt gnaisse, mármore, quartzito, anfibolitos	Tupinambá et al. (2007) Gradim (2014)
Domínio Italva	Grupo Italva Grupo Alegre (?)	Anfibólio-biotita gnaisse, biotita gnaisse, mármore, rochas calcissilicáticas, anfibolitos, quartzitos	Peixoto & Heilbron (2010) Vieira & Menezes (2015)

Fonte: A Autora, 2021.

Devido às inúmeras nomenclaturas encontradas na bibliografia e a difícil correlação na região limítrofe entre os orógenos, propõe-se uma simplificação onde os ortognaisses são rochas de arco magmático e os paragnaisse são rochas das bacias associadas a estes arcos. A presente pesquisa visa esclarecer a qual sistema de arco estas rochas estão atreladas, se ao arco Rio Doce (Orógeno Araçuaí) ou aos arcos Rio Negro-Serra da Prata (Orógeno Ribeira).

Tabela 3 - Simplificação de nomenclaturas

<b>Orógeno Ribeira</b>		<b>Orógeno Araçuaí</b>	<b>Litologia</b>
Bacias <i>back arc</i> Associadas ao Sistema de arco externo (Arcos Rio Negro/Serra da Prata)	Bacias <i>back arc</i> Associadas ao Sistema de arco interno (Arcos Socorro/Serra da Bolívia)	Bacia <i>back arc</i> do arco Rio Doce	Paragnaisse
Sistema de arco Externo (Rio Negro/Serra da Prata)	Sistema de arco Interno (Arcos Socorro/ Serra da Bolívia)	Arco Rio Doce	Ortognaisses

Fonte: A Autora, 2021.

## 4 RESULTADOS

Os resultados obtidos na presente pesquisa são apresentados no Apêndice (p. 47), na forma de um artigo intitulado *Adakites and associated granitoids from the Serra da Prata Arc: Evidence for a Tonian subduction setting within the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (AROS), SE Brazil*, que foi submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences*.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

### SOBRE A PRIMEIRA DESCRIÇÃO DE ROCHAS ADAKÍTICAS NO SISTEMA AROS

As investigações geoquímicas realizadas nas rochas da região de Castelo, localizada na região de conexão entre os Orógenos Araçuaí e Ribeira, revelaram a ocorrência de Adakitos com granitoides Tipo-A. Petrograficamente, os adakitos são descritas como hornblenda-biotita ortognaisses mesocráticos e os granitoides Tipo-A são biotita-ortognaisses leucocráticos.

O termo adakito (em referência à ilha de Adak, nas ilhas Aleutas) foi utilizado por Defant & Drummond (1990) para identificar rochas vulcânicas interpretadas como produto da fusão da placa oceânica subductada, onde dacitos, andesitos e riolitos sódicos representam os membros extrusivos, enquanto seus equivalentes plutônicos são representados por tonalitos e trondhjemitos podendo ocorrer rara associação com magmas parentais basálticos. Segundo os mesmos autores, a assinatura geoquímica dos adakitos destaca-se por:  $\text{SiO}_2 \geq 56\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ ;  $\text{MgO} < 3\%$ ;  $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$ ;  $\text{Yb} < 1,9 \text{ ppm}$ ;  $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ ;  $\text{Sr/Y} > 40$  e  $\text{La/Yb} > 20$ . Hastie (2021) destaca que estudos posteriores (Defant et al., 1992; Drummond et al., 1996; Martin, 1999; Condie, 2005; Castillo, 2012) mostraram que os adakitos também possuem alto conteúdo de  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.5–7.5 %) e baixas razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $< 0.5$ ). Em termos composicionais, os adakitos variam de intermediários a ácidos, compostos por plagioclásio, anfibólio e biotita, além de minerais acessórios como apatita, zircão, titanita e óxidos de Fe-Ti (Martin et al., 2005).

O grupo de hornblenda-biotita ortognaisse mesocrático classifica-se como subalcalinos, e distribuem-se dentro do campo das rochas intermediárias a ácidas. Os dois grupos se comportam de forma semelhante quanto aos altos conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ . Entretanto, quanto ao conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  é possível subdividi-los em dois subgrupos um de baixo e outro de alto K. O enriquecimento progressivo em  $\text{K}_2\text{O}$ , característico da série cálcio-alcalina, aponta para uma evolução típica de arco magmático, já que durante o fracionamento do magma resulta em rochas desde uma composição mais básica/intermediária até intermediária/ácida. As afinidades magnesianas e cálcicas dos adakitos também revelam a tendência evolutiva de arco. Os dados geoquímicos revelaram ainda uma composição metaluminosa a fracamente peraluminosa. O déficit de alumínio além de confirmar a origem ígnea dos ortognaisses revela a cristalização da hornblenda, biotita e titanita. Os adakitos

caem dentro do campo dos granitoides de alto Ba-Sr, sendo que os maiores valores de Sr provavelmente refletem a composição tonalítica com menos K-feldspato e mais plagioclásio (rico em Sr).

Os adakitos da região de Castelo apresentam uma assinatura típica de magmas formados em zonas de subducção. São rochas enriquecidas em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP) e em elementos litófilos de raio iônico grande (Cs, Th, U, Ba, Rb, K). Os Terras Raras Leves bem como Ba e Sr correlacionam-se positivamente com o K mostrando enriquecimento da série de baixo para o alto K. Há presença de anomalias negativas e positivas de Eu. O plagioclásio é o mineral que possui a maior parte do Eu, as anomalias negativas indicam que durante a fusão parcial apenas uma pequena fração do plagioclásio sofreu liquefação, o que resultou em um magma pobre em Eu. Observam-se ainda anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti, tal padrão é semelhante ao encontrado na distribuição de elementos incompatíveis para basaltos calcioalcalinos de alto potássio de arcos intraoceânicos (Wilson, 1989), bem como é o comportamento esperado para os adakitos como demonstrado por Zhang et al., 2021. As anomalias de Nb são comuns em adakitos e estão relacionadas com rutilo e/ou anfibólio residual, além de resultar do enriquecimento de elementos LILE e REE leves devido a mistura entre a fusão do *slab* com fases aquosas (Drummond & Defant, 1990; Martin et al., 2005; Moyen, 2009; Hastie et al., 2015 in Hastie, 2021).

Em relação ao conteúdo de MgO e Mg# vs. SiO<sub>2</sub> (Deng et al., 2020), observa-se que os adakitos são caracterizados por valores intermediários de Mg# e plotam no campo dos adakitos de arcos de ilhas modernos. Ainda que haja um decréscimo significativo de MgO com o aumento de SiO<sub>2</sub> não existe uma tendência de variação para o Mg#.

Os diagramas de terras raras pesadas de Sr/Y vs. Y e (La/Yb)<sub>N</sub> vs. Yb<sub>N</sub> permitem uma modelação geoquímica para diferentes protólitos além de evidenciar o contraste entre os adakitos e as rochas “clássicas” normalmente encontradas num sistema de arcos (Drummond e Defant, 1990 ; Martin , 1999). A baixa abundância de Y e HREE que distingue os adakitos das demais rochas de arco é frequentemente explicada pela formação de um magma derivado de um basalto metamorfizado que deixa para trás um resíduo rico em anfibólio e/ou granada (Hastie, 2021). Os elementos Y e Yb possuem comportamento químico semelhante. No diagrama de (La/Yb)<sub>N</sub> vs. Yb<sub>N</sub>, as curvas representam a tendência da fusão parcial onde os adakitos são gerados a partir de um protólito de granada-anfibolito com 10% de granada, as quais se encontram na parte inferior do gráfico, enquanto que com 25% de granada a relação entre La/Y aumenta e com um protólito de eclogito esta relação será ainda maior (Castillo ,

2012). Todas as curvas consideram uma composição inicial como MORB (Sun and McDonough, 1989).

Em outros diagramas discriminantes, nota-se que os dois subgrupos caem dentro dos campos de discriminação de assinaturas adakíticas, tanto em relação ao conteúdo de Sr/Y quanto para La/Yb além de demonstrarem a presença de granada residual na fonte. Embora os ortognaisses ricos em hornblenda com alto K também compartilhem as características geoquímicas das rochas adakíticas, seu alto conteúdo de K<sub>2</sub>O impede a classificação típica como adakitos relacionados à fusão da crosta oceânica em subdução (Martin et al., 2005). Duas alternativas principais são possíveis para explicar a associação dessas rochas com os adakitos: ou por aporte sedimentar dentro de uma fonte adakítica ou por fusão parcial de uma fonte máfica de alto K. As amostras de ortognaisses ricos em hornblenda de alto K caem dentro do campo adakitos derivado da crosta inferior (Li et al., 2016) sob condições de pressão mais baixas quando comparadas com as amostras típicas de adakitos.

Os adakitos da região de Castelo não apenas apresentam características semelhantes aos adakitos modernos (Drummond e Defant, 1990; Martin et al., 2005), como também as características geoquímicas detalhadas acima indicam um magmatismo associado a zona de subdução com fusão da crosta basáltica que foi parcialmente fundida na transição com as fácies metamórfica anfíbolito, granada-anfíbolito (Kay, 1978; Kepezhinskas et al., 1995; Yogodzinski et al., 1995; Drummond et al., 1996; Rapp et al., 1999; Ayabe et al., 2012; Sato et al., 2013 in Hastie, 2021). Os baixos valores de elementos traços compatíveis como Cr e Ni sugerem que a interação com o manto peridotítico foi limitado para a formação do magma adakítico (Martin, 1999; Wang et al., 2012, Zhu et al., 2019). A anomalia positiva de Pb pode indicar a presença de sedimentos sendo subdutados. A cristalização fracionada também está presente na evolução desse magma.

Em contrapartida, os granitoides tipo-A, identificados na área de estudo, são caracterizados por uma assinatura sub-alcalina e shoshonítica (altíssimo K<sub>2</sub>O), ao contrário dos adakitos mostram baixos conteúdos de CaO e Na<sub>2</sub>O. Caracterizam-se como metaluminosos a fracamente peraluminosos. Interessante notar que o excesso de alumínio é observado na variedade Biotita ortognaisse leucocráticos revelando a tendência peraluminosa onde a hornblenda aparece apenas como um mineral acessório. Apresentam as características típicas de granitos tipo-A descritas por Whalen (1987) e Eby (1992) como assinatura ferroanos, altos conteúdos de LILE, especialmente Ba e Rb, e HFSE (alto valor de Zr+Nb+Ce+Y), enriquecimento dos LREEs em relação aos HREEs, com anomalia negativa de Eu demonstrando o fracionamento do plagioclásio durante o processo de cristalização

fracionada. As anomalias negativas de Nb, P e Ti sugerem que são rochas típicas relacionadas a ambiente de subdução. O fracionamento da apatita e de óxidos de Fe-Ti podem explicar as anomalias negativas de P e Ti.

## INTEGRAÇÃO COM OS DADOS PUBLICADOS PARA O ESTÁGIO TONIANO DO ARCO EXTERNO NO SISTEMA AROS

Recentemente novos dados U-Pb e de isótopos de Hf foram publicados sobre o Batólito Caxixe, denominação dada por Santiago et al (2020) para parte dos ortognaisses da área de estudo. Os resultados indicaram idades Tonianas e caráter juvenil, caracterizado pelos autores como sendo uma prolongação para norte do arco Serra da Prata. Estes novos dados corroboram os resultados geoquímicos obtidos na presente dissertação.

Com vistas a integrar com os dados obtidos, os dados geoquímicos dos autores acima citados mostraram as seguintes características: afinidade geoquímica calcioalcalina, caráter metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, com enriquecimento em elementos de terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP), com pequenas anomalias negativas de Eu. Os diagramas de discriminação tectônica indicam ambiente de subdução a sin-colisional para a maioria das amostras estudadas. As datações U-Pb realizadas em cristais de zircão adquiridos a partir de três amostras de corpos graníticos próximos às cidades de Castelo e Cachoeiro de Itapemirim revelaram idades Concórdias Tonianas ( $859,4 \pm 7,0$  Ma;  $847,4 \pm 7,9$  Ma e  $858 \pm 11$  Ma). Duas dessas amostras estão indicadas no mapa da figura 3. Dados de Hf em zircão e rocha total de Nd e Sr mostraram  $\epsilon\text{Hf}(t)$  positivo (+7,2 a +13,9) e  $\epsilon\text{Nd}(t)$  (+6,4 a +0,9), juntamente com o TDMHf de 0,84 a 1,01 Ga e TDMNd 0,8 a 1,2 Ga.

As amostras estudadas por Santiago et al. (2020) foram replotadas nos diagramas de discriminação de adakitos em conjunto com os novos dados obtidos no presente trabalho. Os diagramas que levam em conta a relação entre Sr/Y e La/Yb, demonstraram o mesmo padrão das rochas estudadas na presente pesquisa, de forma similar as características geoquímicas dos adakitos modernos com alta relação Sr/Y e La/Yb. Tal comportamento permite considerar as mesmas idades Tonianas, assim como os dados de Hf e Nd para os adakitos analisadas neste trabalho.

Além dos dados obtidos por Santiago et al. (2020), somam-se a eles os dados aqui apresentados, onde a identificação da ocorrência das rochas com assinatura adakíticas, corroboram para comprovar a existência do segmento norte do arco de ilha Serra da Prata com

caráter juvenil, primitivo que se desenvolveu em decorrência de uma zona de subdução intra-oceânica no período Toniano entre 860 e 830 Ma. Com relação as unidades metassedimentares mapeadas, entende-se que estão relacionadas com as bacias de *fore-arc* e de *back-arc* do arco Serra da Prata/Rio Negro, onde o sentido geral da subdução seja para leste já que é possível observar que essas camadas estão sendo empurradas por cima do arco Rio Doce com vergência para NW.

O cenário evolutivo descrito contrasta com o arco continental Rio Doce, de idade Criogeniana-Ediacarana que apresenta assinatura isotópica de arco continental, com participação do embasamento mais antigo.

Como originalmente descrito por Drummond e Defant (1990), os adakitos estão relacionados com subdução de uma crosta oceânica jovem e quente. A subdução do oceano Adamastor para a formação do arco Serra da Prata, na zona limítrofe/conectiva entre os Orógenos Araçuaí e Ribeira, deve ter se desenvolvido até a região de Colatina, não avançando mais ao norte em direção ao Orogênio Araçuaí devido a algum entrave tectônico como, por exemplo, a subdução de uma dorsal oceânica quente, como foi proposto no esquema evolutivo apresentado no artigo submetido ao JSAES.

A correlação entre os Orógenos Araçuaí e Ribeira como constituindo um único sistema orogênico tem sido destacada por diversos autores, onde as características variam de norte para sul devido aos aspectos tectônicos como a idade e largura da placa oceânica subdutada e velocidade da convergência (Pedrosa-Soares et al., 2001, 2008 , 2011; Heilbron et al., 2004, 2010, 2013, 2017; Alkmim et al., 2006; Tupinambá et al., 2007; Gonçalves et al., 2014, 2018; Corrales, 2015; Tedeschi et al., 2016; Degler et al., 2017; Alkmim et al., 2017; Narduzzi, 2018). As diferenças podem ter surgido também de blocos tectônicos intervenientes envolvidos na subdução Neoproterozoico do Oceano Adamastor, que deveria ter sido mais amplo a sudoeste (Corales et al., 2019).

O batólito de Caxixe, estudo por Santiago et al. (2020) apresenta assinaturas isotópicas (Nd-Sr-Hf) e idades de cristalização de U-Pb muito semelhantes a outros arcos magmáticos juvenis do sistema orogênico Brasileiro. Além disso, o conjunto de dados apresentados pelos autores sugere de forma contundente que este batólito juvenil (860-840 Ma) representa o segmento norte do arco intra-oceânico da Serra da Prata, indicando provavelmente ser a porção mais setentrional que foi tectonicamente colocada na zona de transição entre os orógenos Ribeira e Araçuaí. A presença de adakitos contribui para as evidências já citadas de um ambiente de subdução.



Entretanto, nos estudos realizados no segmento principal do arco Serra da Prata (856-838 Ma) no Orógeno Ribeira (Peixoto et al., 2017) apenas uma amostra plota no campo dos adakitos. As rochas em questão compreendem ortognaisses com valores  $\epsilon\text{Nd}(t)$  de +3 a +5 e idades TDMNd modelo de 1,09–0,92 Ga e relações iniciais  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  entre 0,7061 e 0,7113, com características geoquímicas que mostram afinidade cálcio-alcálica, metaluminosa, com anomalias negativas de Eu e padrões de distribuição dos REE que classificam como rochas clássicas de arco.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÃO DE ESTUDOS FUTUROS

As análises geoquímicas obtidas para o grupo de hornblenda-biotita ortognaisses permitiram a separação em dois subgrupos um com baixo e outro com alto K, o primeiro com típica assinatura adakítica. Já as rochas do grupo de biotita-ortognaisse leucocrático foram caracterizadas como granitóides tipo-A. A identificação dessas rochas presentes no segmento norte do arco Serra Prata em conjunto com dados já existentes que as definem com idade Toniana e caráter juvenil com contribuição mantélica, permite a proposta de um novo modelo geotectônico para a área de estudo. Os adakitos são considerados como resultado de fusão parcial de uma placa oceânica jovem e quente sob pressões moderadas a altas com granada residual na fonte. A ocorrência de adakitos com granitóides tipo-A no setor final do arco Serra da Prata é aqui interpretado como resultado de uma janela astenosférica associada com a quebra do slab ou subdução da dorsal.

Nesse sentido, trabalhos direcionados à geocronologia (U-Pb em zircão) e geoquímica isotópica (Sm-Nd) estão em andamento para contribuir ao esclarecimento da terminação norte do arco Serra da Prata/Rio Negro na conexão Araçuaí-Ribeira e suas bacias associadas.

## REFERÊNCIAS

- 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: 43- 63.
- 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.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River. In: NAIRN, A.E.M. & STILLE, F.G. (eds). *The ocean basin and margins v.1*. New York: Plenum, 1973. 733p. il. p.411-
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, v.17, p.1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG, 1977. 499p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 6) p.363-391.
- AMARAL L., Caxito F.A., Pedrosa-Soares A., Queiroga G., Babinski M., Trindade R., Lana C., 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.
- ARAÚJO C., Pedrosa-Soares A., Lana C., Dussin I., Queiroga G., Serrano P., Medeiros-Júnior E. 2020. Zircon in emplacement borders of post-collisional plutons compared to country rocks: A study on morphology, internal texture, U-Th-Pb geochronology and Hf isotopes (Araçuaí orogen, SE Brazil). *Lithos*: 352-353: 105252.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, v.22, p. 155–166, 1999.
- BRITO NEVES. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*. 2003; 33, n. 1
- CAMPOS, C.; MENDES, J.C.; LUDKA, I. P.; MEDEIROS, S.R.; COSTA-DE-MOURA, J.; WALLFASS, C M. Review of the Brasiliano magmatism in Southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*. 17: 1-39. 2004
- CAMPOS, CP. MEDEIROS, S.R.; MENDES, J.C., PEDROSA-SOARES, A.C.; DUSSIN, I.; LUDKA, I.P.; DANTAS, E.L. Cristina P. De Campos Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil) Snapshots from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*. 2016: 1-21 (no prelo).

CAMPOS NETO, M.C., 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, pp. 335–365.

CASTILLO PR (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos* 134–135: 304–316.

CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (EDS.). 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, 855 p

CORRALES, F.F.P, 2019. Evolução geotectônica dos stocks Neoproterozóicos Marceleza e Leopoldina, remanescentes de arcos magmáticos continentais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí: implicações geotectônicas na Província Mantiqueira

CORRALES F.F.P., Dussin I.A., Heilbron M., Bruno H., Bersan S., Valeriano C.M., Pedrosa-Soares A.C., Tedeschi M. 2020. Coeval high Ba-Sr arc-related and OIB Neoproterozoic rocks linking pre-collisional magmatism of the Ribeira and Araçuaí orogenic belts, SE-Brazil. *Precambria Research*, 337:1-52.

DEFANT, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, no. 6294, p. 662–665. doi:10.1038/347662a0.

DEGLER R., PEDROSA-SOARES A., DUSSIN I., QUEIROGA G., SCHULZ B. 2017. Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí-Ribeira orogenic system, Brazil: Hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research* 51 (2017) 30–50.

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.

DUARTE, B.P., 2012. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Itaperuna SF. 24-V-C-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000*. Beatriz Paschoal Duarte et al., organizador Luiz Carlos da Silva. 1 ed. Belo Horizonte: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v. 1. 138 pp. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/11374>.

FISCHEL D. P. 1998. *Geologia e dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, M.Sc. thesis, 99 p.

GRADIM C., Roncato J., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Dussin I., Alkimin F.F., Queiroga G., Jacobsohn T., Da Silva L.C., Babinski M. 2014. The hot back-arc zone of Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*. 44 (1): 155-180.

GONÇALVES, L., ALKMIM, F., PEDROSA-SOARES, A.C., DUSSIN, I.A., VALERIANO, C.M., LANA, C., TEDESCHI, M.F., 2015. Granites of the intracontinental termination of a

magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil. *Gondwana Res.* <http://dx.doi.org/10.1016/J.GR.2015.07.015>.

GUAN, Q., Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Dong, G.C., Zhang, L.L., Li, X.W., Liu, M., Mo, X.X., Liu, Y.S., Yuan, H.L., 2012. Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese Batholith. *Gondwana Research* 21, 88–99.

HASTIE AR, Kerr AC, Mitchell SF, Pearce JA, McDonald I, Millar I, Barfod D, and Mark DF (2010) Geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? *Chemical Geology* 276: 344–359.

HASTIE, A R. Adakites. in *Encyclopedia of Geology (Second Edition)*, 2021. p 209-213.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W.V., VALERIANO, C.M., MILANI, E.J., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani, M.; Mohriak, W.U. (Org.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington DC, EUA: American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series*, 2000, v. 115, p. 1-34

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* v.125, p.87-112. 2003

HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203–234, 2004.

HEILBRON, M.; VALERIANO; C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÀ, M; SIGA JÚNIOR, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (eds). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, *Special Publications*, v.294, p.211-237. 2008.

HEILBRON, M. ET AL., 2013 The serra da bolívia complex: the record of a new neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precam. Res.* ,50:1 – 35.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M., SILVA, L.C., TROUW, R. A J. & JANASI, V.C. 2004. Brasiliano Belts in SE Brazil. *Journal of Virtual Explorer*, 17, [www.virtualexplorer.com.au](http://www.virtualexplorer.com.au)

HEILBRON, M. ET AL., 2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil, Tectonic Genealogy of a miniature continent.

HEILBRON, M., Ribeiro, A., Valeriano, C. M., Paciullo, F.V.P., Almeida, J.C.H., Trouw, R.A.J., Tupinamba, M., Silva, L.G.E., 2017. The Ribeira belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. *Regional Geology Reviews*, Springer International Publishing Co., Switzerland, pp. 277-304. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>.

HOFFMAN, E.L. 1992. Instrumental Neutron Activation in Geoanalysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 44: 297-319.

JANASI, V.A., ULBRICH, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research* 51 (1), 351-374

JANASI, V.A., LEITE, R.J., VAN SCHMUS, W.R. 2001. U–Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of Sao Paulo, Brazil)—implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (4), 363-376

LI Shi-Min, Di-Cheng Zhua,b, QingWanga, Zhidan Zhaoa, Liang-Liang Zhang , Sheng-Ao Liu ,Qing-Song Chang , Ying-Huai Lu , Jin-Gen Dai , Yuan-Chuan Zheng. 2016. Slab-derived adakites and subslab asthenosphere-derived OIB-type rocks at  $156 \pm 2$  Ma from the north of Gerze, central Tibet: Records of the Bangong–Nujiang oceanic ridge subduction during the Late Jurassic. *Lithos* 262 (2016) 456–469

LINGYU Zhang , Shichao Li & Qingying Zhao (2021) A review of research on adakites, *International Geology Review*, 63:1, 47-64, DOI: 10.1080/00206814.2019.1702592.

MACHADO, N., VALLADARES, C.S., HEILBRON, M., VALERIANO, C.M. U-Pb geochronology of Central Ribeira belt. *Precambrian Research*. V.79, p.347-361. 1996.

MAPAS GEOLÓGICOS NA ESCALA 1:100.000, 2006-2007, acompanhados de bancos de dados em ambiente SIG. Programa Pronageo MCT-CPRM-UERJ.

MARTIN H (1999) Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411–429.

MARTIN H, Smithies RH, Rapp R, Moyen J-F, and Champion D (2005) An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1–24.

MEIRA, Vinícius T.; Garcia-Casco, Antonio; Hyppolito, Thaís; Juliani, Caetano; Schorscher, Johann Hans Daniel. 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*[S.l.], v. 38, n. 8, p. 3182-3209, 2019. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1029/2018tc004959> > DOI: 10.1029/2018tc004959

MENDES J. C., MEDEIROS S. R., MCREATH I. Cambro-Ordovician Magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr Ages, Combined with Sr and Nd isotopic data of charnockitic rocks from Várzea Alegre Complex. *Gondwana Research*, 8: 337 – 349, 2005.

MOYEN J-F (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakite signature. *Lithos* 112: 556–574.

PEDROSA-SOARES A. C., WIEDEMANN C. M., FERNANDES M. J. S., FARIA L. F., FERREIRA J. C. H. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira De Geociências*, 29 (1): 59 – 66, 1999.

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 Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110:307-323.

PEDROSA-SOARES A. C., NOCE C. M., ALKMIN F. F., SILVA L. C., CORDANI U. G., MARSHAK S., WHITTINGTON A., MARTINS-NETO M. A., CAMPOS C. M. P. Orógeno confinado: conceito, exemplos e candidatos. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IX Anais, p. 36 – 39, 2003.

PEDROSA-SOARES A. C., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., GRADIM C., BELÉM J., RONCATO J., NOVO T., DIAS P., GRADIM D., MEDEIROS S., JACOBSON T., BABINSKI M., VIEIRA V. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no Espírito Santo (18° - 19°, 41° - 40° 30' W). *Geonomos*, Belo Horizonte, 16: 97 – 111, 2006.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIN, F.F., SILVA, L.C.; BABINSKI, M., CORDANI, U.; CASTANEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15 (1): 1-16. 2007

PEDROSA-SOARES A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West- Congo orogen. *Geological Society of London Special Publication*, 294:153-172.

PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS C., NOCE C. M., SILVA L. C., ROCANTO J., NOVO T., MEDEIROS S., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., DANTAS E., DUSSIN I., ALKMIN F. F. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources (SE Brazil). *Geological Society*, 350:25-51, 2011.

PEDROSA-SOARES A.C., Alkmim F.F., Tack L. 2017. From inland-sea basins to confined orogens: An example from the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen and implications for Plate Tectonics. In: William Smith Meeting 2017: Plate Tectonics at 50. London, Abstracts Book, p. 75-76.

PEDROSA SOARES et al., 2020. O Orógeno Araçuaí à luz da geocronologia: um tributo a Humberto Cordani. In: *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani* (pp.357-391) Publisher: Solaris Edições Culturais.

PEIXOTO, C. A. & HEILBRON, M. 2010. Geologia Da Klippe Italva Na Região Entre Cantagalo E Itaocara, Nordeste do Estado do Rio de Janeiro. *Geociências* (São Paulo. Online), v. 29, p. 277/3-289.

PEIXOTO, C.A., HEILBRON RAGATKY D., ARMSTRONG R., DANTAS E., VALERIANO C.M., SIMONETTIE 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.

PEIXOTO, C.A. Geologia e geocronologia U-PB (LA-ICP-MS) do Domínio Italva na região entre Cantagalo e Itaocara, nordeste do Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade de Estado do Rio de Janeiro, 2010;133p

PEIXOTO, C.A. Evolução geotectônica dos arcos magmáticos Neoproterozóicos Serra da Prata e Rio Negro no Terreno Oriental da Orógeno Ribeira, com base em dados litogeoquímicos, geocronologia U-Pb e isótopos de Sm-Nd e Sr. 2018

PEIXOTO, E.I.N. Arquitetura e evolução tectono-metamórfica da Saliência do Rio Pardo, Orógeno Araçuaí, MG. 2017

QUEIROGA G.N. 2010. Caracterização de restos delitosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17 e 21 S. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

SCHMITT RS, TROUW RAJ, VAN SCHMUS WR, PIMENTEL MM (2004) Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 133: 29–61

SCHANNOR M., Lana C., Fonseca M. 2019. São Francisco- Congo Craton break-up delimited by U-Pb-Hf isotopes and trace-elements of zircon from metasediments of the Araçuaí Belt. *Geoscience Frontiers*, 10:611-628.

STERN, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.

SÖLLNER F., LAMMERER B., WIEDEMANN C. M. 2000. Dating the Ribeira Mobile Belt of Brazil. In: *SONDERHEFT-Zeitschrift für Angewandte Geologie. Hannover/2000*, 245-255.

TEDESCHI, M., 2013. Caracterização do arco magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocência e Itambacuri, Minas Gerais. Master thesis. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil, pp. 126.

TEDESCHI, M., Novo, T., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Silva, L.C., Goncalves, L.E., Alkmim, F.F., Lana, C., Figueiredo, C., Dantas, E., Medeiros, S., De Campos, C., Corrales, F.F., Heilbron, M., 2016. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 68, 167-186.

TEDESCHI, M., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M.A.P., Peters, D., 2018. Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasilia orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research* 316, 103-126.

TROMPETTE, R. 1993. Geology of Western Gondwana (2000 - 500 Ma). Pan-African – Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, A. A. Balkema, 350 p.  
Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A. & Paciuolo, F. V. P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena escala 1:250.000. In: congresso brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais, Goiânia, SBG, V. 2:972- 986.

- TROUW, R.A., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F., VALERIANO, C., ALMEIDA, J.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani et al. (Eds.), *Geotectonics of South America. Special Publication for the 31 IGC/2000*. pp. 297–310
- TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA W. & HEILBRON, M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 7-11.
- TUPINAMBÁ M. & HEILBRON M. 2002. Reconstituição da Fase Pré-colisional Neoproterozoica da Faixa Ribeira: o Arco Magmático e as Bacias de Ante-Arco e Retro-arco do Terreno Oriental. In: 31 Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. Anais, v. 1. p. 345
- TUPINAMBÁ M., HEILBRON M., DUARTE B.P., NOGUEIRA J.R., VALLADARES C., ALMEIDA J., EIRADO SILVA L.G., MEDEIROS S.R., ALMEIDA C.G., MIRANDA A., RAGATKY C.D., MENDES J. & LUDKA I. 2007. Geologia da faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuai. *Geonomos*: 15 (1): 67-79
- TUPINAMBÁ, M. ET AL., 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*. , v.1, p.12 - 20, 2012.
- VALERIANO CM, Tupinambá M, Simonetti A, Heilbron M, Almeida JCH, Eirado LG (2011) U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasileiro magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:416–428
- VIEIRA P.L., Queiroga G.N., Novo T.A., Pedrosa-Soares A.C., Lana C. 2019. Ultrahigh Temperature (UHT) Metamorphic Rocks from the Araçuai Orogen, Southeastern Brazil: Tectonic implications from petrography, thermobarometry and phase-equilibrium modeling. In: XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Bento Gonçalves, SBG, Anais, p.133.
- VIEIRA, V. S. & MENEZES R. G.. Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo. 1:4000.000. Belo Horizonte, CPRM. 2014. Relatório Técnico.
- VIEIRA V.S., SILVA M.A., CORRÊA T.R. BALZANI NH. 2015. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. Valter Salino Vieira, Ricardo Gallart de Menezes, Orgs.- Belo Horizonte: CPRM, 2015.
- WANG, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., Ma, J.L., 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology* 47, 119–144.
- WIEDEMANN-LEONARDOS CM, Ludka IP, Medeiros SR, Mendes JC and Costa-de-Moura J. 2000. Arqui-tetura de plutons zonados na Orógeno Araçuai-Ribeira. *Geonomos* 8: 25-38.
- WINTER, J.D. 2010. Principles of igneous and metamorphic petrology. Person. Second edition. London



**APÊNDICE** – Adakites and associated granitoids from the Serra da Prata Arc: Evidence for a Tonian subduction setting within the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (AROS), SE Brazil (Artigo científico)

**Adakites and associated granitoids from the Serra da Prata Arc: Evidence for a Tonian subduction setting within the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (AROS), SE Brazil**

Joventine Decol<sup>1,2</sup>, Monica Heilbron<sup>2</sup>, Caroline Peixoto<sup>2</sup>, Henrique Bruno<sup>2</sup>, Samuel Moreira Bersan<sup>2</sup>, Sergio Wilians de Oliveira Rodrigues<sup>2</sup>, Felipe Corrales<sup>2</sup>, Luiz Guilherme Eirado<sup>2</sup>, Miguel Tupinambá<sup>2</sup>

1-Programa de Pós-graduação em Geociências, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Rua São Francisco Xavier 524, Maracanã, Rio de Janeiro.

2-TEKTOS – Grupo de Pesquisa em Geotectônica, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Rua São Francisco Xavier 524, Maracanã, Rio de Janeiro.

**Abstract**

The study of old and deep eroded orogenic belts is not straightforward, but geochemical signatures of igneous protoliths can be indicative of modern-like tectonic models operating in Precambrian times. One important aspect of this discussion is the presence or not of pre-collisional arc-related rocks that would represent the magmatic product of subduction processes imprinted on the upper plate of convergent setting.

New detailed geological and geochemical studies of the Northern segment of the Tonian to Cryogenian Juvenile External Magmatic Arc of the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (AROS) is presented. Results were combined with recent published U-Pb and Hf data to contribute with a comprehensive tectonic model. The arc-related rocks (Serra da Prata Complex), transformed in foliated orthogneisses are interlayered with dolomitic marbles, amphibolites and psammo-pelitic paragneisses (Italva Group), like the units described at the southern part of the orogenic system, clearly pointing to the extension of the Outer Arc until the Rio Doce River, in the transition zone between the two segments of the AROS. New geochemical data together with reinterpreted published data indicate the presence of typical

adakites that together with normal calc-alkaline expanded series, Island Arc tholeiitic series and A-Type granitoids corroborate with a modern style plate tectonic model. The envisaged model started in the Tonian, with E-vergent subduction that resulted on the production of very juvenile arc-related rocks and associated extensional back-arc basin filled with carbonatic rocks, meta-volcanics rocks and MORB-like basaltic rocks. The adakites are considered the result of partial melting of young and hot oceanic lithosphere under moderate to high pressures in which garnet was an important stable residue. The occurrence of both adakites and A-type granitoid, characteristic of the investigated terminal sector of the Serra da Prata arc, is interpreted to result from a slab window gap, either associated with slab tearing or ridge subduction, hampering an intracontinental model for the Ribeira Orogen.

### **Highlights**

Keywords: Adakite; Slab-melting; Subduction; Serra da Prata arc; Ribeira Orogen.

## **1-Introduction**

The study of old and deep eroded orogenic belts is not straightforward, but geochemical signatures of igneous protoliths can be indicative of modern-like tectonic models operating in Precambrian times (Windley et al., 2020; Palin and Santosh 2021 and references therein). One important aspect of this discussion is the presence or not of pre-collisional arc-related rocks that would represent the magmatic product of subduction processes imprinted on the upper plate of convergent setting. Though most of the inferences for an ancient subduction-like setting comes from expanded calc-alkaline series and island-arc tholeiites rocks the presence of typical adakite rocks are considered the smoking gun for a typical modern-like subduction process (Defant and Drummond, 1990; Martin et al., 2005). Their sodic signature associated with high Sr/Y and La/Yb ratios are considered to be derived from melting of basaltic portions of subducted oceanic lithosphere under moderate to high pressure conditions (e.g., Martin, 1999; Castillo, 2012; Hastie, 2021).

The study of Neoproterozoic belts that built up the Western Segment of the Gondwana Supercontinent has been the focus of recent contributions that have pointed to a complex association of magmatic series that suggests arc-like tectonic settings (Trompette et al., 1993; Heilbron et al., 2000, 2004, 2013, 2017, 2020; Pedrosa-Soares et al., 2001, 2008; Heilbron & Machado, 2003; Alkmim et al., 2006, 2007; Tupinambá et al., 2007, 2012; Basei et al., 2008; Valeriano et al., 2004; Gradim et al., 2014; Gonçalves et al., 2018; Tedeschi et al., 2016,

2018; Corrales et al., 2019; Caxito et al., 2021). Although the remarkable available data for these arc-related associations, the description of typical Neoproterozoic adakites that could indicate slab melting, was yet not presented. The Araçuaí-Ribeira Orogenic System (AROS), the product of accretionary and collisional episodes in the eastern margin of the São Francisco craton (Figure 1), is characterized by two distinct and diachronic magmatic arcs (Heilbron et al., 2020), divided as: the Cryogenian to Ediacaran internal arc system that is interconnected throughout the whole AROS system with geochemical and isotopic signatures that points to cordilleran-type setting, and the Tonian to Cryogenian external arc system (Serra da Prata and Rio Negro arcs) with mainly juvenile signature (eg. Tupinambá et al., 2012; Gonçalves et al., 2016; Tedeschi et al., 2016, 2018; Peixoto et al., 2017; Corrales et al., 2019; Heilbron et al., 2020; Santiago et al., 2020).

This contribution is focused on the geological mapping of a key area of the connection between the internal and external arc systems, more precisely in the transitional sectors of the Ribeira and Araçuaí orogens. The aforementioned area was previously investigated by Santiago et al. (2020), which has obtained Tonian crystallization ages and juvenile isotopic signature for orthogneisses related to the Serra da Prata Arc. Based on new structural and stratigraphic descriptions together with geochemical analysis, we have described for the first time the occurrence of adakitic rocks associated with A-type granites within the AROS. Our results bring new strong evidence for the consumption of oceanic lithosphere in a subduction setting in the Ribeira orogen.

## **2-Tectonic Setting**

The Araçuaí and Ribeira orogenic system (AROS), bounding the eastern São Francisco craton (SFC), integrates part of the Mantiqueira Province, an Ediacaran-Cambrian orogenic system that extends for about 3000 km along southeastern Brazil (Almeida et al., 1977, 1981; Figure 1). Its evolution is marked by the amalgamation of distinct tectonic terranes during the Brasiliano-Panafrican event, that leads to Western Gondwana amalgamation (Almeida et al., 1977, 1981; Cordani et al., 2000; Heilbron et al., 2000, 2008, 2017; Pedrosa-Soares et al., 2000; Trouw et al., 2000; Brito Neves, 2003; Alkmim et al. 2017; Caxito et al., 2021).

The structure of the Ribeira orogen is represented by distinct tectonostratigraphic terranes subdivided from west to east as (Heilbron et al., 2020, Figure 2): the Occidental Terrane represented by the reworked margin of the SFC and its passive margin (Andrelândia basin);

the Central Terrane comprising Paleoproterozoic basement associations in which the Inner Arc system was built (Rio Doce and Serra da Bolívia/Socorro magmatic arcs); the Oriental Terrane formed by mainly the intra-oceanic Outer Arc system (Serra da Prata-Rio Negro stages); and the Cabo Frio Terrane, known as a small piece of the Angola Craton. The aforementioned tectonostratigraphic terranes were diachronically amalgamated to the margin of the SFC between ca. 620 – 510 Ma, in a NW-verging collision system (eg. Heilbron et al., 2017, 2020).

The Neoproterozoic passive margin megasequence was developed over the Archean to Paleoproterozoic basement of the SFC, which represents its major source area, as evidenced by the dominance of detrital zircons from this interval (eg.: Valadares et al., 2004; Belém et al., 2011; Lobato et al., 2015; Heilbron et al., 2017). The rift-drift stage of this basin evolved between 1.0 Ga to 0.65 Ga and is marked by within-plate MORB rocks interleaved with turbiditic sequences and remnants of ophiolitic slivers (Marins, 2000; Queiroga et al., 2007; Heilbron et al., 2019; Amaral et al., 2020).

The Inner Arc system comprises cordilleran-like expanded calc-alkaline magmatic rocks that intrudes the Paleoproterozoic basement represented by the Quirino and Pocrane complexes (Valadares et al., 2004; Gonçalves et al., 2016; Tedeschi et al., 2016; Degler et al., 2017, 2018; Corrales et al., 2019; Heilbron et al., 2020). Available U-Pb ages indicates a ca. 60 Ma evolution for the Inner Arc system, between ca. 650 Ma to 595 Ma. Few coeval OIB-like rocks were interpreted by Corrales et al. (2020) as evidence of slab tearing and influx of fresh asthenospheric material. As expected for a cordilleran-type magmatic arc, the supracrustal units associated with the Inner Arc system show remarkable provenance from the Paleoproterozoic rocks of the Quirino and Pocrane complexes (Lobato et al., 2015).

The Outer Arc system comprises mainly juvenile arc-related rocks represented by an expanded calc-alkaline, shoshonitic and tholeiitic series with two major crystallization age intervals, a Tonian (ca. 760-680 Ma) represented by the Serra da Prata intra-oceanic arc stage and the Ediacaran (ca. 650-620 Ma) Rio Negro evolved intra-oceanic stage representing flare ups episodes (Tupinambá et al., 2000, 2012, 2021; Heilbron et al., 2008, 2020; Peixoto et al., 2017; Santiago et al., 2020). Two supracrustal associations, the Italva Group related to the Serra da Prata stage and the São Fidélis related to the Rio Negro stage, are interpreted to be deposited in fore- and back-arc settings (Tupinambá et al., 2000, Peixoto et al., 2017). The Italva Group comprises marble, amphibolite and psammopelitic rocks whereas the São Fidélis Group displays mainly high grade pelitic gneisses, marbles, calc-silicate and quartzite lenses (Tupinambá et al., 2000; Valadares et al., 2004; Lobato et al., 2015; Peixoto et al., 2017).

The Cabo Frio Terrane is represented by ca. 1.9-2.0 Ga orthogneisses and amphibolites together with a Neoproterozoic high-grade metasedimentary succession, interpreted as part of the Angola Craton that remained as part of the Ribeira orogen after the Gondwana break-up (Heilbron et al., 1982; Schmitt et al., 2004, 2016; Capistrano et al., 2017).

### **3-Methodology**

This work has integrated detailed geological map produced by the TEKTOS Research group of the Rio de Janeiro State University. The detailed geological map produced is presented below (Figure 3), in 1:50.000 scale. Petrographic thin sections and all the preparation procedures for whole-rock geochemistry (crushing and milling) were done at the LGPA-Sample Preparation Laboratory of the Rio de Janeiro State University.

Major and trace geochemical analyses were performed at the Activation Laboratories Ltd. (ACT-Labs), Ontario, Canada. The pack used was the 4-Litho, for major and trace elements including REE (rare earth elements). Initially, lithium tetraborate is added to the samples and then melted in an oven. A nitric acid solution (5%) is added to the resulting melt until complete dissolution. The major elements were measured by the Inductively Coupled Plasma (ICP) technique, while for trace elements including rare earth elements (REE) an ICP-Mass Spectrometry (ICP-MS) is used. The detection limit of ICP varies between 0.001 and 0.01% for oxides and between 1 and 5 ppm for trace elements while that of ICP-MS is 10 ppm for Cu, 20 ppm for Ni, 30 ppm for Zn, between 0.01 and 5 ppm for the other trace elements and between 0.002 and 0.5 ppm for REE. More information on analytical procedures can be obtained at [www.actlabs.com](http://www.actlabs.com). Results were processed and interpreted using the software Geochemical Data ToolKit for Windows (GCDkit).

### **4-Results**

The detailed mapping of the Castelo region (Figure 3), located in the northernmost part of the Outer and Inner Arc systems, allows the identification of six lithostratigraphic units: two hornblende-biotite foliated orthogneisses, two metasedimentary units, leucogneisses and post-tectonic granitoid plutons, the latter with minor gabbroic components.

## **4.1- Lithological Units**

### **4.1.1 – Rio Doce Arc Orthogneisses**

This unit crops out at the northwest edge of the mapped region (Figure 3). It comprises granodioritic to granitic biotite orthogneisses, locally with hornblende, and porphyritic textures. Large K-feldspar phenocrystals (up to 6 cm) occur within a matrix composed by quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, hornblende besides traces of apatite and zircon.

### **4.1.2 – Serra da Prata Arc Orthogneisses**

This unit is composed by leucocratic biotite and mesocratic hornblende-biotite orthogneisses cropping out in a folded thick layer between the metasedimentary units (Figure 3). Fresh outcrops occur at the cliffs of the Forno Grande Ridge and the Serra da Prata Ridge, as well as boulders at riverbeds and road cuts. The contact between these two varieties is either sharp, suggesting an intrusive relation (Figure 4a), or gradational (Figure 4b) pointing to a co-magmatic origin.

The mesocratic hornblende rich orthogneiss sometimes displays a preserved porphyritic texture with K-feldspar and plagioclase phenocrystals (Figure 4b). The petrographic description points to a tonalitic to granodioritic composition. The feldspars also show relicts of primary geminations, such as tartan in the case of the K-feldspar, and carlsbad and polysynthetic in the case of the plagioclases. The matrix is composed by quartz, plagioclase, K-feldspar, green hornblende and brown biotite flakes as the main phases (Figure 4 e, g, h). Titanite, zircon, apatite and opaque (illmenite mostly) were also identified as accessory phases.

The leucocratic variety shows granitic composition, with quartz, K-feldspar and plagioclase together with biotite as the only mafic phase represents the essential mineralogy. Diopside and titanite, as well allanite, apatite and zircon are accessory minerals. The biotite crystals as well as elongated plagioclase defines the penetrative foliation. The secondary mineral paragenesis is composed of sericite, together with carbonate and epidote.

Both orthogneisses presents centimetric fine grained mafic enclaves (Figure 4d) with dioritic to gabbroic composition, composed by hornblende, plagioclase, biotite and quartz.

### **4.1.3 – Metasedimentary Units**

#### **4.1.3.1 – Lower Unit**

Paragneisses represented by granolepidoplastic banded gneisses with pelitic to psammopelitic compositions are the most common rocks of the lower metasedimentary unit and occurs structurally under the Serra da Prata Arc orthogneisses, but on top of the Rio Doce Arc orthogneisses. They are composed of biotite, garnet, variable contents of sillimanite, quartz, plagioclase and K-feldspar with the main foliation defined by strips rich in biotite and sillimanite. Apatite, zircon and opaque phases are accessory minerals. Stromatic migmatitic centimeter leucosomes are widespread and more rarely, layers with hornblende crystals were found possibly suggesting some volcanic contribution. Green calc-silicate rocks, quartzite and amphibolite metric lenses were found within the paragneisses. Discontinuous metric to decametric layers of banded marbles, sometimes with centimetric layers of quartzite, also occurs associated within the paragneisses.

#### **4.1.3.2 – Upper Unit**

The upper unit is made by marbles, with intercalations of garnet-sillimanite-biotite gneisses, calc-silicates rocks and amphibolites. The granoblastic marbles crops out along the Itaoca Ridge, at the southernmost part of the area (Figure 3). Calcite and dolomite together with minor quartz, diopside, biotite, tremolite and rarely olivine is the main mineralogy. Depending on the biotite and tremolite contents they are more foliated and display finer granulometry. Sulfides (pyrite and pyrrhotite) and graphite flakes are also common.

The amphibolites occurs as lenses parallel to the sedimentary layering of the marbles. They were interpreted as sills by Jordt-Evangelista and Viana (2000) at the Itaoca Ridge or as volcanic layers by Peixoto et al. (2017) southern of the study area. The amphibolites and amphibole schists are rich in hornblende (pargasite as proposed by Jordt-Evangelista and Viana (2000), plagioclase, biotite, scapolite, titanite, opaque phases, apatite and zircon. Skarns are well developed in the contact between the marbles and the mafic rocks, and also as pointed by Jordt-Evangelista and Viana (2000), these metamorphic aureoles are old, as demonstrated by folding and superposition of the regional amphibolite facies regional

metamorphism. The skarns are zones, with green to gray colors, and present, olivine, scapolite, garnet and hercynite (close to the contact with the marbles).

#### **4.1.4- Intrusive Granitoids**

##### **4.1.4.1 – Leucogranitic gneisses**

Decametric tabular sub-horizontal lenses of leucogranitic gneisses occurs interleaved with ortho and paragneisses of the mapped area (Figure 3). They display a discontinuous foliation and crops out at cliffs, such as São Vicente ridge. The foliated granite is hololeucocratic and presents inequigranular coarse grained texture. The main mineralogy is composed of microcline (frequently Carlsbad geminated), quartz, plagioclase, white mica and biotite flakes. Accessory minerals are magnetite and allanite, and, more rarely, garnet.

##### **4.1.4.2 – A and I -type post-collisional intrusions**

Tabular to circular granitoid bodies defines a group of plutons defined by Silva & Ferrari (1976) as the Intrusive Castelo Suite. The largest one is the Castelo Pluton (ca. 102 km<sup>2</sup>) that sustains the Forno Grande ridge. The pluton has a tabular shape that dip towards SE, with subhorizontal sharp intrusive contacts with the Serra da Prata orthogneisses.

Two facies of leucocratic equigranular and porphyritic granitic rocks were described within the Castelo Pluton, the most former being the most common, sometimes preserving a magmatic foliation. Gabbroic enclaves commonly with mingling textures together with xenoliths from the country rock with different sizes were described within this unit. The main mineralogy of the granite comprises quartz, K-feldspar, plagioclase, and biotite, with allanite, magnetite, titanite and zircon as accessory phases. Mimerquite intergrows are common. The mafic enclaves have gabbroic to dioritic compositions and are represented by coarse grained mesocratic to melanocratic rocks with plagioclase, augite, quartz, and magnetite. Small stocks that occur within the metasedimentary units presents locally garnet.



## 4.2- Structural Geology and Metamorphic conditions

Detailed mapping and structural analyses have allowed the identification of three deformational phases. The main foliation ( $S_1$ ) is parallel to leucosomes in the ortho and paragneisses. The  $S_1$  is folded and transposed by the folds related to the second deformational phase ( $D_2$ ), showing intrafolial geometry and axial plane foliation ( $S_2$ ), commonly described within the paragneisses units, as shown in the geological cross-sections of Figure 6. A coarse-grained crenulation cleavage is common in the mica rich layers of the paragneisses due to  $D_2$ . The stereograms of Figure 7 show a maximum of  $109^\circ/37^\circ$ , in spite of the later folding of the third deformational phase ( $D_3$ ). The imprint of  $D_3$  is highlighted by the  $S_1+S_2$  pole dispersion along a girdle ( $212^\circ/80^\circ$ ) which pole defines the  $\beta_3$  axis, parallel to  $D_3$  fold axis (Figure 7). Subvertical transtensive NW oriented sinistral shear zones were described, with metric to centimetric displacements, and sometimes filled by cataclasites.

The metamorphic parageneses is contemporaneous to the development of  $S_1+S_2$  and is represented by biotite + hornblende + quartz + k-feldspar + plagioclase + titanite  $\pm$  clinopyroxene in the orthogneisses and by sillimanite + biotite + garnet + quartz + K-feldspar in the paragneisses. Hornblende bearing stromatic in situ leucosomes in the orthogneisses and leucosomes in the paragneisses testify partial melting temperatures under upper amphibolite to granulite metamorphic facies.

## 4.3 - Whole-rock geochemistry

Representative whole-rock major oxide, trace and rare earth element compositions for eighteen samples from the Serra da Prata orthogneisses are listed in Table 1. Based on both petrographic and geochemical affinities, three main compositional groups were discriminated.

### 4.3.1- Hornblende-rich orthogneisses

The mesocratic hornblende rich orthogneisses are subalkaline intermediate to acid granitoids with  $SiO_2$  ranging between 53.3 to 71.5 wt% (Figure 8a). Samples from this group have high  $Al_2O_3$  (14.8-17.8 wt%), CaO (3.1-9.4 wt%) and  $Na_2O$  (3.0-4.7 wt%) contents, but their variable  $K_2O$  allow a further subdivision as low-K ( $K_2O$  between 1.4-2.2 wt%) and high-K

granitoid rocks ( $K_2O$  between 2.2-3.5 wt%; Figure 8b). They outline a general magnesian, metaluminous to slightly peraluminous and calcic affinity (Figures 8c, d, e) and show high to moderate  $MgO$  (wt%) and  $Mg\#$  for their  $SiO_2$  (wt%) content (Figure 9a). Common feature is the moderate to high contents in Ba (274-1636 ppm; higher for the high-K subgroup) and Sr (262-1079 ppm), associated with low Rb (<125 ppm), that allow their classification as high-Ba-Sr granitoids (Figure 9b). Also, both subgroups are characterized by low concentrations in high field strength elements (HFSE), with Y averaging 10.9 ppm, and in compatible trace elements Cr and Ni, typically below the detection limit; only sample CA-VIII-31, the one with lower  $SiO_2$  and higher  $MgO$ , show higher concentrations of 230 ppm and 40 ppm, respectively (Table 1). The high Sr associated with low Y contents results in their typical high Sr/Y ratios (Figure 9c), that ranges between 17.9 to 185 and 13.3 to 83 for the low and high-K subgroups, respectively.

The  $La/Yb_N$  ratio ranges between 2.99-26.52 and 10.42-105.34 for the low and high-K granitoid samples, respectively (Figure 9d), whereas in the the chondrite-normalized REE diagram both groups show enrichment in LREE relative to HREE, with the high-K subgroup having a more fractionated pattern (Figure 10a). The low-K subgroup tends to positive Eu anomalies ( $Eu/Eu^* = 0.88-2.89$ ) and low total REE (25-80 ppm), whereas the high-K subgroup shows more negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^* = 0.62-1.11$ ) and moderate total REE concentrations (152-480 ppm) (Figure 10a; Table 1). In the primitive mantle diagram, all the samples show enrichment of large ion lithophile elements (LILE) over the HFSE, with Pb and Sr peaks and troughs at Nb, P, Ti (Figure 10b).

#### **4.3.2- Biotite-orthogneisses**

Three samples from the leucocratic biotite-orthogneisses, with a subalkaline signature (Figure 8a), are characterized by high  $SiO_2$  and  $K_2O$  contents, plotting within the shoshonitic field on the diagram of Peccerillo & Taylor (1976) (Figure 8b). They have moderate to high  $Al_2O_3$  (13.6-17.7 wt%) and low  $CaO$  (1.7-3.6 wt%) and  $Na_2O$  (2.7-3.4 wt%) contents, resulting in high  $K_2O/Na_2O$  ratio (1.34-2.21). Samples from this group are metaluminous to slightly peraluminous and alkali-calcic (Figure 8d, e) and, although they straddle the boundary between ferroan and magnesian affinity (Figure 8c), their low  $MgO$  and  $Mg\#$  points to a ferroan signature (Figure 9a). Samples have high content in both LILE, particularly in Ba and Rb (Figure 9b), and HFSE (Figure 9c), with high  $Zr+Nb+Ce+Y$  sum (391-1629 ppm), Ga

(20-25 ppm) and total REE (538-1921 ppm (Table 1). REE chondrite-normalized diagram show fractionated REE pattern, with  $32.68 \leq \text{La/Yb}_N \leq 169.77$  (Figure 9d), and significant negative Eu anomalies ( $\text{Eu/Eu}^* = 0.41\text{--}0.65$ ) (Figure 10a). The primitive mantle normalized diagram (Figure 10b) highlights their enrichment in both LILE and HFSE and shows Nb, P and Ti troughs.

## 5-Discussions

### 5.1- Petrogenesis of the Serra da Prata orthogneisses: Adakite and associated granitoid rocks

Defant and Drummond (1990) defined the term adakite to describe volcanic or intrusive rocks associated with subduction processes. These atypical arc-related rocks are considered the partial melting product of a young, and consequently hot, metamorphosed oceanic lithosphere (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Castillo, 2012; Hastie, 2021). It is well established that adakite are sodic ( $\text{Na}_2\text{O} = 3.5\text{--}7.5$  wt.%), therefore with low  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio ( $<0.5$ ), igneous rocks with  $\text{SiO}_2 \geq 56$  wt.%;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15$  wt.%;  $\text{MgO} < 3$  wt.%, rarely above 6 wt.%;  $\text{Y} < 18$  ppm;  $\text{Yb} < 1,9$  ppm;  $\text{Sr/Y} > 40$  e  $\text{La/Yb}_N > 20$  (Defant et al., 1992; Drummond et al., 1996; Martin, 1999; Castillo, 2012). Adakites were further subdivided into high and low silica groups and although both groups are subduction-related, their petrogenetic characteristics can indicate one or two stage processes (Martin et al., 2005). The high silica group matches the original definition for adakite, representing the one-stage partial melt of a subducted slab under moderate to high pressure conditions that can further interact with the overlying mantle wedge. The low-silica adakite petrogenesis results from a two-stage process, resulting from the partial melting of a mantle wedge metasomatized by the high silica adakitic process.

Our results show that within the northern segment of the Serra da Prata arc, major and trace elements of the low-K hornblende-rich orthogneisses have a remarkable high silica adakitic chemical signature. The adakitic signature ie. high  $\text{Sr/Y}$  and  $\text{La/Yb}_N$  ratios are commonly related to the stable mineral assemblage under which the subducted oceanic lithosphere underwent partial melting (Martin, 1999; Martin et al., 2005; Castillo, 2012; Hastie, 2021). These features are related to pressure conditions above to the plagioclase stability field

evidenced by positive Eu anomalies together with high Sr contents (Table 1; Figure 10a). Partial melting curves from Lin et al. (2021) show that the investigated adakite were related to a partial melting of a source that includes at least 25% of garnet (Figure 9c, d), which is an important residue mineral in the source of the Serra da Prata adakites as also evidenced by the low Y and  $Yb_N$  contents.

Recently, Santiago et al. (2020) investigated rocks from the same study area (Figure 3). Although the authors have considered the studied samples as typical arc-related granitoids, most of their samples are similar to the low-K hornblende-rich orthogneisses from this work and can also be characterized as adakite (Figure 9, 10). The authors suggest a Tonian crystallization age (ca. 850 Ma) with a strongly juvenile zircon Hf signature (+10 to +14) and whole-rock Nd isotopes (+0.9 to +6.4). Integrating our data with Santiago et al. (2020) it is possible to assume a young and juvenile oceanic crust as the source of the Serra da Prata adakite. The slab-derived signature of the Serra da Prata adakites is also indicated by their MgO and associated Mg# values (Figure 9a) together with their high CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios (Figure 11a) (Stern and Kilian, 1996; Wang et al., 2006; Guan et al., 2012; Li et al. 2016).

Even though the high-K hornblende-rich orthogneisses also shares the geochemical features of adakite rocks, their high contents of K<sub>2</sub>O prevents the classification as typical subduction slab melting related adakites (eg. Martin et al., 2005). Two main alternatives are possible to explain the association of this rocks with the adakites: either by sedimentary input within an adakitic source or by partial melting of a high-K mafic source. As shown in Figure 11a, samples from the high-K hornblende-rich orthogneisses plot within the lower-crust derived adakites field (after Li et al., 2016) under lower pressure conditions when compared to the typical adakite samples (Figure 9 c, d).

The biotite-orthogneisses identified in this work are characterized by a subalkaline and shoshonitic (high K<sub>2</sub>O) signature and low CaO and Na<sub>2</sub>O in contrast with the aforementioned low and high-K hornblende-rich orthogneisses (Table 1; Figure 8). The biotite-orthogneisses share the geochemical characteristics of Type-A granitoids of Whalen (1987) and Eby (1992) with ferroan signatures, high contents of LILE, especially Ba e Rb, HFSE (high values of Zr+Nb+Ce+Y) (Figure 11b). The association of A-type granites together with adakite and OIB have been commonly described as the result of either slab tearing or ridge subduction, in both modern and ancient subduction driven processes (e.g Li et al., 2016 and references therein).

## 5.2- Tectonic Implications for Tonian intra-oceanic subduction

The Serra da Prata arc (Peixoto et al., 2017; Heilbron et al., 2020; Santiago et al., 2020) is interpreted as a Tonian intra-oceanic magmatic arc representing the first stages of the Western Gondwana amalgamation within the Ribeira Orogen. The present-day structural configuration of the Serra da Prata arc is the result from a complex tectonic evolution of different collisional and accretionary episodes during the Brasiliano orogenic system (eg. Heilbron et al., 2017; Heilbron et al., 2020). Despite the complexity of the orogenic system, the integration of available data including those from Peixoto et al. (2017) and Santiago et al. (2020) make it possible to recognize an along strike variation of arc-related rock record.

The southern sector of the preserved Serra da Prata arc is mostly composed of typical calc-alkaline subduction-related rocks (Figure 9) and associated volcanosedimentary intra- to back-arc basins (Peixoto et al., 2017), whereas its northern segment comprises the atypical association of adakite and A-type granitoids defined in this work. Although, the absence of adakite and related granitoids towards the southern segment of the magmatic arc can be indicative of sample biased, another possible geodynamic scenario can also be proposed. The occurrence of both adakites and A-type granitoid, characteristic of the investigated sector of the Serra da Prata arc, can be the result of a slab window gap, either associated with slab tearing or ridge subduction (Li et al., 2016). Both hypothesis allows deep asthenospheric mantle upwelling that provides the necessary heat for partial melting of the young and hot oceanic crust as well as source for A-type and related OIB melts (eg. Castillo, 2012). In this scenario, it is possible that at ca. 850 Ma the oceanic realm of the Adamastor Ocean splays towards the northern Ribeira Orogen, making ridge subduction plausible in the northern segment, resulting in the predominance of adakites and A-type granitoids, whereas in the southern segment of the Serra da Prata arc the oceanic branch was wider, therefore crystallizing typical calc-alkaline arc-related rocks (Figure 12).

In this work, for the first time, typical adakites are described within the Neoproterozoic Ribeira Orogen. The presence of adakite is described in several modern intra-oceanic and cordilleran like magmatic arcs attesting for a subducting oceanic slab setting (Li et al., 2016, Moyen, 2009). Our results, thus, hampers the intracontinental model recently proposed by Meira et al. (2018) and Fossen et al. (2020) for the Ribeira segment of the Araçuaí-Ribeira orogenic system as the development and consumption of a Tonian oceanic lithosphere is necessary to generate the rock assemblage described in this work.

## 6. Conclusions

The results present in this work including geological mapping, structural, petrographic, and geochemical analysis from the northern segment of the Serra da Prata arc are summarized:

- i) A group of hornblende-rich orthogneisses were subdivided in low- and high-K granitoids, the former with typical adakite signature;
- ii) The adakites are considered the result of partial melting of young and hot oceanic lithosphere under moderate to high pressures in which garnet was an important stable residue;
- iii) The biotite-orthogneisses associated with the adakite, are characterized as typical A-Type granites;
- iv) The occurrence of both adakites and A-type granitoid, characteristic of the investigated sector of the Serra da Prata arc, is interpreted to result from a slab window gap, either associated with slab tearing or ridge subduction, hampering an intracontinental model for the Ribeira Orogen.

## Acknowledgement

We thank the CNPq, FAPERJ and FINEP Brazilian agencies for funding of the project. We also would like to thank all the laboratories involved in this research, LGPA at Rio de Janeiro State University. We would also like to thank Gabriel Gayani for helping with compilation of structural data and map production.

## References

- 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: 43- 63
- 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.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2)*. Elsevier, pp. 63–114.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SBG, *Simp Geol. Nordeste*, 8, Bol. Esp., 12p.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29.

Amaral, L., Caxito, F. de A., Pedrosa-Soares, A.C., Queiroga, G., Babinski, M., Trindade, R., Lana, C., Chemale, F., 2020. The Ribeirão da Folha ophiolite-bearing accretionary wedge (Araçuaí orogen, SE Brazil): new data for Cryogenian plagiogranite and metasedimentary rocks. *Precambrian Res.* 336, 105522.

Basei, M.A.S., Nutman, A., Júnior, O.S., Passarelli, C.R., Drukas, C.O., 2009. The evolution and tectonic setting of the Luis Alves microplate of southeastern Brazil: an exotic terrane during the assembly of western Gondwana. *Dev. Precambrian Geol.* 16, 273–291

Belém, J., Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Silva, da L. C., Armstrong, R., Fleck, A., Gradim, C., Queiroga, G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*, 19(2), 224-243, 2011

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.

Brito Neves. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*. 2003; 33, n. 1

Capistrano, G.G., Schmitt, R.S., Medeiros, S.R., Fernandes, G.L.F. 2017. Evidence of a Neoproterozoic active continental margin - Geochemistry and isotope geology of high-grade paragneiss from the Ribeira Orogen, SE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 77, 2017, Pages 170-184, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.006>.

Castillo PR (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos* 134–135: 304–316.

Caxito, F.A., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Bruno, H., Pedrosa-Soares, A., Alkmim, F.F., Chemale, F., Hartmann, L.A., Dantas, E., Basei, M.A.S. (2021) Integration of elemental and isotope data supports a Neoproterozoic Adamastor Ocean realm. *Geochem. Persp. Let.* 17, 6–10.

Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M. Crustal evolution of the South American Plataform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds). *Tectonic Evolution of South America*. Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress; Rio de Janeiro; 2000, p. 19–40.

Corrales, F.F.P., 2019. Evolução geotectônica dos stocks Neoproterozoicos Marceleza e Leopoldina, remanescentes de arcos magmáticos continentais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí: implicações geotectônicas na Província Mantiqueira. Tese (Doutorado). Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, p. 219, 2019.

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London.

Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, no. 6294, p. 662–665. doi:10.1038/347662a0.

Defant, M.J., and Kepezhinskas, P., 2001, Evidence suggests slab melting in arc magmas: *Eos Transactions of the American Geophysical Union*, v. 8, p. 62–70.

Degler, R., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Queiroga, G., Schulz, B., 2017. Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí -Ribeira orogenic system, Brazil: hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research* 51, 30-50.

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 Aracuai-Ribeira orogenic system (SE Brazil): Links in the Congo-Sao Francisco palaeocontinent. *Precamb. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.08.018>.

Deng, Jianghong, Xiaoyong Yangd, Li-peng Zhanga, Liuan Duan, Abdul Shakoor Mastoi, He Liu. 2020. An overview on the origin of adakites/adakitite rocks and related porphyry Cu-Au mineralization, Northern Luzon, Philippines. *Ore Geology Reviews* 124 (2020) 103610.

Eby, G.N. Chemical Subdivision of the a-Type Granitoids—Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology* 1992, 20, 641-644.

Fossen, H., Meira, V.T., Cavalcante, C., Konopasek, J., Janousek, V., 2020. Comment to “Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: a review”. *J. S. Am. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103052>

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42, 2033–2048.

Gradim C., Roncato J., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Dussin I., Alkmin F.F., Queiroga G., Jacobsohn T., Da Silva L.C., Babinski M. 2014. The hot back-arc zone of Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*. 44 (1): 155-180.

Gonçalves, L., Alkmim, F., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I.A., Valeriano, C.M., Lana, C., Tedeschi, M.F., 2016. Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil. *Gondwana Research* 36, 439 -458. <http://dx.doi.org/10.1016/J.GR.2015.07.015>

Gonçalves, L., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A., Gonçalves, C.C., Vieira, V., 2018. From the plutonic root to the volcanic roof of a continental magmatic arc: a review of the Neoproterozoic Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *International Journal of Earth Science* 107, 337-358.

Hastie AR, Kerr AC, Mitchell SF, Pearce JA, McDonald I, Millar I, Barfod D, and Mark DF (2010) Geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? *Chemical Geology* 276: 344–359.



Hastie, A R. Adakites. in *Encyclopedia of Geology* (Second Edition), 2021. p 209-213.

Heilbron M., Chrispim S.J., Alves R.P., Simões L.S.A. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54(3):553-562.

Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinambá, M., 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 115, pp. 1-32.

Heilbron, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* v.125, p.87-112. 2003

Heilbron, M. et al. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203–234, 2004.

Heilbron, M. ET AL., 2013 The serra da bolívia complex: the record of a new neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precam. Res.* ,50:.1 – 35.

Heilbron, M., Ribeiro, A., Valeriano, C. M., Paciullo, F.V.P., Almeida, J.C.H., Trouw, R.A.J., Tupinamba, M., Silva, L.G.E., 2017. The Ribeira belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., Switzerland, pp. 277-304. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>.

Heilbron, M., de Morisson Valeriano, C., Peixoto, C., Tupinambá, M., Neubauer, F., Dussin, I., Corrales, F., Bruno, H., Lobato, M., Horta de Almeida, J.C., Guilherme do Eirado Silva, L., Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review, *Journal of South American Earth Sciences* (2020), doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102710>.

Jordt-Evangelista, H & Vianna, D J. 2000. Mármore da região de Itaoca (es) e escarnitos no contato com diques máficos e félsicos: mineralogia e petrogênese. *Geonomos*: 8 (2): 61-67

Li Shi-Min, Di-Cheng Zhua,b, QingWanga, Zhidan Zhaoa, Liang-Liang Zhang , Sheng-Ao Liu ,Qing-Song Chang , Ying-Huai Lu , Jin-Gen Dai , Yuan-Chuan Zheng. 2016. Slab-derived adakites and subslab asthenosphere-derived OIB-type rocks at  $156 \pm 2$  Ma from the north of Gerze, central Tibet: Records of the Bangong–Nujiang oceanic ridge subduction during the Late Jurassic. *Lithos* 262 (2016) 456–469

Lingyu Zhang, Shichao Li & Qingying Zhao (2021) A review of research on adakites, *International Geology Review*, 63:1, 47-64, DOI: 10.1080/00206814.2019.1702592

Lobato, M., Heilbron, M., Toros, B., Ragatky, D., Dantas, E., 2015. Provenance of the neoproterozoic high-grade metasedimentary rocks of the arc-related oriental terrane of the Ribeira belt: implications for Gondwana amalgamation. *J. S. Am. Earth Sci.* 63, 260–278.

Marins, G.M.S 2000. Petrologia dos anfíbolitos do Domínio Juiz de Fora e da Klippe Paraíba do Sul, setor central da Faixa Ribeira. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia,

Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 125 p. Martin H (1999) Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411–429.

Martin H, Smithies RH, Rapp R, Moyen J-F, and Champion D (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1–24.

McDonough, W.F., Sun, W., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120 (3–4), 223–253.

Meira, Vinícius T.; Garcia Casco, Antonio; Hyppolito, Thaís; Juliani, Caetano; Schorscher, Johann Hans Daniel. 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* [S.l.], v. 38, n. 8, p. 3182-3209, 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2018tc004959>> DOI: 10.1029/2018tc004959.

Moyen, J-F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature” *Lithos*, 112: 556-754.

Palin, R.M. and Santosh, M., 2020. Plate tectonics: What, where, why, and when? *Gondwana Research*, v. 100, doi: 10.1016/j.gr.2020.11.001

Pedrosa-Soares, A.C.; Wiedemann-Leonardos, C.; 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, (org.s), *Tectonic Evolution of South America*. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, p.265-285.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110:307-323.

Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M., 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the neoproterozoic Araçuaí–west Congo orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society, London, Special Publications, pp. 153–172.

Peixoto, C.A., Heilbron, M., Ragatky, D., Armstrong, R., Dantas, E., Valeriano, C.M., 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.

Peixoto, C.A. 2018. Evolução geotectônica dos arcos magmáticos Neoproterozóicos Serra da Prata e Rio Negro no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados litogeoquímicos, geocronologia U-Pb e isótopos de Sm-Nd e Sr. Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. 2018; 177p.

Peccerillo, A. & TAYLOR, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.S.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F., Prichard, H., 2007. Age of The Ribeirão da Folha Ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb Zircon (LA-ICPMS) Dating of a Plagiogranite. *Geonominos* 15 (1), 61–65.

Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.* 160, 335–356.

R. Santiago, F. de Andrade Caxito, A. Carlos Pedrosa-Soares, M. Aparecida Neves, E. Luiz Dantas, Tonian Island Arc Remnants in the Northern Ribeira Orogen of Western Gondwana: The Caxixe Batholith (ESPÍRITO SANTO, SE BRAZIL), *Precambrian Research* (2020), doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105944>

Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks*, second ed. John Wiley, New York, pp. 1–444.

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*. 2004; 133: 29-61

Schmitt, Renata da Silva, Trouw, Rudolph, Van Schmus, William Randall, Armstrong, Richard, & Stanton, Natasha S. Gomes. (2016). The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl. 1), 37-66. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150025>

Silva, J. N.; Ferrari, P.G. Projeto Espírito Santo: relatório final. Belo Horizonte: CPRM, 1976. 408p

Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.

Tarney, J., Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc.* 151 (5), 855–868.

Tedeschi, M., Novo, T., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I.A., Tassinari, C.G.T., Silva, L.C., Gonçalves, L., Alkmim, F.F., Lana, C., Figueiredo, C., Dantas, E., Medeiros, S., Campos, C., Corrales, F., Heilbron, M., 2016. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 68, 186–187.

Tedeschi, M., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M.A.P., Peters, D., 2018. Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasilia orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research* 316, 103-126.

- Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M., 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro complex in the Ribeira belt, south-eastern Brazil. *Rev. Bras. Geociencias* 30, 7–11.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Porto Jr., R., Dios, F.R.B., Machado, N., Silva, L.G.E., Almeida, J.C.H., 2012. Juvenile contribution of the neoproterozoic Rio Negro magmatic arc (Ribeira belt, Brazil): implications for western Gondwana. *Gondwana Res.* 21 (2–3), 422–438.
- Tupinamba, M., Duarte, B.P., Heilbron, M., Valeriano, C.M. 2020. Terrenos policíclicos da Província Mantiqueira: da superposição de orogêneses aos modelos atuais. In: *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. Bartorelli, A., Teixeira, W., Brito Neves, B. B. São Paulo. Ed. Solaris. p. 273 - 287.
- Trompette, R. 1993. Geology of Western Gondwana (2000 - 500 Ma). Pan-African – Brasileiro aggregation of South America and Africa. Rotterdam, A. A. Balkema, 350 p.
- Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A. & Paciullo, F. V. P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena escala 1:250.000. In: congresso brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais, Goiânia, SBG, V. 2:972- 986.
- Trouw, R.A., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F., VALERIANO, C., ALMEIDA, J.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani et al. (Eds.), *Geotectonics of South America*. Special Publication for the 31 IGC/2000. pp. 297–310
- Valladares, C.S.; Machado, N.; Heilbron, M.L. & Gauthier, G., 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the São Francisco Craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *GondwanaResearch*, 7(4): 913-921.
- Valeriano, C. M.; Machado, N.; Simonetti, A.; Valladares, C. S.; Seer, H. J.; Simões, L. S. A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE- Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *PrecambrianResearch*, 130, p. 27-55
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., Ma, J.L., 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology* 47, 119–144.
- Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappell, B.W. A-Type Granites—Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987, 95, 407–419.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. London.
- Windley, B. F., Kusky, T., and Polat, A. (2020). Onset of plate tectonics by the Eoarchean. *Precambrian Res.* doi:10.1016/j.precamres.2020.105980
- Wood D A (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the

British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Lett* 50: 11-30 doi:10.1016/0012-821X(80)90116-8

### Figure captions

Figure 1: a) Position of Neoproterozoic belts in the Gondwana Setting and b) Location of the Neoproterozoic magmatic arcs of Brazil (Modified after Heilbron et al., 2020).

Figure 2: Ribeira belt tectonic organization (modified from Heilbron et al., 2020).

Figure 3: Geological map of Castelo region showing the distribution of local units and the location of studied samples.

Figure 4: (A) Sharp contact between leucocratic biotite orthogneiss and mesocratic hornblende- biotite orthogneiss (B) biotite orthogneiss transitioning into the mesocratic hornblende biotite orthogneiss. (C) Samples of two variety of orthogneisses (D) Amphibolites enclave within hornblende biotite orthogneiss. (E,G,H) Photomicrographs illustrating the mesocratic variety of orthogneiss and (F) Photomicrograph of the mineralogy of leucocratic biotite orthogneiss . Hbl-hornblende, Spn-sphene, Bt-biotite, Opq-opaque mineral.

Figure 5: (A), (B) Photos of outcrop showing the sillimanita biotite banded gneiss. (C), (D) Photomicrographs illustrating compositional and texture of the paragneiss. (E),(F) Fields fotografics of the upper metasedimentary unit showing marbles with mafics enclaves and amphibolite layers. (G) Photomicrographs of the mineralogy of impure and (H) pure marble. Cb- carbonate mineral, Tr- tremolita, Grt-Garnet, Bt-biotite, Sil-sillimanite, Opq-opaque mineral.

Figure 6: Geological cross-sections of the study area indicate in the geological map of figure 3.

Figure 7: Stereogram with planar and linear structures. Planar data including foliation and fold axis and linear data are the mineral lineation.

Figure 8: (a) TAS diagram (SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) of Cox (1979). (b) SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976). (c) FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub> + MgO) vs. SiO<sub>2</sub> diagram (Frost et al., 2001). (d) A/NK vs. A/CNK diagram (after Shand, 1943). (e) Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O–CaO vs. SiO<sub>2</sub> diagram (Frost et al., 2001).

Figure 9: (a) MgO vs. SiO<sub>2</sub> and Mg# vs. SiO<sub>2</sub> modified from Deng et al. (2020) (the area of modern island arc adakites is drawn after Defant and Kepezhinskas (2001) and Martin et al., (2005), the area of experimental oceanic crust (OC, MORB composition) melts (1–4 GPa) is from Rapp et al., 1999). (b) Triangular diagram Rb–Ba–Sr with the field for High Ba–Sr granites from Tarney and Jones (1994). (c) Sr/Y vs. Y and (d) La/Yb vs. Yb (modified after Drummond and Defant, 1990 and Martin, 1999) that are typically used to distinguish adakite from normal arc rocks (Four partial-melting curves with different partial melt percent each have a different mid-ocean ridge basalt (MORB) source).

Figure 10: (a) Chondrite-normalized REE diagram from Boynton (1984) and (b) primitive-normalized multi-element spider diagram from McDonough & Sun (1995) for the studied rocks.

Figure 11: (a) K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O vs. CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram showing the difference between slab-derived adakites and lower crust-derived adakites (Modified from Li et al., 2016). (b) Classification diagrams of the granite types Zr + Nb + Ce + Y versus (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O)/CaO (after Eby, 1990).

Figure 12: (a) Cartoon for the AROS emphasizing the Tonian Serra da Prata intra-oceanic magmatic arc evolution (modified after Heilbron et al., 2008); (b) Proposed schematic setting for the northern Serra da Prata arc segment (modified from Peixoto et al., 2017). SF - São Francisco craton; CC - Congo craton; AN - Angola shield; PS - Paraíba do Sul microcontinent.

Figure 1

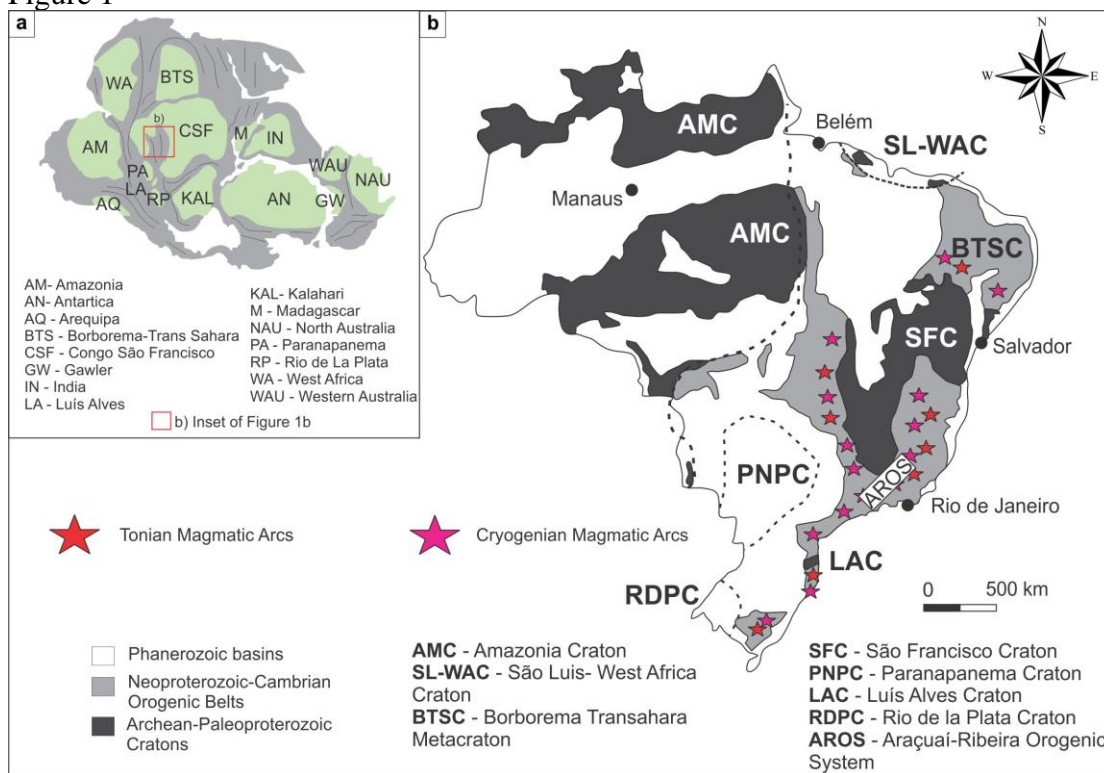


Figure 2

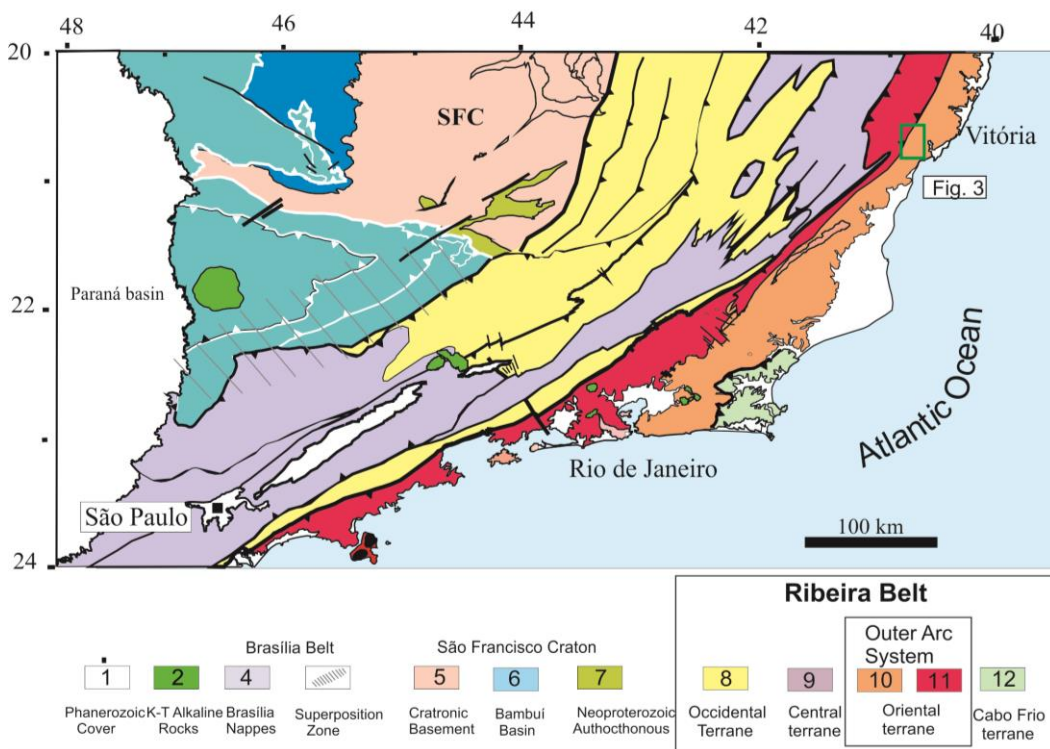


Figure 3

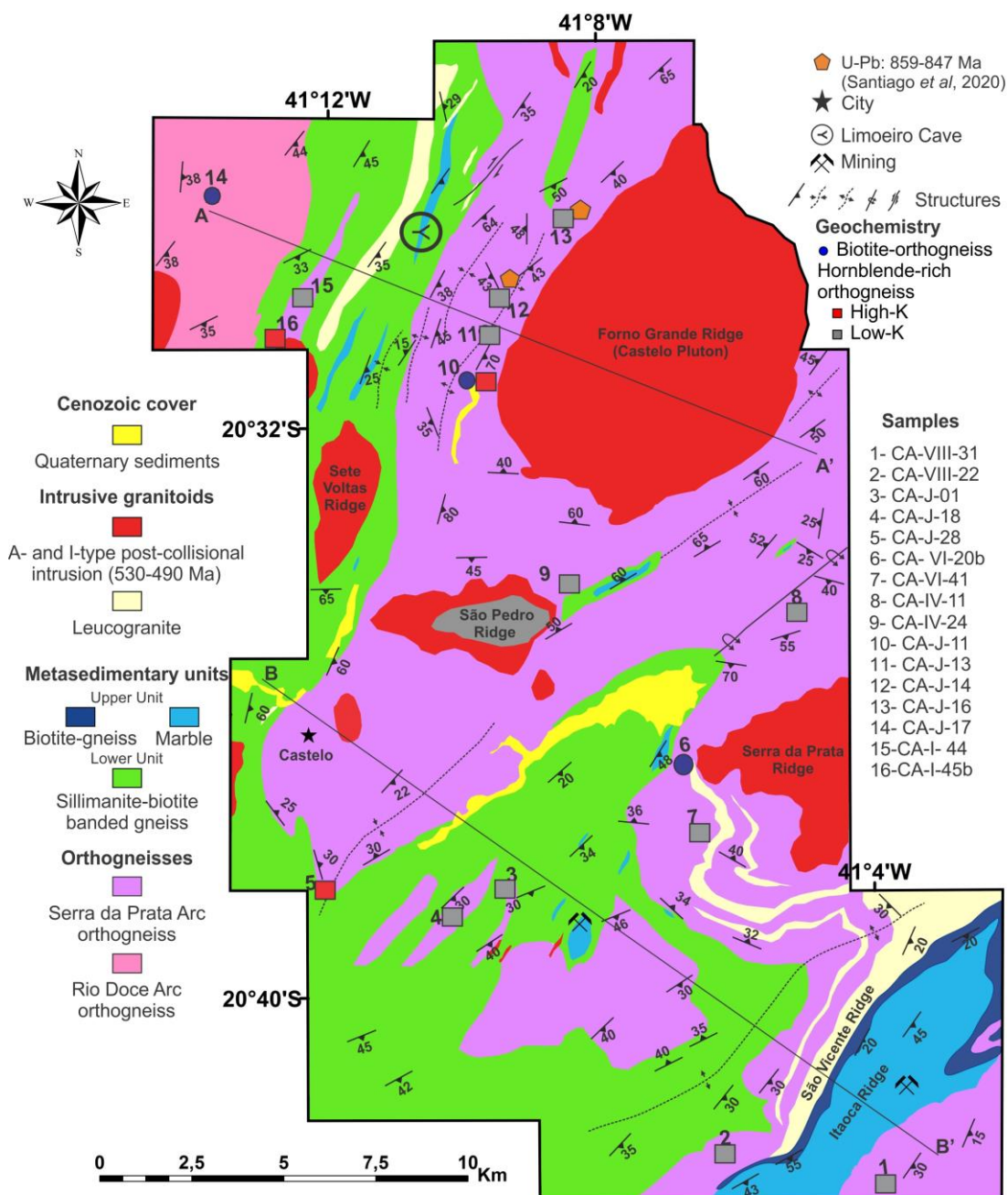




Figure 4

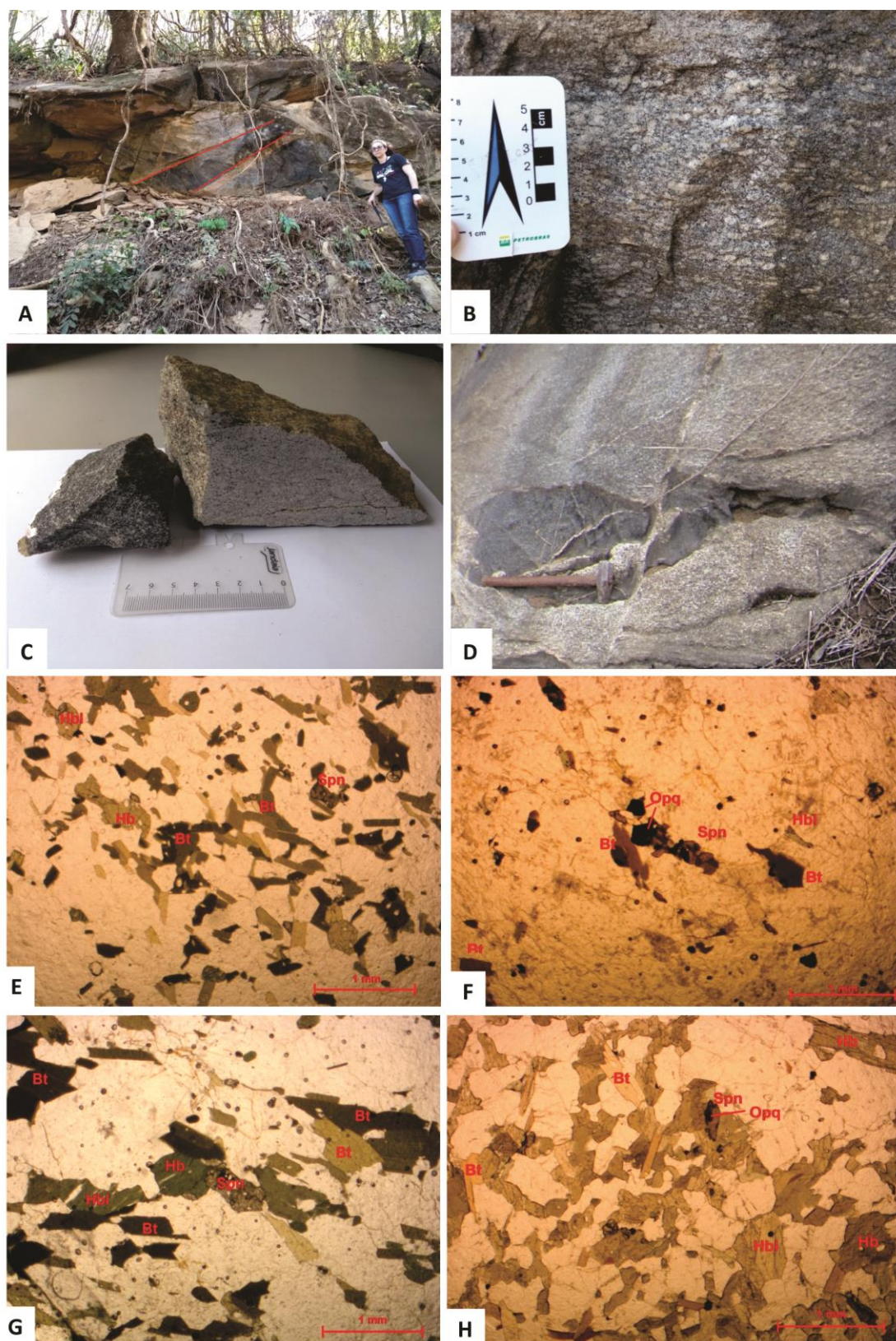




Figure 5

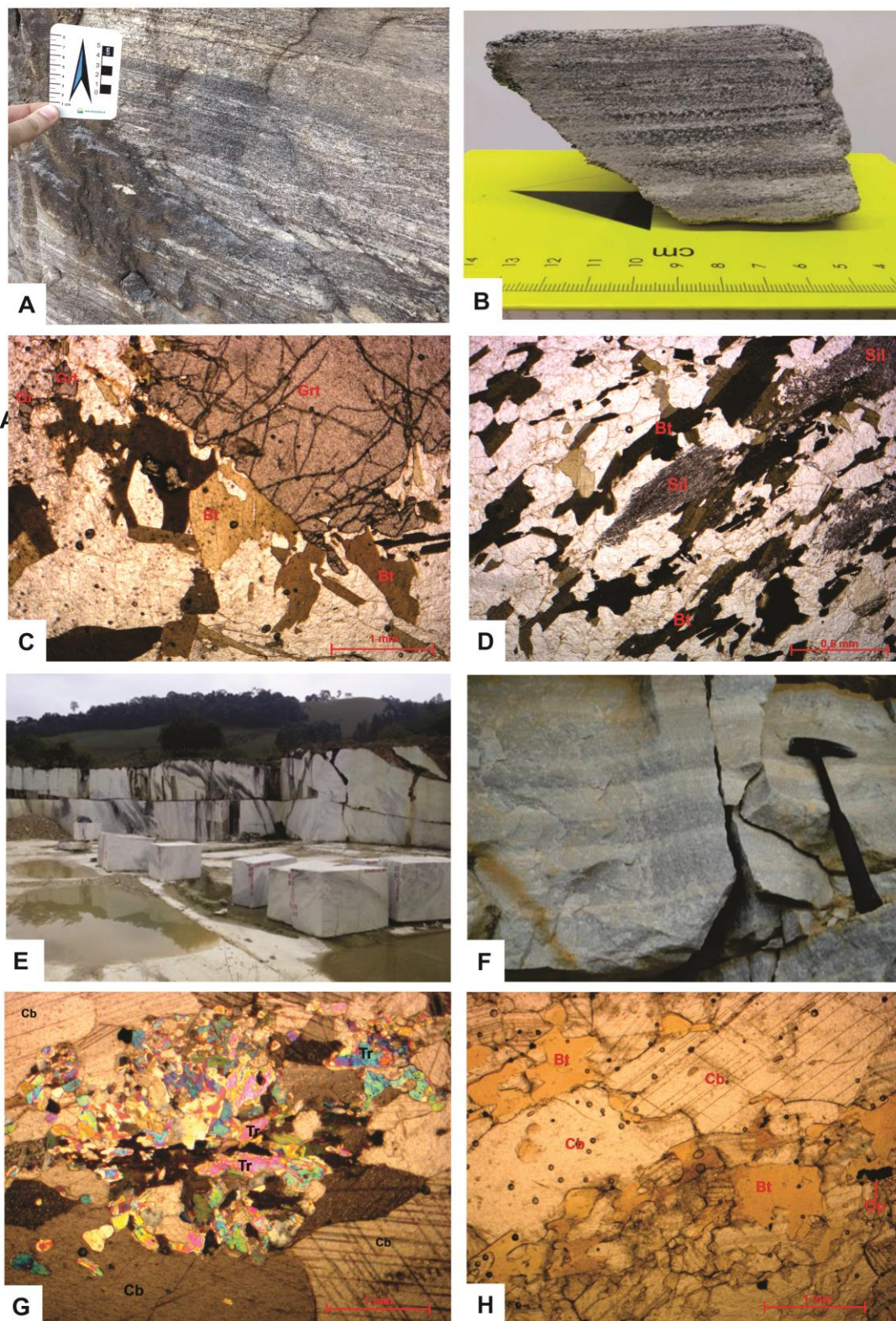


Figure 6

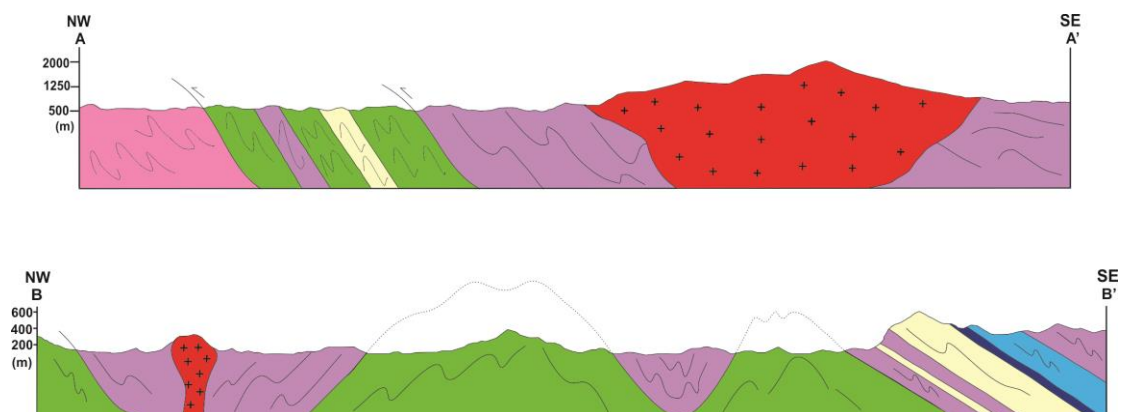


Figure 7

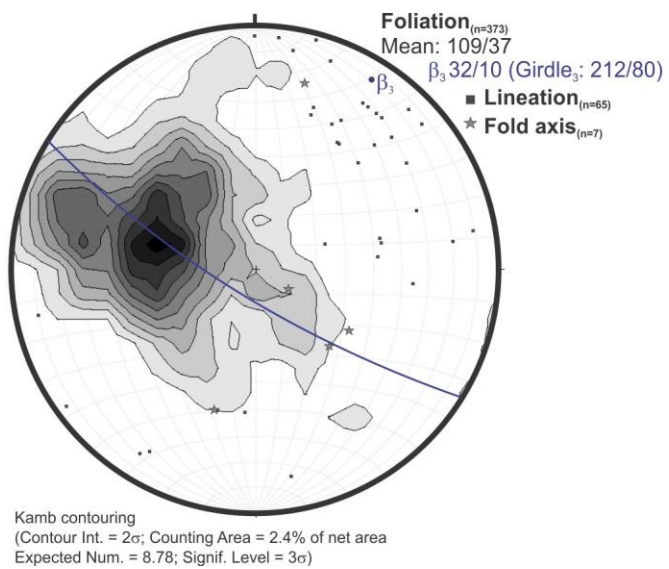


Figure 8

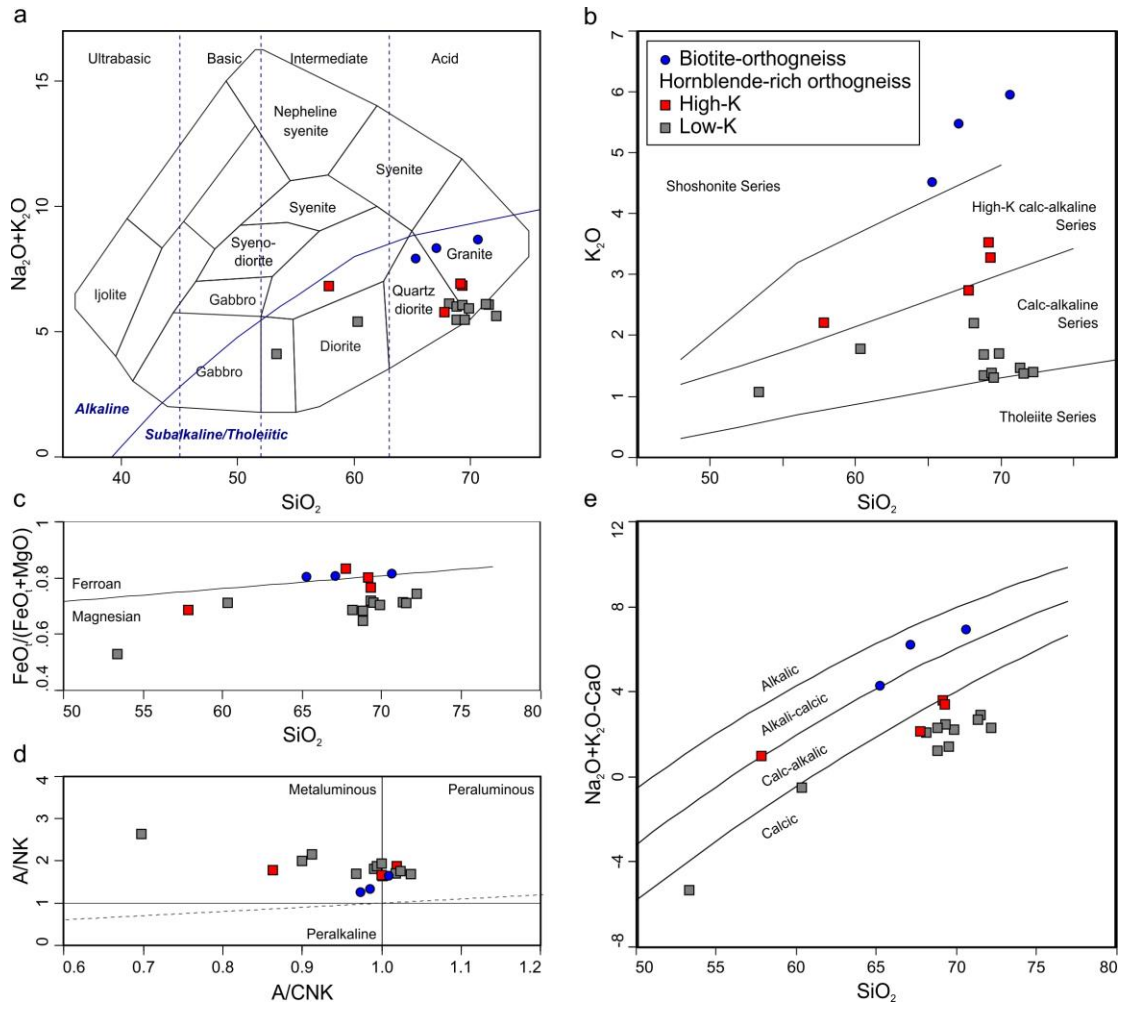




Figure 9

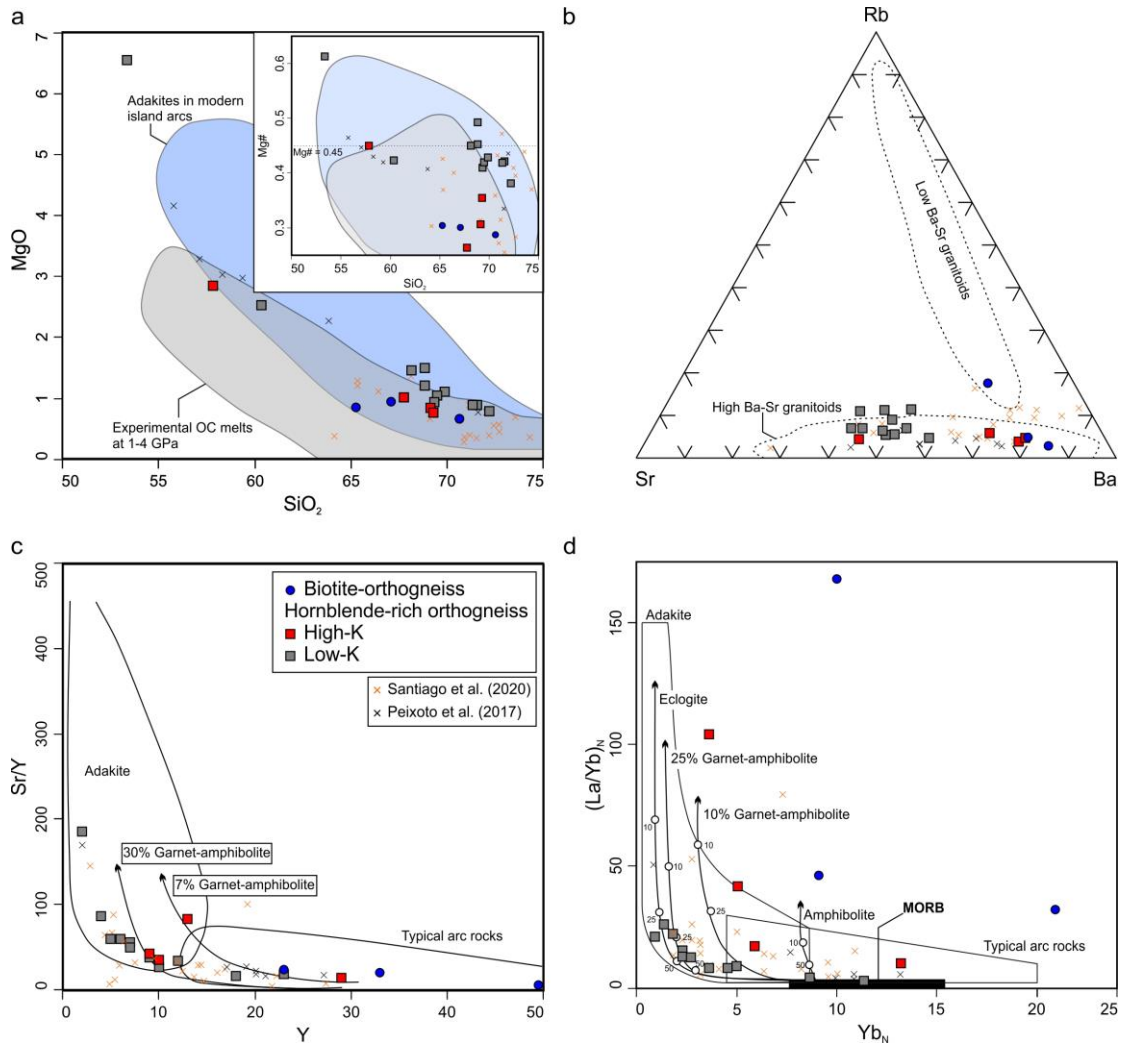


Figure 10

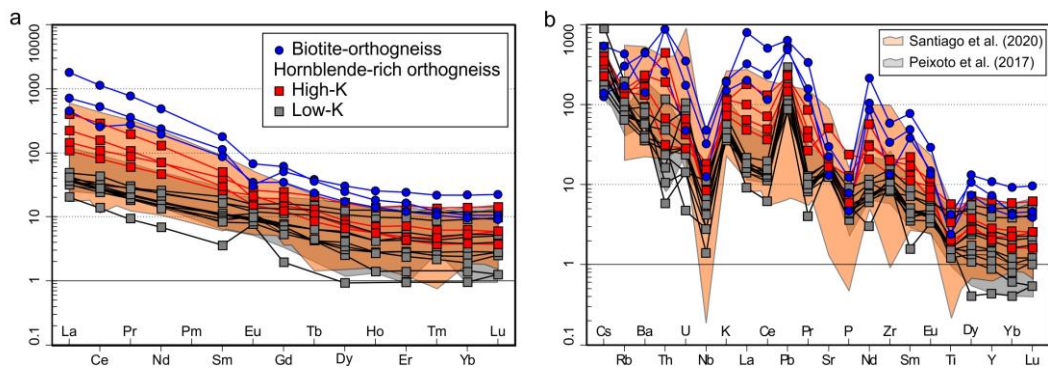


Figure 11

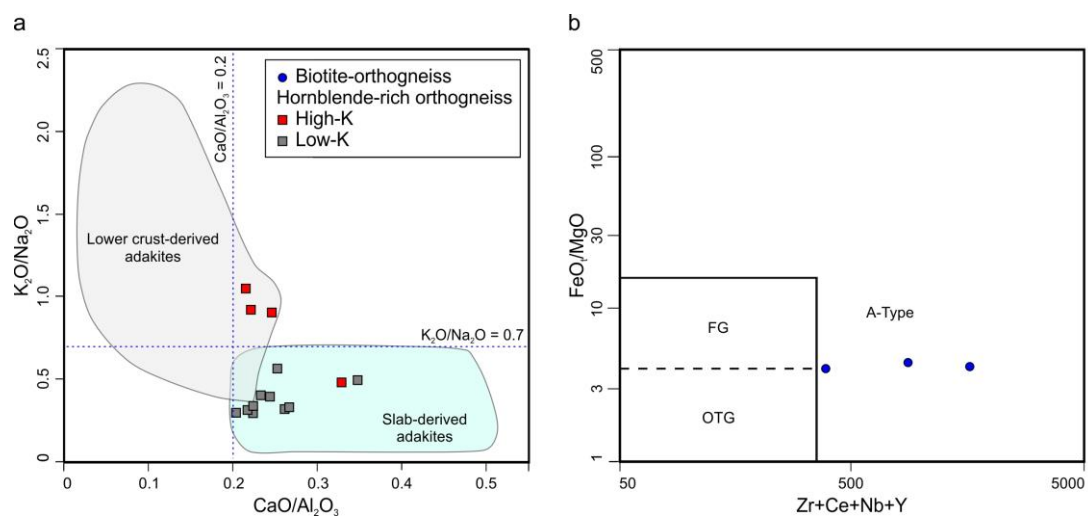
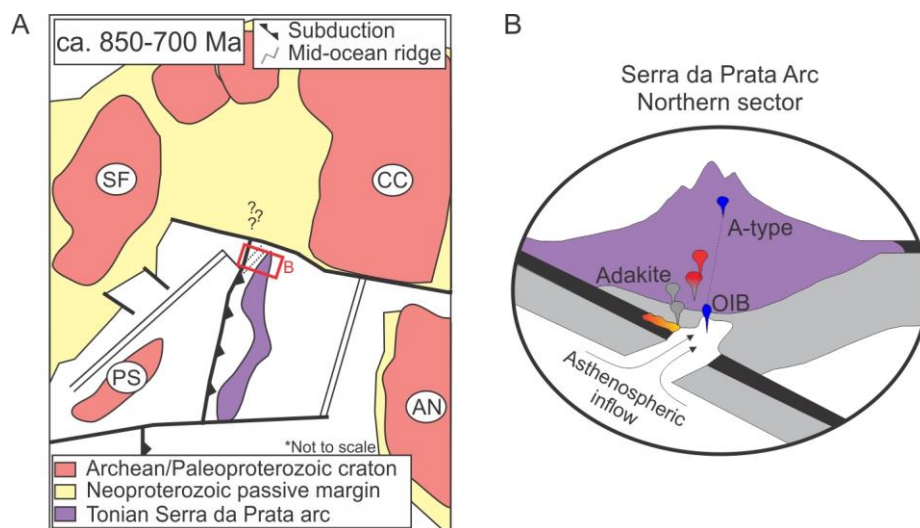


Figure 12



## Tables

Table 1- Litho-geochemical data

**Table 1: Geochemical data from major elements (%) and trace elements (ppm).**

Sample	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOt	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr
CA-II-30	51,05	14,02	9,65	10,73	0,14	4,48	6,97	2,72	2,78	2,757	1,59	1,51	98,74	17	3	191	2553	1291	35	456
CA-IV-20B	48,88	16,33	9,55	10,62	0,193	7,5	8,82	3,3	1,76	0,862	0,18	1,09	99,53	36	1	311	491	408	16	60
CA-I-45B	67,76	14,86	5,03	5,6	0,103	1,01	3,65	3,03	2,74	0,721	0,28	0,72	100,5	11	2	43	1165	387	29	222
CA-VI-20B	67,11	14,22	3,94	4,38	0,068	0,95	2,1	2,85	5,48	0,916	0,27	0,79	99,13	6	3	56	3091	636	33	665
CA-J-11A	57,83	17,76	6,20	6,9	0,103	2,85	5,84	4,6	2,21	1,243	0,52	0,52	100,4	12	2	137	924	1079	13	151
CA-J-11B	70,64	13,62	2,96	3,3	0,059	0,67	1,71	2,69	5,96	0,508	0,17	0,66	99,98	5	4	26	1004	279	50	378
CA-J-17	65,25	17,17	3,47	3,86	0,054	0,85	3,62	3,37	4,52	0,515	0,1	0,63	99,93	5	2	62	3178	476	23	151
CA-J-28A	69,28	15,66	2,50	2,78	0,044	0,77	3,44	3,56	3,28	0,358	0,11	0,61	99,9	1	2	38	1551	366	9	222
CA-J-28B	69,15	15,4	3,43	3,82	0,059	0,85	3,31	3,37	3,53	0,42	0,13	0,64	100,7	2	2	44	1636	345	10	231
CC-I-44	60,33	16,92	6,15	6,84	0,125	2,53	5,88	3,6	1,78	0,773	0,2	0,82	99,8	17	2	125	661	412	23	173
CA-IV-11	68,14	16,01	3,18	3,54	0,07	1,46	4,04	3,91	2,2	0,477	0,14	0,6	100,6	10	3	61	559	401	12	133
CA-IV-24	68,82	15,06	2,75	3,06	0,069	1,5	3,67	4,29	1,69	0,345	0,08	0,87	99,46	8	3	56	283	262	10	94
CA-VI-41	69,5	15,52	2,59	2,88	0,051	1,05	4,05	4,15	1,32	0,343	0,1	0,39	99,38	5	1	49	274	344	4	110
CA-VIII-22	69,88	15,91	2,63	2,93	0,053	1,11	3,71	4,23	1,7	0,372	0,09	0,55	100,5	6	2	51	414	357	6	109
CA-VIII-31	53,35	16,25	7,38	8,21	0,139	6,56	9,43	3,03	1,07	0,992	0,08	0,89	100	28	1	171	251	285	18	91
CA-J-01	68,83	15,96	2,60	2,9	0,028	1,21	4,25	4,12	1,35	0,382	0,12	0,43	99,58	2	1	52	390	370	2	122
CA-J-13	69,32	15,97	2,41	2,68	0,053	0,94	3,57	4,68	1,37	0,352	0,1	1,11	100,2	5	2	38	289	338	9	130
CA-J-14	71,54	15,47	2,17	2,42	0,043	0,89	3,15	4,68	1,38	0,33	0,1	0,66	100,7	5	1	36	408	346	7	107
CA-J-16	71,33	15,66	2,20	2,45	0,043	0,89	3,4	4,64	1,45	0,339	0,12	-0,1	100,2	5	1	37	420	387	7	119
CA-J-18	72,2	14,84	2,28	2,54	0,046	0,79	3,33	4,21	1,4	0,264	0,11	0,57	100,3	5	1	28	390	296	5	105

**Tabela 1: Geochemical data from major elements (%) and trace elements (ppm) (continuation).**

Sample	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W
CA-II-30	70	38	60	30	140	22	1	< 5	90	44	2	0,6	< 0.2	3	< 0.5	1	4,6	2,7	121
CA-IV-20B	60	40	40	40	110	17	1	< 5	122	3	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	18	1,6	0,2	45
CA-I-45B	< 20	32	< 20	< 10	100	21	1	< 5	96	13	< 2	0,6	< 0.2	2	< 0.5	3,6	5,3	1,2	414
CA-VI-20B	< 20	28	< 20	10	110	25	2	< 5	194	23	< 2	1,6	< 0.2	3	< 0.5	1	13,7	2,2	338
CA-J-11A	20	24	30	20	80	21	1	< 5	93	11	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	2,7	3,3	0,7	88
CA-J-11B	< 20	15	< 20	< 10	60	23	2	< 5	275	34	4	1	< 0.2	6	< 0.5	4,3	9,6	4,6	152
CA-J-17	< 20	23	< 20	280	310	20	1	< 5	109	9	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	1,1	3,8	0,7	238
CA-J-28A	< 20	14	< 20	< 10	40	18	1	< 5	80	5	< 2	0,6	< 0.2	1	< 0.5	1,9	5,5	0,5	110
CA-J-28B	< 20	22	< 20	20	50	18	1	< 5	98	5	< 2	0,6	< 0.2	1	< 0.5	3,3	5,6	0,4	242
CC-I-44	20	37	< 20	20	90	19	1	< 5	55	8	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	2	4,4	0,5	274
CA-IV-11	< 20	21	< 20	< 10	60	19	1	< 5	125	6	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	7,6	3,5	0,8	178
CA-IV-24	< 20	24	< 20	20	60	18	1	< 5	70	9	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	3,6	2,4	0,9	263
CA-VI-41	< 20	12	< 20	< 10	50	17	< 1	< 5	47	2	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	1,4	2,5	0,2	89
CA-VIII-22	< 20	27	< 20	10	50	18	< 1	< 5	76	3	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	4,2	2,6	0,4	303
CA-VIII-31	230	37	40	20	70	16	1	< 5	41	3	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	1,2	2,4	0,3	54
CA-J-01	< 20	20	< 20	< 10	40	18	< 1	< 5	52	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	3,2	2,9	0,2	207
CA-J-13	< 20	25	< 20	< 10	50	19	1	< 5	79	5	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	2,6	3,1	0,8	255
CA-J-14	< 20	28	< 20	< 10	50	18	< 1	< 5	46	2	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	3,3	2,8	0,4	272
CA-J-16	< 20	22	< 20	< 10	50	18	1	< 5	47	2	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	1,4	2,7	0,3	219
CA-J-18	< 20	27	< 20	< 10	70	17	< 1	< 5	53	4	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	1,8	2,7	0,6	286



**Tabela 1: Geochemical data from major elements (%) and trace elements (ppm) (end).**

Sample	Tl	Pb	Bi	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
CA-II-30	0,4	20	< 0,4	10,6	1,7	152	305	35,1	134	21,1	4,73	13,7	1,7	8,2	1,4	3,5	0,42	2,5	0,37
CA-IV-20B	0,7	7	< 0,4	1,7	0,5	11,2	24,1	3,1	13,5	3,6	1,12	3,5	0,6	3,3	0,7	1,9	0,29	1,8	0,29
CA-I-45B	0,4	12	< 0,4	5,7	0,9	44,8	88,1	10,6	41,2	7,8	1,91	6,3	1	5,3	1	3,1	0,44	2,9	0,46
CA-VI-20B	0,9	45	< 0,4	77,3	3,7	554	908	93,6	293	34,5	4,96	15,9	1,7	7,9	1,3	3,4	0,39	2,2	0,34
CA-J-11A	0,6	10	< 0,4	2,6	0,6	33,4	65,4	7,33	28,1	5	1,58	3,8	0,6	2,8	0,5	1,5	0,2	1,3	0,19
CA-J-11B	1,2	34	< 0,4	77,1	7,4	223	420	43,3	142	21,8	2,26	13	1,8	9,8	1,8	5,1	0,7	4,6	0,72
CA-J-17	0,5	37	< 0,4	21,8	1	139	208	34,1	117	17	2,51	8,9	1,1	5,5	1	2,5	0,34	2	0,29
CA-J-28A	0,3	16	< 0,4	38,1	1,1	125	233	23,8	77,3	9,8	1,45	5	0,5	2,3	0,4	0,9	0,12	0,8	0,12
CA-J-28B	0,4	17	< 0,4	16,3	1,4	69,1	127	13	42,7	5,8	1,12	3,2	0,4	2,1	0,4	1	0,15	1,1	0,19
CC-I-44	0,3	14	< 0,4	0,9	0,3	11,1	25,3	3,42	15,4	4	1,14	4,1	0,7	4,1	0,9	2,5	0,37	2,5	0,39
CA-IV-11	0,7	21	< 0,4	4,8	1,8	15	34,9	3,61	13,8	3,2	0,88	2,9	0,5	2,5	0,4	1,2	0,16	1,1	0,17
CA-IV-24	0,3	13	< 0,4	9,9	1,5	12,2	21,6	2,31	8,6	1,8	0,72	2	0,3	1,9	0,3	1	0,14	1	0,16
CA-VI-41	0,2	8	< 0,4	2,7	0,1	11,8	22,4	2,39	9	1,6	0,59	1,4	0,2	0,8	0,1	0,3	< 0,05	0,3	0,04
CA-VIII-22	0,3	11	< 0,4	2,3	0,5	9,7	21,5	2,27	8,2	1,7	0,74	1,4	0,2	1	0,2	0,6	0,08	0,5	0,09
CA-VIII-31	0,2	6	< 0,4	2,3	0,6	12,2	27,2	3,37	14,2	3,2	1	3,5	0,6	3,5	0,7	2	0,28	1,9	0,31
CA-J-01	0,2	6	< 0,4	0,5	0,3	6,3	11,1	1,12	4,1	0,7	0,56	0,5	< 0,1	0,3	< 0,1	0,2	< 0,05	0,2	0,04
CA-J-13	0,4	9	< 0,4	1,4	2,2	9,8	19,6	2,33	8,8	2,2	0,71	1,9	0,3	1,8	0,3	0,9	0,13	0,8	0,13
CA-J-14	0,3	11	< 0,4	2	0,3	11	21,7	2,6	10	2,2	0,67	1,8	0,2	1,3	0,2	0,6	0,09	0,6	0,09
CA-J-16	0,2	8	< 0,4	2	0,6	11,6	22,9	2,67	9,9	2,1	0,64	1,8	0,2	1,1	0,2	0,6	0,08	0,5	0,09
CA-J-18	0,3	11	< 0,4	4,1	0,6	13,3	24,6	2,75	10,4	2	0,81	1,6	0,2	1	0,2	0,5	0,07	0,4	0,08