

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

**O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO
TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**

VIVIANNE ANDRADE BASTOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

CO-ORIENTADORA- Prof^a. Dr^a. Cristine Lenz

Porto Alegre – 2024

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

**O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO
TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**

VIVIANNE ANDRADE BASTOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

CO-ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Cristine Lenz

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Universidade Federal do Paraná

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Vinicius Matté

Universidade Federal do Pampa

Porto Alegre – 2024



Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2024

CIP - Catalogação na Publicação

ANDRADE BASTOS, VIVIANNE
O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA
EVOLUÇÃO DO TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO,
RS / VIVIANNE ANDRADE BASTOS. -- 2024.
209 f.
Orientador: Edinei Koester.

Coorientador: Cristine Lenz.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2024.

1. Complexo Pinheiro Machado. 2. Terreno Pelotas.
3. modelagem geoquímica . 4. processos magmáticos. 5.
Brasiliano-Pan-Africano. I. Koester, Edinei, orient.
II. Lenz, Cristine, coorient. III. Título.

*Dedico esta tese à minha família,
como uma homenagem ao amor incondicional que vocês sempre me proporcionaram.
Cada página escrita é um reflexo do apoio, encorajamento e inspiração que vocês têm sido
em minha vida. Seus sacrifícios e seu constante incentivo foram os pilares que me
sustentaram durante os desafios e me impulsionaram em direção à realização dos meus
sonhos.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Pai Eterno por proporcionar a realização de mais um sonho, além de sempre me honrar nos desafios desta vida. Aos meus amados pais e familiares, por serem a minha força nestes anos longe de casa. À minha família gaúcha, pessoas que conquistei no RS e levarei para sempre comigo. Aos meus orientadores, Edinei Koester e Cristine Lenz, que foram essenciais para a minha formação profissional e pessoal, obrigada por todos os conselhos e direcionamentos. A todos os professores que já tive, desde a escola, passando pela UFS e até o presente momento, vocês são inspirações para mim. Agradeço também ao Instituto de Geociências da UFRGS pela infraestrutura e aos seus funcionários por sempre estarem dispostos a ajudar. Aos colegas do PPGGeo, que ajudaram de alguma forma no desenvolvimento desta tese; ao CNPq e órgãos de fomento à pesquisa pelo apoio financeiro.

Muito obrigada!

*“Nada na vida deve ser temido,
somente compreendido. Agora é hora
de compreender mais para temer
menos.” – Marie Curie [1867-1934].*

RESUMO

O estudo das rochas magmáticas Neoproterozoicas no oeste do Gondwana é importante para entender a evolução tectônica e todos os processos envolvidos na complexa formação de supercontinentes. Estas rochas fornecem informações sobre os processos de subducção e a dinâmica, por exemplo de arcos magmáticos, além de processos colisionais, que são fundamentais para compreender a distribuição dos recursos minerais e a configuração geodinâmica da Terra primitiva. No extremo sul do Brasil, registram-se expressivos magmatismos junto ao Cinturão Dom Feliciano (CDF), como produto de colagem orogênica durante o Brasiliano-Pan-Africano. Neste registro, o Complexo Pinheiro Machado (CPM), alvo deste estudo, está inserido na porção oriental do CDF, no Terreno Pelotas. O CPM é formado por uma série de intrusões dioríticas a graníticas, que se estende por uma vasta área na região do Terreno Pelotas. O objetivo desta tese foi compreender os processos geológicos e geoquímicos formadores das rochas do CPM. Para tanto, abordagens petrográficas, análises de dados de geoquímica de rocha total e sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd foram aplicados. A composição química em rocha total para determinação de elementos maiores foi obtida através de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES), enquanto os elementos terras raras foram analisados por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). Além disso, para obter as razões isotópicas de Sr e Nd foi realizada análise em Espectrômetro de Massas de Ionização Termal (TIMS). A fim de quantificar os processos de diferenciação nas rochas do CPM, foi utilizado o programa PetroGram. As texturas das rochas em macro e microescalas apontam para uma evolução magmática complexa, com processos de diferenciação magmática sobrepostos que resultaram na considerável dispersão composicional desta unidade. Feições petrográficas indicaram que o CPM cristalizou em um sistema aberto com recarga e assimilação, como evidenciado pela presença de texturas minerais em desequilíbrio e fusão parcial *in situ*. Os resultados geoquímicos e a modelagem de processos magmáticos mostram que a fusão parcial afetou quimicamente as rochas formadas durante o magmatismo inicial. Desta forma, o CPM pode ser categorizado por litotipos e classificado em duas fases magmáticas principais: precoce e tardia. Estes resultados também apontam a mistura entre magmas nas fases precoces, além de indicar que a cristalização fracionada, a partir dos magmas dioríticos iniciais com a assimilação de uma crosta ortognáissica, como o principal fator de diferenciação nas rochas do CPM. A análise em conjunto da geoquímica de elementos maiores, traços e isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd indicou que o magma diorítico inicial teve origem através da fusão do manto espinélio lherzolito. Assim, foi possível determinar que um importante componente do manto em conjunto com contaminação crustal resultaram na evolução geodinâmica do CPM no Terreno Pelotas. Neste cenário, diagramas geoquímicos de elementos traços apontam a configuração dos estágios iniciais das rochas do CPM se deu em contexto de arco magmático, sendo o mecanismo de *slab failure* somado a geometria de subducção oblíqua do arco, com o fechamento de bacia *V-shaped*, a configuração tectônica mais provável relacionada a esta petrogênese. Este contexto se ajusta à dinâmica dos eventos multi-intrusivos, com recarga e fusão das rochas precoces formadas através do aquecimento constante devido a novo *input* de pulsos de fusão em profundidade, corroborado pela geometria oblíqua com magmatismo tangencial. Desta forma, a evolução do Terreno Pelotas, e por consequência das rochas do CPM, pode ser determinada por um ambiente geodinâmico de transição, envolvendo subducção inicial, contribuição de *slab failure*, e tectônica posterior colisional durante o Neoproterozoico.

Palavras-chave: Complexo Pinheiro Machado, Terreno Pelotas, modelagem de processos magmáticos, tectônica

ABSTRACT

The study of Neoproterozoic igneous rocks in western Gondwana is crucial for understanding tectonic evolution and the processes involved in the complex formation of supercontinents. These rocks provide insights into subduction processes, the dynamics of magmatic arcs, and collisional processes, which are essential for comprehending the distribution of mineral resources and the geodynamic setting of early Earth. In this sense, significant magmatism associated with the Dom Feliciano Belt (DFB) is recorded in southern Brazil, resulting from orogenic accretion during the Brasiliano-Pan-African event. The Pinheiro Machado Complex (PMC), the focus of this study, is located in the eastern portion of the DFB, within the Pelotas Terrane. The PMC comprises a series of dioritic to granitic intrusions that extend over a vast area in the Pelotas Terrane region. Accordingly, this research aims to understand the geological and geochemical processes that generated the PMC rocks. Petrographic approaches, analyses of whole-rock geochemistry, and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systems were applied. The whole-rock chemical composition for major elements was obtained through Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES), whereas rare earth elements were analyzed by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS). Additionally, isotopic ratios of Sr and Nd were analyzed using a Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS). The PetroGram software was utilized to quantify differentiation processes on PMC rocks. Macro and micro-scale rock textures indicate a complex magmatic evolution, with overlapping magmatic differentiation processes resulting in considerable compositional dispersion within this unit. Petrographic features suggested that the PMC crystallized in an open system with recharge and assimilation, as evidenced by the presence of mineral textures in disequilibrium and in situ partial melting. Geochemical results and magmatic process modeling show that partial melting chemically affected the rocks formed during the initial magmatism. Hence, the PMC can be categorized by lithotypes and classified into two main magmatic phases: early and late. These results also indicate magma mixing during early phases and suggest that fractional crystallization from the initial dioritic magmas, along with assimilation of orthogneiss crust, was the main differentiation factor in PMC rocks. Combined analysis of major, trace, and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic geochemistry indicated that the initial dioritic magma originated from the melting of spinel lherzolite mantle. Therefore, it is determined that an important mantle component, along with crustal contamination, resulted in the geodynamic PMC evolution in the Pelotas Terrane. In this context, trace element geochemical diagrams suggest that the initial stages of PMC lithology formation occurred in a magmatic arc setting, with slab failure mechanisms and with an oblique subduction geometry of the arc, involving the closure of a V-shaped basin as the most likely tectonic setting related to this petrogenesis. This context is suitable to the dynamics of multi-intrusive events, with recharge and melting of former rocks formed through continuous heating due to new melting pulses at depth, supported by oblique geometry with tangential magmatism. In summary, the Pelotas Terrane evolution, and consequently the PMC rocks, can be determined by a transitional geodynamic environment, involving initial subduction, slab failure contribution, and subsequent collisional tectonics during the Neoproterozoic.

Keywords: Pinheiro Machado Complex, Pelotas Terrane, magmatic processes modelling, tectonics

LISTA DE FIGURAS

FIGURAS DO TEXTO INTEGRADOR

Figura 1. Feições de campo das rochas do Complexo Pinheiro Machado. A) Diorito precoce (Di) com feições de fusão *in situ*. B) Magma granodiorítico híbrido ((H)Gd) assimilando o embasamento gnáissico (Xn). C) Desagregação de enclave máfico formando *schlieren* no granodiorito ((H)Gd). D) Mistura de magma gabroico muito fino (Gb) com magma granodiorítico híbrido ((H)Gd). E) Granodiorito porfirítico ((H)Gd) com foliação magmática. F) Sienogranito tardio (Sn) truncando a foliação magmática do granodiorito híbrido ((H)Gd), que por sua vez intruiu o xenólito gnáissico (Xn). 25

Figura 2. Fotomicrografias das rochas do Complexo Pinheiro Machado. A) Xenólito de biotita gnaisse com bandamento composicional. B) Diorito com fusão, mostrando evidências de quartzo *films* e *melting pools*. C) Cristais de plagioclásio com bordas de reação e feições de desequilíbrio composicional (típico de abertura de sistemas magmáticos no granodiorito híbrido). D) *Kink-bands* em feldspato no granodiorito cisalhado. E) Granodiorito milonitizado. F) *Mica fish* em rocha híbrida. G) Gabro com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz equigranular fina. H) Plagioclásio com bordas de reação e sericitização seletiva do mineral em granito tardio. Abreviações minerais seguem as recomendações de Warr (2021): Amp- anfibólio; Afs- K-feldspato; Qz- quartzo; Bt- biotita; Pl- plagioclásio, Mag- magnetita.27

Figura 3. Esboço geológico do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e Sul-Rio-Grandense (modificado de Masquelin *et al.*, 2012). A) Mapa geológico simplificado do Cinturão Dom Feliciano e Cráton Rio de la Plata no sul do Brasil e Uruguai com as divisões em terrenos petrotectônicos. B) Configuração do sudoeste do supercontinente Gondwana com as principais áreas cratônicas (em vermelho a área aproximada do item A). CRP- Cráton Rio de la Plata; CK-Cráton Kalahari.33

Figura 4. Mapa geológico do Terreno Pelotas (modificado de Porcher *et al.*, 2021): A) Escudo Sul-Rio-Grandense e divisões dos terrenos (modificado de Bastos, 2020; Dal Olmo Barbosa *et al.*, 2021); B) Terreno Pelotas e as suas unidades geológicas, delimitado por zonas de cisalhamento (modificado de CPRM, 2006; Cruz, 2019). ...36

Figura 5. Mapa geológico da compartimentação por predomínio dos litotipos do Complexo Pinheiro Machado e a disposição dos pontos descritos nos trabalhos de

campo neste estudo. ZCTDC- Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCAG- Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.	42
Figura 6. Modelo esquemático com a configuração dos sistemas magmáticos abertos (fora de escala), onde predominam os processos de mistura de magmas, assimilação da rocha encaixante, e recarga da câmara com novos pulsos (modificado de Deschamps <i>et al.</i> , 2013).	57
Figura 7. Ilustrações esquemáticas do modelo AFCI proposto por Nishimura (2013). A) Assimilação combinada, cristalização em equilíbrio perfeito e fracionamento parcial. Os cristais suspensos e o líquido permanecem em equilíbrio químico perfeito entre si. B) Assimilação combinada com cristalização em equilíbrio superficial e fracionamento parcial. O zoneamento químico é produzido pela cristalização em equilíbrio na superfície dos cristais suspensos, mas não há restrição de até que ponto o cristal tem zonação neste modelo. Certa quantidade de cristais é suspensa por um período que é suficiente para permitir o reequilíbrio com o líquido circundante no modelo A, mas não no modelo B (adaptado de Zou, 2007).	62
Figura 8. Diagrama mostrando modelos de fusão em lotes (<i>batch melting</i>), parcial e dinâmica (adaptado de Zou, 2007; Gündüz & Asan, 2021).	70
Figura 9. Evolução geodinâmica simplificada do Arco Pinheiro Machado (modificado de Vieira, 2020 e Ramos <i>et al.</i> , 2017). A) Fechamento do Oceano Charrua com geração da Sutura de Porto Alegre, concomitante ocorre a subducção para oeste da placa oceânica Adamastor do Sul sob o Arco Piratini; B) Evolução do magmatismo continental relacionado ao Arco Pinheiro Machado, Complexo Pinheiro Machado, e desenvolvimento das zonas de cisalhamento sin-transcorrentes de tendência NE-SW (e.g. Dorsal de Canguçu) culminando no retrabalhamento crustal e evolução do magmatismo. ZCTDC- Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCAG- Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.	188

FIGURAS DO ARTIGO 1

Figure 1. (A) Dom Feliciano Belt, and its main tectonic subdivisions; (B) Pelotas Terrane with Pinheiro Machado Complex highlighted; (C) Geological map detailing the Monte Bonito area (modified Cruz, 2019). AYGSZ, Ayrosa Galvão Shear Zone; DCTSZ, Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone.	79
---	----

Figure 2. (A) Amphibolite xenolith (Xn) assimilated by hybrid granodiorite ((H)Gd), following the magmatic flow evidenced by schlieren; (B) Partially migmatized diorite ((E)Di), showing mixing and hybridization features; (C) Leucocratic melt patches ((E)Sn), in situ melting with euhedral titanites (yellow arrow); (D) Syenogranite as injections and pockets ((E)Sn), in some more leucocratic areas (yellow arrow) with concentric euhedral titanite; (E) Hybrid granodiorite with assimilation and mixing features ((H)Gd) at a macroscopic scale; (F) Porphyritic hybrid granodiorite ((H)Gd) with anisotropy marked by K-feldspar crystals (yellow arrow); (G) Late equigranular diorite ((L)Di) with mafic enclaves (yellow arrow); (H) Late leucogranite ((L)Gt). 85

Figure 3. (A) Nematoblastic texture of the amphibolite xenolith (Xn), defined by the mafic minerals (amphibole and biotite) orientation; (B) Partial replacement of amphibole by biotite and epidote in early diorite ((E)Di); (C) Plagioclase recrystallized edges in syenogranitic melt ((E)Sn); (D) Hybrid tonalite ((H)Tn) with plagioclase kink bands (yellow arrow); (E) Euhedral titanite from late diorite ((L)Di) with quartz inclusions; (F) Quartz with undulatory extinction and feldspars showing recrystallization at the boundaries (yellow arrow) in late granites ((L)Gt). Amp, amphibole; Bt, biotite; Ep, epidote; Pl, plagioclase; Qz, quartz; Ttn, titanite..... 90

Figure 4. (A) Plutonic rock classification diagram according to Middlemost (1994); (B) A/NK versus A/CNK diagram for Shand's classification (Shand, 1943); (C) Classification diagram for subalkaline series by Miyashiro (Miyashiro, 1974); (D) FMA ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)-(FeO^t + TiO₂)-(MgO) diagram for defining tholeiitic series (Irvine & Baragar, 1971). 92

Figure 5. Harker diagrams (Harker, 1909) for major elements of amphibolite xenolith and comagmatic rocks from the Pinheiro Machado Complex. Legend same as in Figure 4. 93

Figure 6. Harker diagrams (Harker, 1909) for trace elements of amphibolite xenoliths and comagmatic rocks from the Pinheiro Machado Complex. Legend same as in Figure 4. 94

Figure 7. MORB-normalized (Pearce, 1983) spidergram plots for Pinheiro Machado Complex rocks. (A) Amphibolite xenoliths; (B) Early diorite-granodiorite; (C) Early syenogranitic melt; (D) Hybrid early granodiorite-tonalite; (E) Late diorite; and (F) Late granites. Legend same as in Figure 4. 95

Figure 8. Chondrite-normalized (Boynton, 1984) Rare Earth Elements diagram plots for Pinheiro Machado Complex rocks. (A) Amphibolite xenoliths; (B) Early diorite-

granodiorite; (C) Early syenogranitic melt; (D) Hybrid early granodiorite-tonalite; (E) Late diorite; and (F) Late granites. Legend same as in Figure 4.97

Figure 9. Assimilation Fractional Crystallization models, Hf versus Th, Y versus Th and Sm versus Th diagrams for the Pinheiro Machado Complex comagmatic rocks. (A–C) Early magmatism: diorite-granodiorite and hybrid granodiorite-tonalite; (D–F) Late magmatism: diorite and granite. The black lines represent the fractional crystallization (FC) models and trajectories for crustal assimilation plus fractional crystallization (AFC), assuming a gneiss sample as an assimilant (Piratini gneiss, sample GT-2C; Tambara *et al.*, 2019) and decoupled assimilation and fractional crystallization process (FCA). The red line shows the ratios between the assimilant mass and the fractionated material, where $r = 0.4$. The red cross represents the path of the specimen GT-2C Piratini Gneiss. The black dots along the lines represent the fractionation (F) amount. See Figure 4 for the legend.99

Figure 10. Batch melting model. (A) Dy/Yb versus La/Yb diagram showing the plotted syenogranitic melt and the early diorite melting curve (sample PMB 05Z); (B) Fractional batch melting model of selected Rare Earth Elements. Normalization values from Sun and McDonough (1989). Legend same as in Figure 4. The third test was conducted using the magmatic mixing process to simulate the generation of the hybrid granodiorite-tonalite from the early diorite and syenogranitic melt. 100

Figure 11. Mixing model for larger elements, Early diorite E(Di) is shown at one end, while syenogranitic melt E(Sn) is shown at the other end, where they mix to produce the hybrid rocks E((H)(Gd-Tn)). Legend same as in Figure 4. 101

Figure 12. Tectonic discrimination diagrams from Pearce *et al.* (1984). (A) Rb versus Yb + Ta; (B) Nb versus Y. Legend same as in Figure 4. 102

Figure 13. Tectonic discrimination diagrams from Schandl and Gorton (2002). (A) Th/Hf versus Ta/Hf; (B) Th versus Ta. Legend same as in Figure 4. 103

Figure 14. (A) Rb/30 versus Hf versus 3Ta diagram from Harris *et al.* (1986); (B) Y/15 versus La/10 versus Nb/8 (Cabanis & Lecolle, 1989). Legend same as in Figure 4. 104

Figure 15. Pearce *et al.* (1984) granitoid rock discrimination plots modified to better discriminate between I-type arc, slab failure and A1- and A2-type granitoid compositions. (A) Rb versus Nb + Y; (B) Nb versus Y; (C) Rb versus Yb + Ta; (D) Ta versus Yb (Eby, 1992, Whalen & Hildebrand, 2019). Legend same as in Figure 4. 107

Figure 16. Tectonic scheme of subduction and subsequent slab failure, with multiple pulses and magmatic processes that generate the Pinheiro Machado Complex comagmatic rocks (modified from Deschamps *et al.*, 2013)..... 109

FIGURAS DO ARTIGO 2

Figure 1. Geological and tectonic context map of the study area. (A) Simplified tectonic setting for Western Gondwana paleocontinent. (B) The mutual position of the African and South American continents at 140 Ma (modified Heine *et al.*, 2013; Janoušek *et al.*, 2023) during the maximum pre-Atlantic crustal stretching and before the formation of the recent oceanic crust. (C) Map of the Pelotas Terrane showing the lithotype dominance subdivisions of the Pinheiro Machado Complex, Paleoproterozoic to Cryogenian basement, as well as rocks from the Cerro Grande and Viamão Suites (modified from Cruz, 2019)..... 133

Figure 2. (A) Mixing features between magmas forming intermediate hybrid magma; (B) Gabbroic rock with intrusive features in adjacent leucocratic rocks and lobed contacts between them (yellow arrow); (C) Cross-polarized photomicrograph of gabbroic intrusion with plagioclase phenocryst; (D) Cross-polarized photomicrograph showing concentric zoning in plagioclase phenocryst, in hybrid granodiorite; (E) Hybrid granodiorite (lowermost of image) gradually contacting porphyritic granodiorite (center of the image, yellow arrow); (F) Shearing displacing enclave surrounded by hybrid granodiorite; (G) Mylonitized and banded hybrid granodiorite. Pl = plagioclase; Bt = biotite. 137

Figure 3. Schematic section showing the relationship between the Pinheiro Machado Complex rocks with macro- and microscopic associations (Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024). Classification of magmatic zones based on Reichardt and Weinberg (2012), Gündüz and Asan (2021), and Ducea *et al.* (2015). Not to scale. 140

Figure 4. Geochemical diagrams for major elements. (A) FMA ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - ($\text{FeO}_T + \text{TiO}_2$)-(MgO) diagram for defining tholeiitic series (Irvine and Baragar, 1971); (B) PMC rocks diagram (modified Le Maitre *et al.*, 1989); (C) A/CNK [molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] versus A/NK [molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] diagram (Shand, 1943), with I- and S-type granite boundary (A/CNK = 1.1) from Chappell and White (2001). PMC = Pinheiro Machado Complex; CGS = Cerro Grande Suite; VS = Viamão Suite. ... 141

- Figure 5.** Spidergrams for Pinheiro Machado Complex rocks and related rocks. (A-D) MORB-normalized (Pearce, 1983) spidergram plots; (E-H) Chondrite normalized (Boynnton, 1984) REE diagram plots. 144
- Figure 6.** Modeling diagrams of the differentiation process for the Pinheiro Machado Complex. AFC model diagrams for PMC rocks. (A) Sr versus Th; (B) Zr versus Th; (C) Ce versus Th; (D) Lu versus Th. The black lines represent the fractional crystallization (FC) models and trajectories for crustal assimilation plus fractional crystallization (AFC), assuming a gneiss sample as an assimilant (orthogneiss xenolith, sample PCP13D, $r = 0.2$) and decoupled assimilation and fractional crystallization process (FCA). 145
- Figure 7.** REE modeling liquid patterns produced by batch melting rates from 1 to 20%, compared with early diorites of the Pinheiro Machado Complex. Two samples of early diorites (Monte Bonito samples PMB01E and PMB05V1; Bastos *et al.*, 2024), along with the sample of the same lithotype from this study (PCP 13F). Partition coefficients are from Gündüz and Asan (2021). Spinel lherzolite from McDonough (1990) (black line) was assumed as the source composition, and all samples were normalized to the chondrite of Sun and McDonough (1989). The melting mode is 57.8% olivine, 27% orthopyroxene, 11.9% clinopyroxene, and 3.3% spinel. Dashed black lines represent calculated batch melting percentages: 1%, 5%, 10%, 15%, and 20%. 147
- Figure 8.** Tectonic discriminant diagrams for the Pinheiro Machado Complex. (A) 50Nb versus 3Zr versus Ce/P₂O₅ diagram (Müller *et al.*, 1992) showing the continental arc magmatic character of the rocks. (B) Nb versus Rb/Zr bivariate plot with fields modified Brown *et al.* (1984). 148
- Figure 9.** Tectonic discriminant diagram for the Pinheiro Machado Complex. (A) Tectonic framework diagram of PMC rocks. (B) Continental arc/post-collisional discriminant diagram (Müller *et al.*, 1992). 150
- Figure 10.** Ba versus Sr/Y diagram showing enrichment trends for slab fluids and mantle melts with several field boundaries (Modified from Whalen *et al.*, 1999). 150
- Figure 11.** Ta/Yb and Nb/Yb versus Th/Yb diagrams (Pearce, 2008). (A) All samples are plotted above the enriched mantle field. (B) All samples plot within the lower and upper crust fields above E-MORB. Samples are concentrated around the point with affinity to the upper crustal component. Average values for N-MORB, E-MORB, and

OIB from Sun and McDonough (1989). Average Lower and Upper Crust from Rudnick and Fountain (1995).	151
Figure 12. $\epsilon\text{Nd}_{(608\text{Ma})}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ isotopic diagram for Pinheiro Machado Complex samples. Color fields and asterisks represent country rocks in the Pinheiro Machado Complex studied area. Black dots represent mantle end-members (DM= depleted mantle, PM= primitive mantle, HIMU= high- μ mantle, and EM= enriched mantle I and II, from Rollinson and Pease, 2021). All data were calculated at 608 Ma. Red curves represent two-component mixing models between a mantle end-member (Spinel lherzolite mantle - sample ST0802) and a crustal end-member (Várzea do Capivarita Complex - orthogneiss sample TM01E). AGC= Arroio Grande Complex; MX= Metagabbro Xenolith; CPG= Chácara das Pedras Gneiss; VCC= Várzea do Capivarita Complex. Sr and Nd isotopic ratio and elemental values used to produce the diagram are presented (Data from Koester <i>et al.</i> , 2016; Martil <i>et al.</i> , 2017; Ramos <i>et al.</i> , 2020; Kourim <i>et al.</i> , 2021; Koester <i>et al.</i> , 2022).	153
Figure 13. The $\text{Ca}+\text{Al} - 3\text{Al}+2(\text{Na}+\text{K}) - \text{Al}+(\text{Na}+\text{K})$ projection diagram to differentiate sources and tectonic setting trends for the evolution of granites (Moyen <i>et al.</i> , 2017; Moyen and Laurent, 2018).	155
Figure 14. Simplified tectonic model of the Pinheiro Machado Complex between 750-550 Ma, without scale. Modified Chemale Jr. <i>et al.</i> (2012) and Ramos <i>et al.</i> (2017). (A) Oblique westward subduction of the oceanic basin (V-shaped) beneath the Piratini Arc, where the Pelotas Terrane developed (Pinheiro Machado Orogeny) and obduction of the oceanic units of Arroio Grande; (B) Situation after the collision between the Nico Pérez/São Gabriel/Tijucas Terrane and the Pelotas Terrane, final closure of the back-arc basin and generation of post-collisional granites (e.g. Dom Feliciano Suite).....	158

LISTA DE TABELAS

TABELA DO TEXTO INTEGRADOR

Tabela 1. Sumário dos principais aspectos das rochas do Complexo Pinheiro Machado (extraídos de Philipp *et al.*, 2002; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Bastos *et al.*, 2024). Abreviações minerais seguem as recomendações de Warr (2021): Afs- alkali feldspar; Amp- anfibólio; Qz- quartzo; Bt-

biotita; Pl- plagioclásio; Px- piroxênio; Ttn- titanita; Zr- zircão; Ap- apatita; Mag- magnetita; Py- pirita.40

TABELA DO ARTIGO 1

Supplementary Material

Table S1. Whole-rock major and trace element geochemistry for representative rock types in the Pinheiro Machado Complex. Major oxides (wt%) and trace elements (ppm)..... 120

TABELAS DO ARTIGO 2

Table 3. Summary of the main aspects of the Pinheiro Machado Complex rocks (modified Philipp and Machado, 2002; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Bastos *et al.*, 2024). Mineral abbreviations follow Warr (2021): Afs = alkali feldspar; Amp= amphibole; Qz= quartz; Bt= biotite; Pl= plagioclase; Px= pyroxene; Ttn = titanite; Zm = zircon; Ap = apatite; Mag= magnetite; Py= pyrite. ... 135

Supplementary Material

Table S1. Whole-rock geochemical data (Pinheiro Machado Complex and Viamão Suite)..... 177

Table S2. Sr-Nd isotopic data of whole-rock (Pinheiro Machado Complex)..... 180

LISTA DE ABREVIACOES

- AFC** - Assimilação com cristalização fracionada
- AFCD** - Assimilação com cristalização fracionada desacoplada
- AFCI** - Asssimilao com cristalização fracionada imperfeita
- ALS** - *Australian Laboratory Services*
- APM** - Arco Pinheiro Machado
- ASI** - Índice de saturação em alumina
- CDF** - Cinturão Dom Feliciano
- CE** - Cristalização em equilíbrio
- CF** - Cristalização fracionada
- CF *in situ*** - Cristalização fracionada *in situ*
- CFI** - Cristalização fracionada imperfeita
- CPGq** - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica
- CPM** - Complexo Pinheiro Machado
- D** - Coeficiente de distribuição
- ESRG** - Escudo Sul-Rio-Grandense
- ETR** - Elementos Terras Raras
- FRX** - Espectrometria por Fluorescncia de Raios X
- HFSE** - *High field strength elements*
- ICP-AES** - Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente
- ICP-MS** - Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente
- INAA** - Anlise Instrumental de Ativação de Nêutrons
- K_D** - Coeficiente de partio
- LGI** - Laboratório de Geologia Isotópica
- LILE** - *Large-Ion Lithophile Element*
- MORB** - *Middle Ocean Ridge Basalt*
- NPA** - Núcleo de Preparaco de Amostras
- TIMS** - Espectrometria de Massas por Ionização Termal
- TNP** - Terreno Nico Pérez
- TP** - Terreno Pelotas
- TPE** - Terreno Punta del Este
- TSG** - Terreno São Gabriel
- TT** - Terreno Tijucas

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	21
1 INTRODUÇÃO	22
1.1 Objetivos	23
1.2 Metodologia.....	23
1.2.1 Revisão bibliográfica.....	24
1.2.2 Trabalhos de campo	24
1.2.3 Petrografia	26
1.2.4 Preparação de amostras e geoquímica de rocha total	28
1.2.5 Geoquímica isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd)	28
1.2.6 Modelagem geoquímica de processos magmáticos.....	29
CAPÍTULO 2	30
2 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	31
2.1 Cinturão Dom Feliciano.....	31
2.2 Terreno Pelotas.....	34
2.3 Complexo Pinheiro Machado	37
2.3.1 Xenólitos do embasamento	37
2.3.2 Complexo Pinheiro Machado.....	39
2.4 Contexto geotectônico	43
2.5 Correlação do Gondwana	45
CAPÍTULO 3	47
3 PROCESSOS MAGMÁTICOS	48
3.1 Modelagem de processos magmáticos.....	51
3.2 Mistura	53
3.2.1 <i>Mixing</i>	54
3.2.2 <i>Mingling</i>	55
3.3 Cristalização.....	57
3.3.1 Cristalização em equilíbrio (CE).....	58
3.3.2 Cristalização fracionada (CF)	58
3.3.3 Cristalização fracionada imperfeita (CFI).....	59
3.3.4 Cristalização <i>in situ</i> ($C^{in situ}$).....	59
3.4 Assimilação	60
3.4.1 Assimilação e Cristalização Fracionada (AFC).....	60

3.4.2 Assimilação e Cristalização Fracionada Desacoplada (AFCD)	60
3.4.3 Assimilação e Cristalização Fracionada Imperfeita (AFCI)	61
3.5 Fusão	63
3.5.1 Fusão em lotes direta (<i>batch melting</i>).....	65
3.5.2 Fusão parcial direta	66
3.5.2 Fusão dinâmica direta.....	66
3.5.3 Fusão em lote (<i>batch melting</i>) inversa	68
3.5.4 Fusão dinâmica inversa	68
3.6 Programas de modelagem geoquímica de processos	70
3.6.1 Pele (Boudreau, 1999).....	71
3.6.2 GCDkit (Janoušek <i>et al.</i> , 2006; 2016).....	72
3.6.3 PetroGraph (Petrelli <i>et al.</i> , 2005)	73
3.6.4 Petromodeler (Petrologic Modeler - Ersoy, 2013).....	73
3.6.5 PetroGram (Gündüz & Asan, 2021).....	74
CAPÍTULO 4	76
Artigo 1.....	76
“ <i>Slab failure-related magmatism in the Pinheiro Machado Complex, southern Dom Feliciano Belt, Brazil</i> ”	76
<i>Geological Journal</i> (v. 59, p.1774-1793).....	76
CAPÍTULO 5	122
Artigo 2.....	122
“ <i>Evidence of Ediacaran oblique arc magmatism in the Pelotas Terrane, southernmost Brazil: Insights into the source and magmatic processes of the Pinheiro Machado Complex</i> ”	122
<i>Precambrian Research</i> (Submetido).....	122
CAPÍTULO 6	181
6 DISCUSSÕES	184
CAPÍTULO 7	189
7 CONCLUSÕES	190
8 REFERÊNCIAS	192

CAPÍTULO 1

Introdução e Metodologia

1 INTRODUÇÃO

A presente tese é a síntese da pesquisa desenvolvida pela autora durante os quatro anos de doutorado em Geociências realizados junto à Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Nesta pesquisa foram desenvolvidos estudos com enfoque em petrografia, geoquímica de rocha total e isotópica (Sr-Nd), bem como análises e modelagem química de processos magmáticos e fontes do Complexo Pinheiro Machado, localizado no leste do estado do Rio Grande do Sul, Terreno Pelotas, Cinturão Dom Feliciano. Os resultados do estudo levaram à hipótese de que tais rochas registram o magmatismo relacionado a um arco magmático continental durante a Orogênese Pinheiro Machado (ca. 640 Ma; Ramos *et al.*, 2018), denominado como Arco Pinheiro Machado (Ramos *et al.*, 2018; Vieira *et al.*, 2019b; Porcher *et al.*, 2021). O entendimento do magmatismo do Complexo Pinheiro Machado implicará na compreensão de todo contexto regional e na dinâmica de plútons formados por múltiplos pulsos magmáticos. Este estudo inclui novas interpretações, adicionando hipóteses à petrogênese e construção tectônica do Terreno Pelotas.

As ferramentas utilizadas para as interpretações foram estudos de petrografia, geoquímica de elementos maiores e traços, além de isótopos, das principais ocorrências do Complexo Pinheiro Machado, correlacionando essa petrogênese com os estágios iniciais da Orogenia Pinheiro Machado, já que as evidências apontam a participação ativa da subducção na contribuição deste magmatismo. A partir destas premissas, a revisão do contexto geológico e a correlação dos magmas do Complexo Pinheiro Machado são apresentadas no Capítulo 2. Posteriormente, no Capítulo 3 é apresentada a fundamentação teórica para as modelagens geoquímicas de processos magmáticos, as quais foram o embasamento teórico e matemático das evidências de diferenciação e participação de fontes neste magmatismo, demonstrando uma abordagem para resoluções de problemas em sistemas magmáticos. Nos Capítulos 4 e 5 são apresentados os artigos que compõem a presente tese, reunindo os resultados e discussões realizados durante esta pesquisa. Por fim, no Capítulo 6 é apresentado o modelo proposto para geração e evolução do Complexo Pinheiro Machado, além das suas implicações no Terreno Pelotas. No Capítulo 7 são sumarizadas as conclusões gerais do estudo.

1.1 Objetivos

O objetivo desta tese de doutorado é compreender os processos geológicos e geoquímicos formadores das rochas do Complexo Pinheiro Machado, assim como, indicar as possíveis fontes do magmatismo Neoproterozoico da Orogênese Pinheiro Machado. Com o foco nas rochas magmáticas do referido complexo, o estudo petrológico foi desenvolvido a partir da análise, parametrização e interpretação de dados de campo, petrografia, geoquímica de rocha total e caracterização isotópica, aliada ao contexto geotectônico e a modelagem geoquímica.

A fim de obter um maior entendimento dos processos de diferenciação de magmas, a proposta principal da pesquisa focou em estabelecer modelos detalhados de processos magmáticos, equacionando estes processos, interpretando as feições através da combinação de análises petrográficas e geoquímicas. A partir da evidência dos múltiplos pulsos do Complexo Pinheiro Machado e dos demais dados obtidos, foi proposto o modelo geotectônico.

Os objetivos secundários se caracterizam por:

- Documentar e caracterizar a gama de feições de interação entre os pulsos magmáticos;
- Verificar diferenças composicionais e determinar as suas condições petrogenéticas;
- Gerar *insights* sobre a abordagem de sistemas geológicos e magmáticos complexos;
- Discutir com base na geoquímica a respeito dos controles ígneos e os processos de diferenciação dos magmas e suas fontes;
- Compreender as relações e dinâmica dos pulsos magmáticos formadores do Complexo Pinheiro Machado;
- Desenvolver modelo tectônico compatível com as observações de múltiplos pulsos magmáticos.

1.2 Metodologia

Para a obtenção dos resultados da pesquisa, foram utilizadas técnicas de investigação geológica compatíveis com o objetivo da tese. As metodologias e os procedimentos utilizados para a obtenção dos dados que possibilitaram o entendimento da evolução das rochas estudadas são descritas a seguir e detalhadas nos artigos apresentados nos Capítulos 4 e 5.

1.2.1 Revisão bibliográfica

Foi realizado um levantamento bibliográfico preliminar de artigos científicos, periódicos, relatórios técnicos, resumos científicos, trabalhos de conclusão de curso, dissertações de mestrado, teses de doutorado e mapas geológicos em várias escalas.

1.2.2 Trabalhos de campo

A visita de campo foi realizada por perfis nas principais ocorrências do Complexo Pinheiro Machado, a fim de mapear os afloramentos, fazer a amostragem e análise petrográfica. Além disso, estas informações foram utilizadas para confeccionar mapas e seções geológicas com base nos afloramentos e no predomínio das rochas do Complexo Pinheiro Machado. A coleta de amostras em campo foi feita para fins geoquímicos e petrográficos, sendo utilizadas também para a modelagem dos processos magmáticos e de fontes, após os resultados geoquímicos.

A descrição de algumas das ocorrências de litotipos do Complexo Pinheiro Machado é apresentada, de forma simplificada e esquemática, a seguir na Figura 1. Feições de fusão parcial do diorito precoce são evidenciadas na Figura 1A. O diorito precoce possui bandas leucocráticas dobradas, possivelmente indicativas de refusão (seta amarela). O magma granodiorítico híbrido intrude o embasamento gnáissico formando vênulas no sentido do bandamento metamórfico, que está sendo assimilado (Fig. 1B). A Figura 1C mostra a desagregação de um enclave máfico gerando bandamento de fluxo magmático e formação *de schlieren* em granodiorito híbrido. Na Figura 1D, há feições de mistura de magma gabroico fino (melanocrático) com magma híbrido porfirítico, formando estiramento e alinhamento dos fenocristais. Além destas feições, os processos sugestivos de mistura mostram o granodiorito porfirítico com foliação magmática, marcada por fenocristais de K-feldspato. Este litotipo é típico da zona de predomínio de rochas hibridizadas (Fig. 1E). Por fim, um sienogranito tardio truncando a foliação magmática do granodiorito híbrido. Embora, o contato entre os litotipos seja gradual, com indícios de mistura parcial dos magmas. O granodiorito híbrido, por sua vez, intrudiu o xenólito (Fig. 1F) seccionando o bandamento gnáissico.

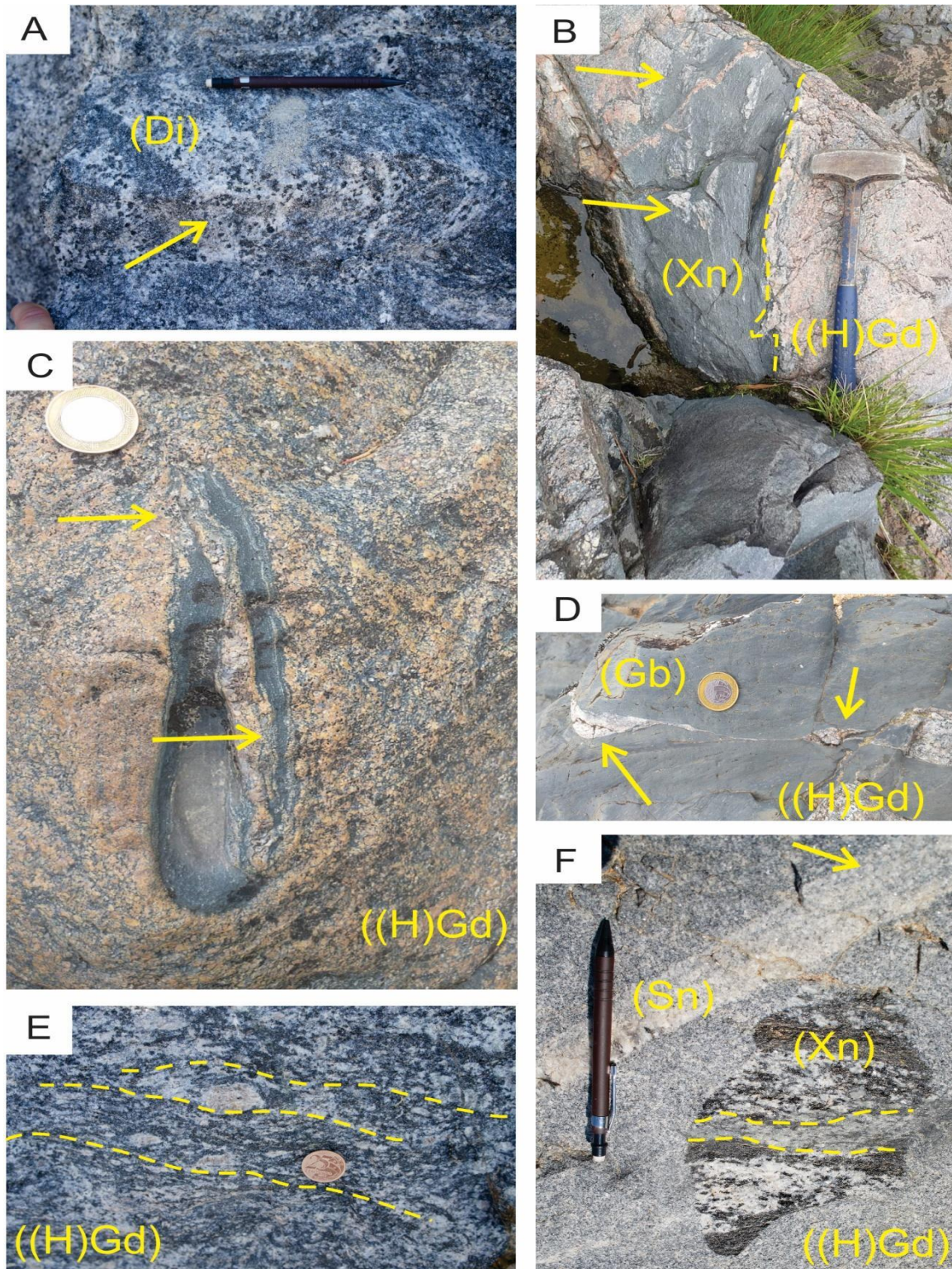


Figura 1. Feições de campo das rochas do Complexo Pinheiro Machado. A) Diorito precoce (Di) com feições de fusão *in situ*. B) Magma granodiorítico híbrido ((H)Gd) assimila o embasamento gnáissico (Xn). C) Desagregação de enclave máfico formando *schlieren* no granodiorito ((H)Gd). D) Mistura de magma gabroico fino (Gb) com magma granodiorítico híbrido ((H)Gd). E) Granodiorito porfirítico ((H)Gd) com

foliação magmática. F) Sienogranito tardio (Sn) truncando a foliação magmática do granodiorito híbrido ((H)Gd), que por sua vez intrudiu o xenólito gnáissico (Xn).

1.2.3 Petrografia

Do mesmo modo que nas descrições de campo, também foram realizadas descrições petrográficas com objetivo de identificar os minerais, texturas e estruturas presentes nas rochas estudadas. As análises macroscópicas e microscópicas das diferentes amostras foram executadas em lupa binocular e microscópio de polarização Leica® com câmera fotográfica acoplada, ambas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGEO), da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). A etapa de preparação das amostras para a realização das análises petrográficas ocorreu no Núcleo de Preparação de Amostras (NPA) do CPGq. Nesta etapa foi fundamental a seleção de amostras frescas e a escolha do plano de corte perpendicular à estrutura planar e paralelo a estrutura linear, para que fossem preservadas as informações para análise microestrutural.

Algumas feições microtexturais são observadas na Figura 2 em litotipos do Complexo Pinheiro Machado (luz polarizada). Na Figura 2A, observa-se a lâmina petrográfica do xenólito de biotita gnaisse. Destaca-se o bandamento composicional com textura gnáissica marcada pela linha hachurada, amarela. A Figura 2B mostra o diorito com feições de fusão, no qual se encontram *films* e *melt pools* (indicados pelas setas amarelas). Na Figura 2C, cristais de plagioclásio com bordas de reação (indicados em amarelo) e feições de desequilíbrio composicional são identificados em amostra do granodiorito hibridizado. Do mesmo modo, *kink-bands* em K-feldspatos (planos de deslocamento indicados pelas setas amarelas) são comumente observados em amostras do granodiorito milonitizado na Figura 2D. A Figura 2E mostra a textura milonítica do granodiorito com porfiroclastos de K-feldspato envolto por grãos mais finos de biotita (linha hachurada). Na Figura 2F, a rocha granodiorítica híbrida apresenta a mica tipo *fish*. Por outro lado, o gabro tem textura porfirítica (Fig. 2G) com fenocristais de plagioclásio (seta amarela, de até 1 cm) imersos em uma matriz muito fina com ripas de piroxênio e plagioclásio (>1 mm), além de minerais opacos dispersos (magnetita). O granito tardio em lâmina apresenta plagioclásio com bordas de reação e sericitização seletiva do mineral, mostrando as evidências de desequilíbrio do magma por mistura (Fig. 2H).

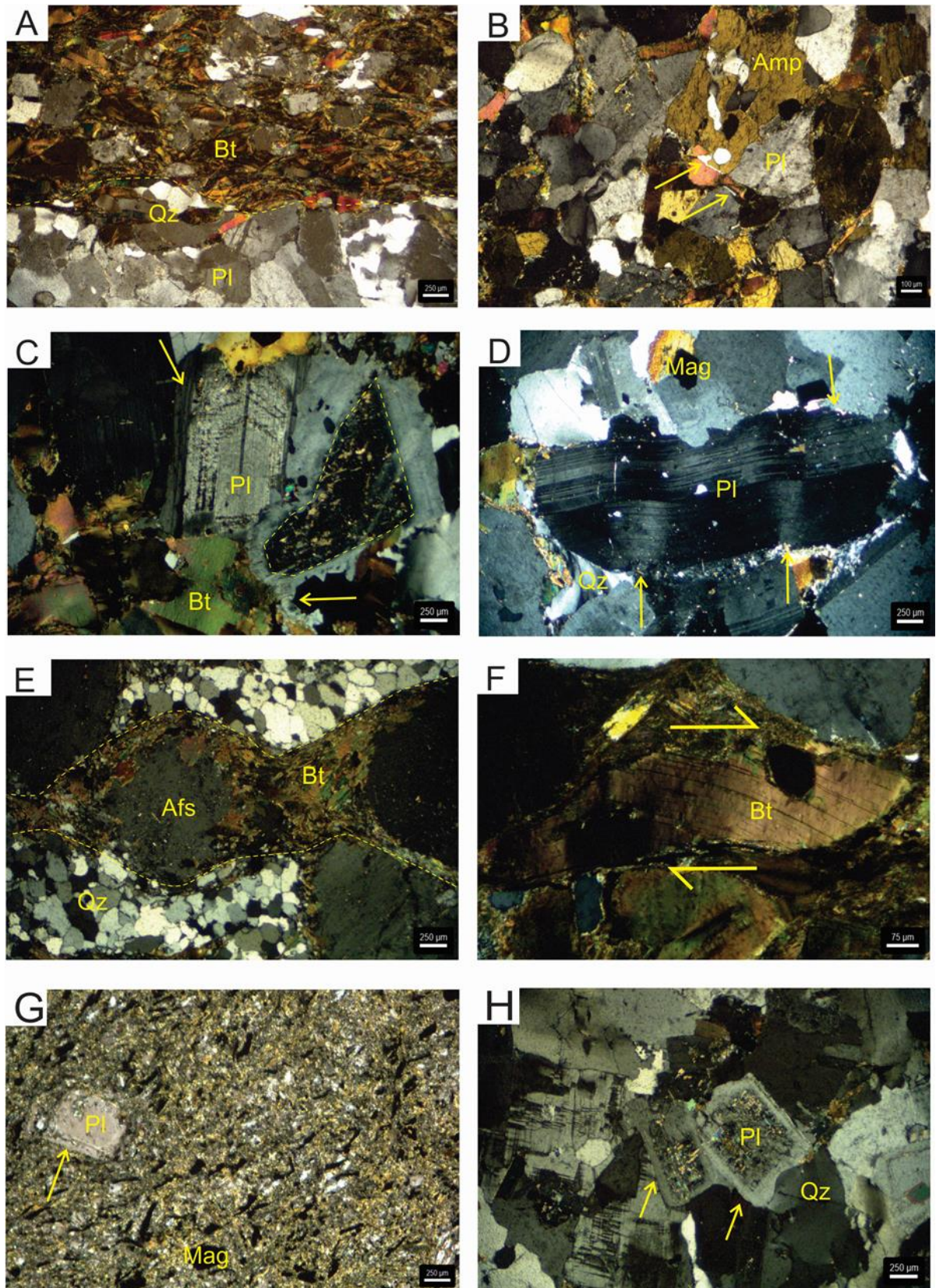


Figura 2. Fotomicrografias das rochas do Complexo Pinheiro Machado. A) Xenólito de biotita gnaissse com bandamento composicional; B) Diorito com fusão, mostrando

evidências de quartzo *films* e *melting pools*; C) Cristais de plagioclásio com bordas de reação e feições de desequilíbrio composicional (típico de abertura de sistemas magmáticos no granodiorito híbrido); D) *Kink-bands* em feldspato no granodiorito cisalhado; E) Granodiorito milonitizado; F) Mica *fish* em rocha híbrida; G) Gabro com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz equigranular fina; H) Plagioclásio com bordas de reação e sericitização seletiva do mineral em granito tardio. Abreviações minerais seguem as recomendações de Warr (2021): Amp- anfibólio; Afs- K-feldspato; Qz- quartzo; Bt- biotita; Pl- plagioclásio, Mag- magnetita.

1.2.4 Preparação de amostras e geoquímica de rocha total

As amostras mais representativas dos litotipos do Complexo Pinheiro Machado foram selecionadas para as análises de geoquímica de rocha total. Estas amostras foram preparadas no Núcleo de Preparação de Amostras (NPA) do CPGq, onde foram pulverizadas até um tamanho aproximado de 200 *mesh*. Após a moagem foram obtidos cerca de 10 g de cada amostra em pó.

As análises geoquímicas de rocha total foram realizadas pelo laboratório *Australian Laboratory Services* (ALS). Os elementos maiores e traços foram analisados por Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES). Enquanto, os elementos terras raras foram analisados por Espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). A perda ao fogo (LOI) foi determinada por aquecimento das amostras (pulverizadas) por 60 minutos a 1000°C. As análises geoquímicas foram classificadas através do *software Geochemical Data Toolkit (GCDkit, Janoušek et al., 2006)*.

1.2.5 Geoquímica isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd)

No presente estudo foram analisadas seis amostras das rochas do Complexo Pinheiro Machado, sendo duas de diorito precoce, duas de granodiorito híbrido e duas de granito tardio. A fração pó das amostras preparadas (< 200 *mesh*) foi separada para posterior preparação das análises isotópicas (cerca de 0,1 g).

A preparação das análises isotópicas inicia com a “abertura” das amostras, na qual estas foram dissolvidas seguindo o procedimento analítico padrão adotado pelo Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGq. As razões isotópicas resultantes foram obtidas por meio de análises em Espectrômetro de Massa por Ionização Termal (TIMS) no LGI. O equipamento operante foi o TIMS, *Triton*, em modo

estático. As razões de Sr e Nd foram normalizadas por razões $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, respectivamente. Os padrões utilizados de Sr *NIST NBS-987* foram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710260 \pm 0,000014$, enquanto de Nd, *La Jolla* foram $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511859 \pm 0,000010$.

1.2.6 Modelagem geoquímica de processos magmáticos

Os dados geoquímicos de rocha total, elementos maiores e traços, foram utilizados para a elaboração dos diagramas de modelagem geoquímica dos processos magmáticos testados no *software* Petrogram (Gündüz & Asan, 2021). As bases teóricas dos processos magmáticos e equações utilizadas para os cálculos são descritas detalhadamente no Capítulo 3.

CAPÍTULO 2

Contexto geológico do Complexo Pinheiro Machado

2 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

2.1 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano está inserido no contexto do Escudo Sul-Rio-Grandense, o qual é formado por uma unidade ocidental predominantemente Paleoproterozoica, o Terreno Nico Pérez (ou Taquarembó, ou Cráton Rio de la Plata), e por um cinturão oriental, o Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Fernandes *et al.*, 1995b; Philipp *et al.*, 2016a; Hueck *et al.*, 2018; Koester *et al.*, 2021). Estas unidades petrotectônicas são formadas no setor sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981).

O Cinturão Dom Feliciano é subdividido em quatro domínios geofísico-tectônicos principais, (Fernandes *et al.*, 1995a; 1995b; Costa, 1997; Ramos *et al.*, 2014; Hartmann *et al.*, 2016), conforme as Figuras 3A e 4A, sendo eles: (i) Ocidental, o qual equivalente ao Terreno São Gabriel (Hartmann *et al.*, 2007; Chemale Jr. *et al.*, 2012; Philipp *et al.*, 2018); (ii) Central, equivalente ao Terreno Tijucas (Chemale Jr. *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2007); (iii) Oriental, que seria equivalente ao Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis (Philipp, 1998; Porcher *et al.*, 2021) e ao iv) Terreno Punta del Este (Preciozi *et al.*, 1999; Bossi & Gaucher, 2004; Basei *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 2020). Esses domínios, ou por vezes denominados de terrenos, blocos, batólitos, têm distintas fases de evolução crustal e refletem a complexa história geológica do cinturão orogênico durante ca. 340 Ma (900-560 Ma; Philipp *et al.*, 2016a). Estas fases de evolução do Cinturão Dom Feliciano são divididas em três estágios principais (modificado de Babinski *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 2005; Saalman *et al.*, 2011; Brito-Neves *et al.*, 2014; Philipp *et al.*, 2016a; Ramos *et al.*, 2017; Porcher *et al.*, 2021):

(1) Brasiliano I (900-700 Ma), que está relacionado às Orogenias Passinho e São Gabriel e Piratini, referentes ao encerramento do paleo-oceano Charrua-São Gabriel;

(2) Brasiliano II (640-595 Ma), associado à Orogenia Pinheiro Machado no domínio Oriental, caracterizado por intenso magmatismo continental e retrabalhamento da crosta;

(3) Brasiliano III (595-560 Ma), Orogenia Dom Feliciano indicada pela geração de magmatismo granítico pré- a sintectônico, referente aos eventos colisionais finais do ciclo orogênico Brasiliano-Panafricano.

Durante as fases do Ciclo Brasiliano/Pan Africano o desenvolvimento do

Cinturão Dom Feliciano esteve correlacionado com a amalgamação da porção SW do paleocontinente Gondwana (Philipp *et al.*, 2016a; Hueck *et al.*, 2018; Ramos *et al.*, 2018). Portanto, existem correlatos em grande escala entre placas que remontam ao tempo de geração das Orogenias Pinheiro Machado e Dom Feliciano (640-560 Ma; modificado Ramos *et al.*, 2020; Basei *et al.*, 2021; Porcher *et al.*, 2021; Janoušek *et al.*, 2023; Fig. 3A) nas partes costeiras da Namíbia, sul do Brasil e no Uruguai. Estes seriam os representantes remanescentes do sistema orogênico Neoproterozoico Kaoko-Dom Feliciano-Gariep (Philipp & Machado, 2005; Ramos *et al.*, 2017; Janoušek *et al.*, 2023). O sistema orogênico do Cinturão Dom Feliciano estende-se desde Punta del Este, no Uruguai, até o leste de Santa Catarina, representando o registro da colisão entre diversos crátons, microplacas e blocos, além do encerramento de pelo menos duas bacias oceânicas (Vieira *et al.*, 2019a; 2019b).

A presente tese tem enfoque nas rochas do Complexo Pinheiro Machado, que representam uma importante fase da história do Terreno Pelotas (Porcher *et al.*, 2021), ou também denominado de Batólito Pelotas (Philipp, 1998; Hueck *et al.*, 2018), que faz parte da porção leste do Cinturão Dom Feliciano. O Terreno Pelotas, neste contexto paleocontinental, é denominado Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis (Bossi & Gaucher, 2004), sendo associado a rochas dos Batólitos Florianópolis, em Santa Catarina (Janoušek *et al.*, 2023), Aiguá, no Uruguai (Lara *et al.*, 2020), e ainda com as rochas do Complexo Angra Fria, atual NW da Namíbia (Konopàsek *et al.*, 2016). Esta correlação com o continente africano será discutida em mais detalhes no item 2.5, uma vez que, é importante no estabelecimento de interpretações sobre o SW do supercontinente Gondwana (Fig. 3B).

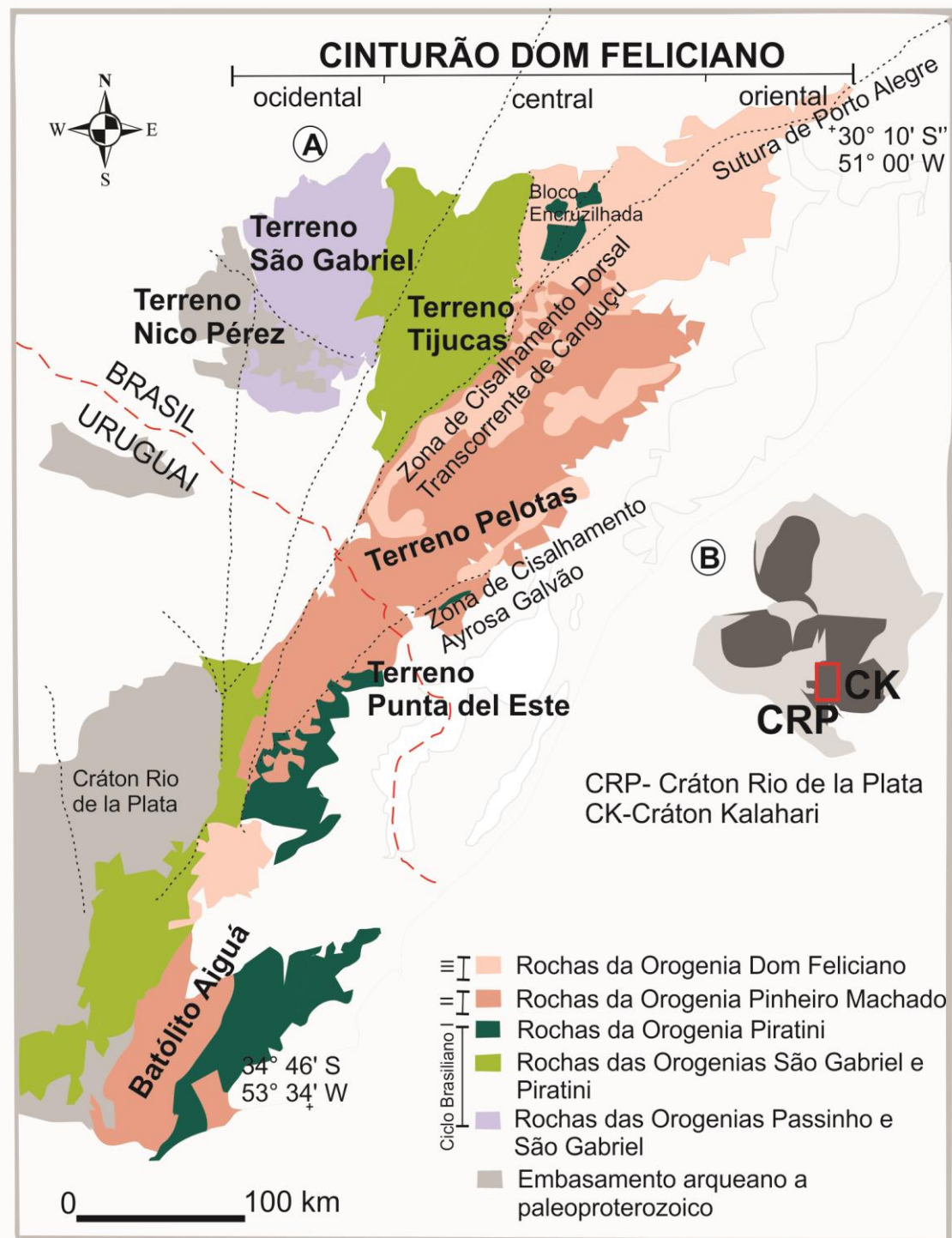


Figura 3. Esboço geológico do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e Sul-Rio-Grandense, exibindo o predomínio das rochas associadas às orogenias do Ciclo Brasileiro (modificado de Masquelin *et al.*, 2012). A) Mapa geológico simplificado do Cinturão Dom Feliciano e Cráton Rio de la Plata no sul do Brasil e Uruguai com a divisões em terrenos petrotectônicos. B) Configuração do sudoeste do supercontinente Gondwana com as principais áreas cratônicas (em vermelho a área aproximada do item A). CRP- Cráton Rio de la Plata; CK-Cráton Kalahari.

2.2 Terreno Pelotas

O Terreno Pelotas tem dimensão de cerca de 40.000 km² e é composto, essencialmente, por rochas magmáticas, delimitando-se por importantes zonas de cisalhamento (Philipp *et al.*, 2002). Porcher *et al.* (2021) designaram o Terreno Pelotas como um terreno magmático típico, apresentando evolução própria e distinta dos segmentos circundantes (Fig. 4A; Kearey *et al.*, 2014).

A geologia do Terreno Pelotas pode ser sumarizada ao descrever um terreno composto por rochas plutônicas intrudidas em um embasamento metamórfico. Este embasamento metamorfizado aflora no Terreno Pelotas por meio de xenólitos e *roof pendants* em rochas intrusivas. Estes xenólitos têm as principais ocorrências descritas por metagabro (Koester *et al.*, 2022), anfibolitos (Philipp *et al.*, 2002; Bastos *et al.*, 2021) e pelos fragmentos do Arco Piratini (Vieira *et al.*, 2019a).

O Arco Piratini possui associações de unidades como: Gnaisses Piratini e Chácara das Pedras (Figueiredo *et al.*, 1990; Koester *et al.*, 2016); Complexo Várzea do Capivarita (Martil *et al.*, 2017), Complexo Porto Belo (De Toni *et al.*, 2020) e Gnaisse Arroio Pedrado (Vieira *et al.*, 2019b) no Brasil, além do Gnaisse Cerro Bori no Uruguai (Lenz *et al.*, 2013).

Embora a ocorrência de xenólitos de rochas metamórficas seja expressiva no Terreno Pelotas, as rochas magmáticas são predominantes. Estas rochas são plutônicas e predominantemente Ediacaranas, com várias intrusões associadas a zonas de cisalhamento regionais (Philipp, 1998; Bitencourt & Nardi, 2000; Koester *et al.*, 2001; Oriolo *et al.*, 2018). De acordo com Philipp (1998) e Porcher *et al.* (2021), o Terreno Pelotas (TP; Fig. 4B) é um terreno delimitado por estruturas transcorrentes litosféricas, de direção predominante NE-SW, correspondendo à expressão geológica do Domínio Geofísico Leste definido por Fernandes *et al.* (1995a, 1995b), excluindo-se dele o Domínio Geofísico Sudeste (Ramos *et al.*, 2014).

A respeito da evolução tectônica do terreno, Porcher *et al.* (2021) apontam que esta estaria relacionada principalmente à Orogênese Pinheiro Machado, na qual ocorre a geração de zonas de cisalhamento litosféricas (Porcher *et al.*, 2021). Assim, concomitante a estas zonas de cisalhamento, tem-se o desenvolvimento de um arco magmático, denominado de Arco Pinheiro Machado (Ramos *et al.*, 2018; Vieira *et al.*, 2019b).

As etapas evolutivas dessa orogênese, segundo os mesmos autores, envolvem uma etapa pré-colisional, com geração do Arco Pinheiro Machado (633-

609 Ma) e fechamento das bacias oceânicas adjacentes (e.g. paleo-oceano Adamastor Sul), seguida por uma etapa sin-colisional (ca. 610 Ma), com a reativação das zonas de cisalhamento NE-SW e geração de metamorfismo orogênico. Por fim, a etapa tardi a pós-colisional (610-560 Ma) de intenso magmatismo (Fig. 4B).

Portanto, durante o período pré-colisional da Orogênese Pinheiro Machado, houve a geração de um arco magmático continental, durante o Ediacarano, que originou as rochas do Complexo Pinheiro Machado. Estas rochas foram anteriormente associadas ao Arco Piratini por Fragoso Cesar (1991) e, posteriormente, Ramos *et al.* (2018) interpretaram como associação de um arco continental mais jovem. Este arco foi desenvolvido principalmente sobre às rochas geradas durante a Orogênese Piratini, na qual houve o fechamento do paleo-oceano Adamastor Sul (640-600 Ma; Ramos *et al.*, 2020). O magmatismo do Arco Pinheiro Machado se inicia imediatamente após a colisão continental entre os Arcos São Gabriel e Piratini (ca. 660-640 Ma), invertendo o sentido de subducção. Deste modo, a cunha de manto, sob o arco sofre influência dos processos associados à Orogênese Piratini, como metassomatização do manto, *slab failure* e delaminação litosférica (Porcher *et al.*, 2021), que são, de acordo com Song *et al.* (2015), típicas de colisões continentais. Além desses processos relacionados à orogênese, a ação de diferentes processos magmáticos também foi importante na gênese das rochas plutônicas do Complexo Pinheiro Machado.

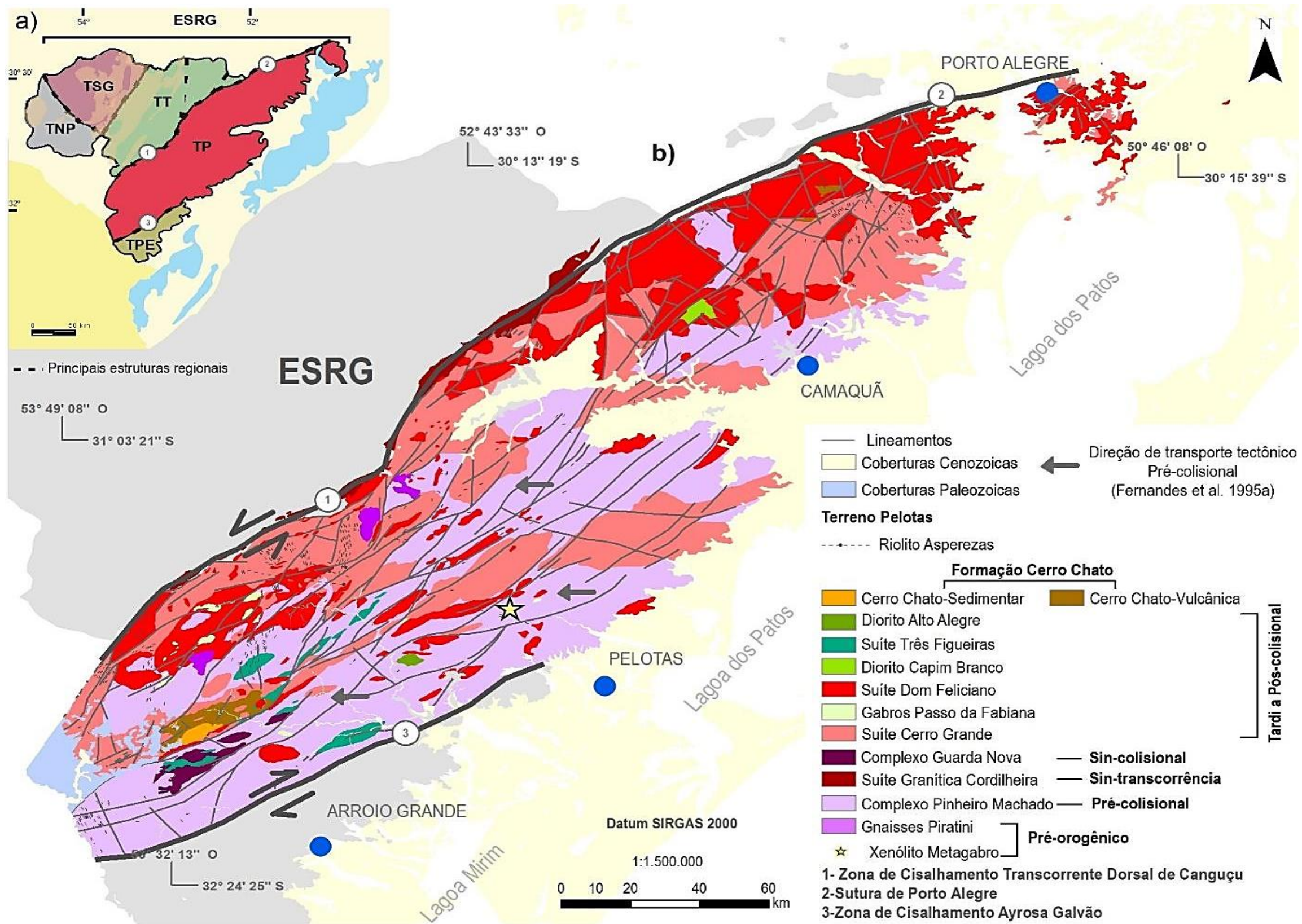


Figura 4. Mapa geológico do Terreno Pelotas (modificado de Porcher *et al.*, 2021): A) Escudo Sul-Rio-Grandense e divisões dos terrenos no ESRG (modificado de Bastos, 2020; Dal Olmo Barbosa *et al.*, 2021); B) Terreno Pelotas e as suas unidades geológicas, delimitado por zonas de cisalhamento (modificado de CPRM, 2006; Cruz, 2019).

TNP- Terreno Nico Pérez; TSG- Terreno São Gabriel; TT- Terreno Tijucas; TP- Terreno Pelotas; TPE- Terreno Punta del Este.

2.3 Complexo Pinheiro Machado

O Complexo Pinheiro Machado corresponde a um expressivo magmatismo na evolução do Terreno Pelotas, representando a fase pré-colisional da Orogênese Pinheiro Machado (Porcher *et al.*, 2021). Fragoso Cesar *et al.* (1986) inicialmente definiram a unidade como Complexo Granítico Gnáissico Pinheiro Machado, sendo considerado como o magmatismo mais antigo do Terreno Pelotas. Posteriormente, foi designado por Philipp (1998), como Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, considerando a preservação predominante de texturas magmáticas, com tramas deformacionais restritas às zonas de cisalhamento. No entanto, o termo “complexo” é atualmente mais utilizado (Philipp *et al.*, 1993; Hueck *et al.*, 2018; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024a), pois este indica o grande volume de rochas plutônicas, a ampla variação dos termos composicionais, além de ser mais adequado ao considerar a presença de inúmeros fragmentos de escala métrica a centimétrica dos xenólitos de rochas metamórficas.

2.3.1 Xenólitos do embasamento

A ocorrência dos xenólitos no Complexo Pinheiro Machado é limitada, sendo difícil o reconhecimento do embasamento pré Orogenia Pinheiro Machado, devido ao retrabalhamento magmático acentuado que afetou essa porção crustal (Vieira *et al.*, 2019a). Desta maneira, o registro reliquiar deste embasamento são xenólitos nas rochas crustais pré-brasilianas, relacionadas principalmente à Orogênese Piratini, além de outras orogêneses mais antigas. Essas ocorrências foram agrupadas por Philipp & Machado (2002) e denominadas de Septos do Embasamento, variando tanto no grau de metamorfismo, de baixo a alto grau, quanto no modo de ocorrências, centimétricas a métricas.

Atualmente, o xenólito mais antigo encontrado no Complexo Pinheiro Machado e no Terreno Pelotas é o metagabro com idade de cristalização (núcleos), U-Pb SHRIMP em zircão de 2,1 Ga, sendo que o intercepto inferior (bordas de zircões) indica uma idade de *resetting* do sistema isotópico em cerca de 616 Ma (Koester *et al.*, 2022), interpretado como resultado do evento termal gerado pelo posicionamento do Complexo Pinheiro Machado. De acordo com os autores, a idade Paleoproterozoica é compatível com a geração de magmas gabroicos em um antigo arco magmático formado pela convergência de continentes arqueanos, já que os

mesmos também obtiveram resultados de zircões herdados com idade Arqueana (ca. 2,8 Ga).

A ocorrência mais significativa de xenólitos do Complexo Pinheiro Machado pertencem aos Gnaisses do Complexo Piratini, em geral, formado por ortognaisses de composição diorítica a granodiorítica, e assinatura típica de arco magmático continental. As idades de cristalização magmática variam entre 784-777 Ma (Silva *et al.*, 1999; Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019; Vieira *et al.*, 2019b). Enquanto, idades do metamorfismo resultaram em 660-650 Ma (U-Pb SHRIMP), geradas nas análises de bordas e núcleos de zircões zonados (Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019). O metamorfismo sin-colisional à Orogêse Pinheiro Machado está evidenciado pelo desenvolvimento de bandamento gnáissico gerado por condições de P-T indicativas da fácies anfíbolito médio a superior, além das indicações de dobras intrafoliais e de estruturas transcorrentes associadas (Philipp & Machado, 2002; Philipp & Campos, 2004). No Complexo Pinheiro Machado, a região com maior ocorrência do Complexo Piratini (Takehara & Laux, 2019), conforme o mapeamento da CPRM (Cruz, 2019), coincide com as rochas precoces em zonas milonitizadas, descritas por Phillip (1998), como mostra a Figura 5.

Além das rochas do Complexo Piratini, a porção sudeste do Complexo Pinheiro Machado concentra xenólitos de anfíbolitos. Na região de Monte Bonito, cerca de 25 km da cidade de Pelotas, ocorrem os anfíbolitos descritos por Philipp *et al.* (2002), Bastos *et al.* (2021) e Loureiro *et al.* (2021), com dimensões métricas e contatos angulosos e retos com as demais rochas. Os anfíbolitos são equigranulares, com textura dominante nematoblástica fina a média. Eles variam em tamanho de centímetros a metros e têm contatos afiados a arredondados com as rochas hospedeiras. Neles, há evidências estruturais e texturais de assimilação parcial, exibidas por *schlieren* máficos ao redor dos xenólitos, alinhados de acordo com o fluxo magmático.

As idades Nd-T_{DM} encontradas em diferentes rochas do Terreno Pelotas, sugerem a contribuição de uma crosta de idade Paleoproterozoica a Arqueana na formação das rochas desse terreno. No Gnaisse Piratini (Tambara *et al.*, 2019) e no Gnaisse Chácara das Pedras (Koester *et al.*, 2016) os valores de Nd-T_{DM} variam de 2,6-1,5 Ga, ambos gnaisses representam parte do Complexo Piratini (Takehara & Laux, 2019), que tem ortognaisses com um *range* maior, entre 2.7 e 1.0 Ga de idade modelo de neodímio.

2.3.2 Complexo Pinheiro Machado

O Complexo Pinheiro Machado é a expressão de múltiplas fases intrusivas que geram complexas relações de campo, com hibridização de magmas máficos a intermediários com magmas mais evoluídos, interagindo em diferentes escalas com rochas encaixantes (xenólitos do embasamento).

Dentre as unidades do Terreno Pelotas, o Complexo Pinheiro Machado apresenta estruturas atribuídas a duas fases deformacionais, uma tangencial e uma transcorrente. A mais antiga (D1) originou uma deformação com baixa intensidade, marcada pela foliação de baixo ângulo e pelo bandamento, marcado por *schlieren* de biotita, além da sutil orientação dos minerais máficos (Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 2002). Já a segunda fase (D2) pode ser observada nas zonas de alta intensidade de deformação, faixas milonitizadas que extinguem parcialmente as estruturas anteriores. Possivelmente, nesta fase foram geradas as feições de recristalização dinâmica, como a extinção ondulante em quartzo, formação de subgrãos em feldspatos, bem como sombras de pressão e mantos de recristalização nos limites dos grãos minerais (Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 2002; Bastos, 2020; Bastos *et al.*, 2021).

A hierarquização temporal e estratigráfica das rochas do Complexo Pinheiro Machado foi proposta de forma que os termos mais antigos seriam os enclaves de dioritos, seguidos por biotita granodioritos, biotita granitos e, por último, granitos à magnetita, mais diferenciados (Loureiro *et al.*, 2021). Esta divisão foi atualizada em estudos na região de Monte Bonito, separando as rochas do Complexo Pinheiro Machado em duas fases magmáticas: (i) precoce com ocorrência de feições de fusão parcial, e (ii) tardia, sem a presença de feições de fusão evidentes e marcadas por relações de intrusão claras (Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024a).

A interposição dos litotipos estudados em ordem de colocação dos magmas é proposta neste trabalho com base nos novos dados adquiridos (Tabela 1 e Capítulos 4 e 5), ressaltando que os múltiplos pulsos ocorrem de forma contínua. As relações foram detalhadas iniciando pela assimilação do embasamento rochoso, que é evidenciado por xenólitos de anfíbolitos e gnaisses (Philipp *et al.*, 2002; Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019; Vieira *et al.*, 2019a; 2019b; Ramos *et al.*, 2020). Seguida pelas rochas precoces classificadas na zona de geração de magmas, por representar rochas dioríticas e granodioríticas (e enclaves máficos) menos diferenciadas, que registram o processo de fusão parcial *in situ*, explicado por

Bastos *et al.* (2021) e Loureiro *et al.* (2021). Logo após, têm-se as rochas granodioríticas híbridas com ou sem cisalhamento, que são características da zona de ascensão de magmas. Nesta zona, os magmas apresentam evidências de diferenciação por cristalização fracionada e mistura, além da marcante presença de diques de transporte magmático associados. Na fase tardia, há indícios de recarga (geração de novos pulsos), representada pelo diorito tardio, o qual é marcado por ocorrência discordante e textura mais grossa que as demais rochas (Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024a). Por fim, os granitos tardios são vestígios da zona de acumulação de magmas com diferenciação evidente e ocorrência intrusiva/discordante em relação aos demais litotipos.

Esta separação de zonas do sistema magmático do Complexo Pinheiro Machado é baseada nos modelos de Reichardt & Weinberg (2012), Ducea *et al.* (2015) e Gündüz & Asan (2021), os quais analisam os sistemas magmáticos com diques em zonas de cisalhamento. Conforme os autores, os diques estão relacionadas com características estruturais, como lineação, planos de cisalhamento e planos de encurtamento máximo nas zonas de ascensão e acumulação de magmas (Weinberg *et al.*, 2021), além de feições de recristalização em grãos precoces, que comprovam a contemporaneidade da deformação e do magmatismo (Bastos *et al.*, 2021).

Tabela 1. Sumário dos principais aspectos das rochas do Complexo Pinheiro Machado (extraídos de Philipp *et al.*, 2002; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Bastos *et al.*, 2024a; 2024b). Abreviações minerais seguem as recomendações de Warr (2021): Afs- feldspato alcalino; Amp- anfibólio; Qz- quartzo; Bt- biotita; Pl- plagioclásio; Px- piroxênio; Ttn- titanita; Zr- zircão; Ap- apatita; Mag- magnetita; Py- pirita.

Principais aspectos das rochas do CPM	ROCHAS PRECOCES	ROCHAS HÍBRIDAS	ROCHAS TARDIAS
Composição	Diorito >> tonalito > granodiorito	Granodiorito >> monzogranito > gabro	Granito >> sienogranito + granodiorito > diorito
Minerais	Pl (andesina)+ Amp (pargasita) ± Bt ± Qz ±	Pl (oligoclásio)+ Amp (pargasita) + Bt	Pl + Bt ± Qz ± Afs

	Afs (M' = 10-15)	\pm Qz \pm Afs \pm Px (M' = 7-12)	(M' = 5-15)
Acessórios	Ttn >> Zm + Ap > Mag + Py	Ttn >> Zm + Ap + Py	Ttn >> Zr + Ap > Mag + Py
Textura dominante	Equigranular fina a média, hipidiomórfica	Porfírico (Afs) com matriz fina a média	Equigranular média hipidiomórfica
Estrutura dominante	<i>In situ e in source melting pockets e pools</i>	Fluxo magmático centimétrico a métrico marcado por <i>schlieren</i>	Maciço
Enclaves dominantes	Anfibolito, ortognaisse, enclaves máficos microgranulares	Anfibolito, ortognaisse, granitoides precoces, enclaves máficos microgranulares	Granitoides precoces e híbridos
Pressão	~6 kbar	~4,5 kbar	-
Temperatura	~800 °C	~700°C	-
Profundidade de cristalização	20-30 km	10-20 km	10 km
Idade de cristalização	618 Ma	-	608 Ma

O Complexo Pinheiro Machado apresenta composições que variam de tonalitos, granodioritos a monzogranitos, e subordinadamente dioritos, quartzo dioritos e sienogranitos. As texturas encontradas são hipidiomórficas, com arranjo inequigranular a equigranular, localmente podem ser porfíricas e a granulação pode variar de média a grossa (Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 1993). Mediante as características de composição variada e de interações amplas entre as rochas do Complexo Pinheiro Machado, foi elaborado o mapa da Figura 5 com a compartimentação por predomínio dos principais litotipos do Complexo Pinheiro Machado. O magmatismo precoce é representado em áreas com maior ocorrência de xenólitos (áreas em azul, hachurado e estrela amarela), nas quais predominam os processos de assimilação, além da ocorrência de *schlieren*. Localmente, estas

rochas apresentam feições de fusão parcial como as demonstradas em evidências de campo e petrografia (Capítulo 1 e 2). O Complexo Pinheiro Machado é, predominantemente, hibridizado (cor lilás), com composições intermediárias (granodioríticas), frequentemente, porfíricas e com texturas de desequilíbrio em fenocristais, como bordas de reação em plagioclásio e zonação composicional (item 1.2.3). Embora a região de predomínio das rochas tardias esteja concentrada no perfil entre as cidades de Camaquã e Dom Feliciano, estas rochas ocorrem com frequente relação de corte nos afloramentos das demais regiões, principalmente em associação com as rochas híbridas do Complexo Pinheiro Machado.

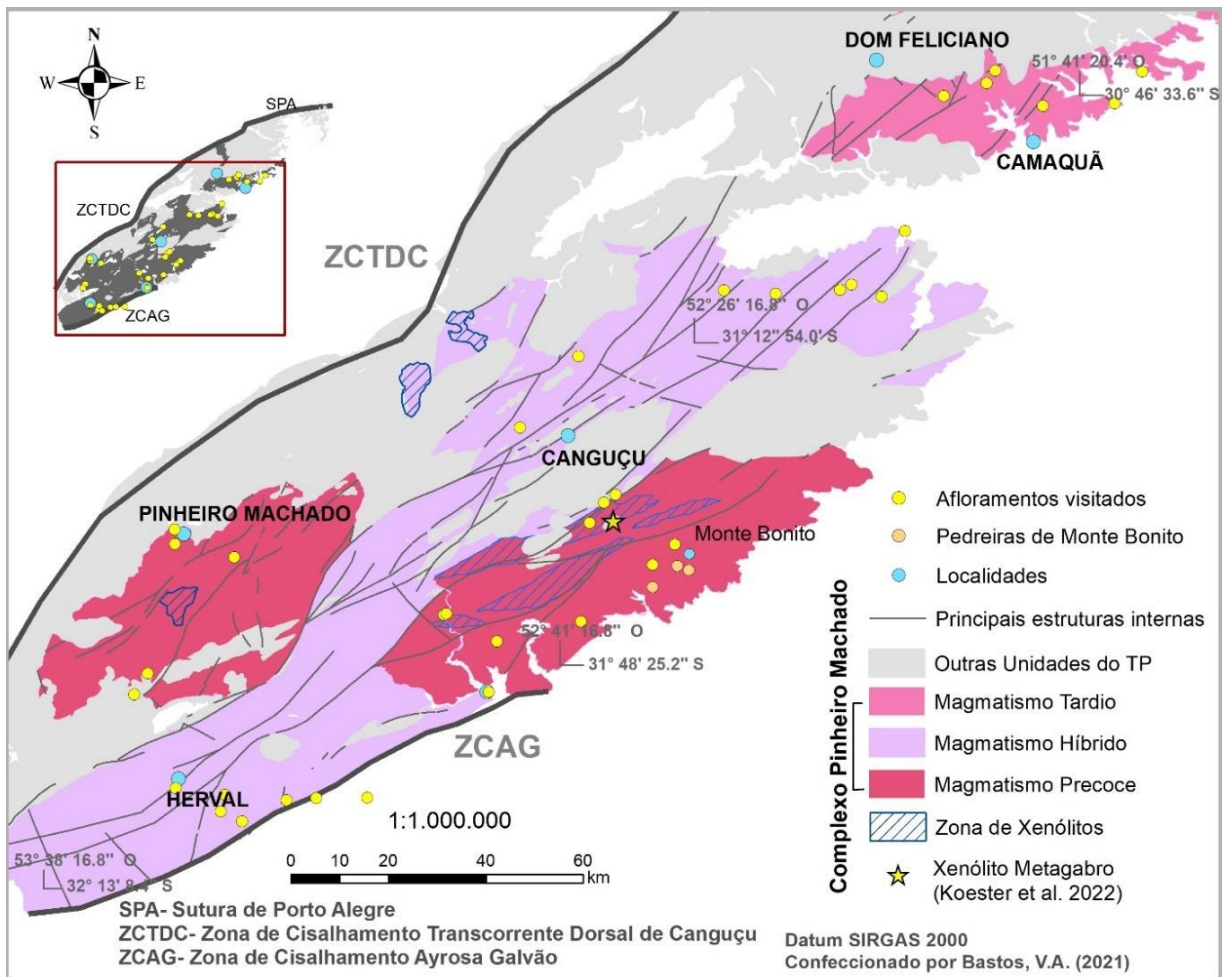


Figura 5. Mapa geológico da compartimentação por predomínio dos litotipos do Complexo Pinheiro Machado e a disposição dos pontos descritos nos trabalhos de campo neste estudo. ZCTDC- Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCAG- Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.

2.4 Contexto geotectônico

As rochas do Complexo Piratini e do Complexo Pinheiro Machado já foram consideradas como resultado da mesma orogenia por suas características comuns de magmatismo de subducção. No entanto, estudos desenvolvidos no setor leste do Cinturão Dom Feliciano (Babinski *et al.*, 1997; Philipp, 1998; Silva *et al.*, 1999; Philipp & Machado, 2002; Philipp *et al.*, 2002) mostram que estas unidades são diferentes. As rochas do Complexo Piratini compreendem ortogneisses de composições tonalíticas a granodioríticas que ocorrem como xenólitos métricos a centimétricos nas rochas plutônicas do Complexo Pinheiro Machado, e da Suíte Intrusiva Dom Feliciano (Philipp *et al.*, 2016a) no Terreno Pelotas.

A sugestão de um arco magmático continental de grande extensão na porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1991; Ramos *et al.* 2017; 2018; Vieira *et al.* 2019a), conduziu Vieira *et al.* (2019b) à associação das rochas supracrustais, em algumas ocasiões encontradas próximas aos fragmentos do Arco Piratini, em ambiente geológico análogo.

Segundo os autores, o fechamento do antigo oceano Charrua e a formação do Arco de Piratini, ocorridos entre aproximadamente 780 e 660 Ma, são eventos cruciais na evolução da porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano. A fase mais recente desse processo (ca. 660 Ma) marca uma transição de regime, associada à formação de zonas de cisalhamento dúctil (como a Dorsal de Canguçu), juntamente com a subsequente granitogênese decorrente do tectonismo transcorrente. Esta granitogênese está relacionada ao fechamento do paleo-oceano Adamastor, que se deu por meio da subducção tangencial para oeste do Arco Piratini. A subducção deu origem ao arco magmático, o Arco Pinheiro Machado (Ramos *et al.*, 2018), representado em sua fase pré-colisional pelo Complexo Pinheiro Machado (ca. 630-610 Ma - Babinski *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 1999; Cruz, 2019) no Terreno Pelotas (Gaucher *et al.*, 2009; Porcher *et al.*, 2021).

O desenvolvimento de zonas de cisalhamento com tendência NE-SW, conforme descrito por Vieira *et al.* (2020), estaria associado à geração do Arco Pinheiro Machado (Complexo Pinheiro Machado). Este arco resultou da convergência entre os crátons Kalahari e Rio de la Plata, conforme discutido por Ramos *et al.* (2017). Tal convergência levou ao fechamento de várias bacias orogênicas (Masquelin, 2012), e à incorporação de fragmentos de crosta oceânica, como os complexos Paso del Dragón no Uruguai e Arroio Grande no Brasil (Peel *et*

al., 2018; Ramos *et al.*, 2018), que estão no Terreno Punta del Este. Além disso, a convergência também resultou na reativação de zonas de cisalhamento e na geração de magmatismo orogênico tardio por volta de 580 Ma (e.g. Suite Cerro Grande e Dom Feliciano). Estes eventos juntamente com o Arco Pinheiro Machado compõem o Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas, desenvolvido em parte sobre o Arco Piratini.

Ainda sobre a configuração tectônica, segundo Philipp *et al.* (2013; 2016a; 2016b), a colisão oblíqua entre os Crátons Rio de la Plata e Kalahari, ocorrida por volta de 650 Ma, foi responsável pela produção de grandes volumes de magmas graníticos, o que levou à formação de parte do Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis. Essa colisão também resultou na criação de grandes zonas de cisalhamento e magmatismo sin-cinemático associado, culminando na geração dos granitoides do Complexo Pinheiro Machado entre aproximadamente 633-609 Ma (Philipp *et al.*, 2003). Posteriormente, foram formados os granitoides tardios entre 600-580 Ma, representados pelas Suítes Encruzilhada e Dom Feliciano (Philipp *et al.*, 2003).

Conforme interpretação de Takehara & Laux (2019), o período pré-colisional estaria marcado pela formação da Suíte Viamão e pelo Complexo Pinheiro Machado, seguindo a maturidade do arco pela Suíte Cerro Grande, que seria um magmatismo de transição (subducção-colisão). Por fim, o contexto pós-colisional é representado pela Suíte Dom Feliciano. Esta etapa final é caracterizada por um período de relaxamento e soerguimento com a formação do magmatismo alcalino a peralcalino representado inicialmente pelos leucogranitos, e finalmente por enxames de diques ácidos-básicos (Philipp *et al.*, 1991).

A evolução do Cinturão Dom Feliciano e a granitogênese associada ao Complexo Pinheiro Machado sugere que o desenvolvimento das grandes zonas de cisalhamento de tendência NE-SW (Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Dorsal de Canguçu e Major Gercino) se deu em torno de 620 Ma. Isto seria concomitante à geração do Arco Pinheiro Machado (Vieira *et al.*, 2019a).

Baseando-se nos novos dados geoquímicos e isotópicos apresentados por Bastos *et al.* (2024a, 2024b), aliados aos modelos propostos recentemente (Ramos *et al.*, 2017; Vieira *et al.*, 2019a; Ramos *et al.*, 2020; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021), tem-se que a convergência se deu em configuração oblíqua com fechamento de uma bacia *V-shaped* (ou em forma de V, oblíqua). De acordo com

este modelo de divergência e convergência (Caxito & Alkimin, 2023), a abertura e fechamento de oceanos em forma de V ocasionam os processos de hiperextensão que arrancaram as margens do bloco centro-africano e levaram à abertura de bacias oceânicas Tonianas-Criogenianas em forma de V.

Caxito & Alkimin (2023) enfatizam que esta forma (geometria) de abertura é importante para o entendimento do conceito de aberturas e fechamentos não ortogonais. Por exemplo, em bacias em forma de V, as áreas amplamente abertas de setores oceânicos estão ligadas a bacias oceânicas mais estreitas e parcialmente fechadas, que por sua vez, estão ligadas a sistemas de *rift* intracontinental (aulacógenos) na “ponta” do V. Durante o fechamento, os domínios oceânicos amplamente abertos na extremidade livre das bacias em forma de V, tornam-se locais de subducção, levando ao desenvolvimento de terrenos juvenis e bacias de *back-arc*, seguidas de colisão. Ainda de acordo com os autores, este é exatamente o caso de pelo menos dois sistemas orogênicos do Gondwana ocidental: Borborema/NW África (representando o fechamento do Oceano Transnordestino-Centro Africano) e Mantiqueira/Sudoeste da África (o encerramento do setor norte do Oceano Adamastor).

2.5 Correlação do Gondwana

A conexão entre as rochas do Complexo Pinheiro Machado no Cinturão Dom Feliciano (Brasil) e o Complexo Angra Fria no Cinturão Kaoko (África) é importante para a reconstrução da fragmentação do supercontinente Gondwana. Ambos complexos têm predomínio de rochas magmáticas Ediacaranas e subordinadamente xenólitos e *roof pendants* de rochas metamórficas (Paleoproterozoicas e Tonianas-criogenianas), evidenciando processos tectônicos e magmáticos associados à formação de arcos magmáticos e zonas de sutura durante a orogenia Brasileira (Philipp & Machado, 2005; Janoušek *et al.*, 2023). A correlação entre esses complexos sugere que ambos fizeram parte de um mesmo sistema orogênico, reforçando a hipótese de que as regiões hoje separadas pelo Atlântico Sul estiveram unidas durante a formação de Gondwana. Estudos isotópicos e geocronológicos estabelecem essa conexão. Análises de zircões e datação U-Pb das rochas dos dois complexos (640-600 Ma; África- Frimmel *et al.*, 1996; Brasil- Loureiro *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023) indicam idades e assinaturas isotópicas compatíveis, sugerindo

uma origem comum e uma história tectônica compartilhada (Hartmann *et al.*, 2000; Konopàsek *et al.*, 2016, Basei *et al.*, 2018).

A geoquímica de rocha total do Complexo Pinheiro Machado indica que as rochas possuem uma composição rica em elementos como sílica (SiO_2), alumina (Al_2O_3), e álcalis (K_2O e Na_2O), refletindo um ambiente de arco magmático continental (Philipp *et al.*, 2002; Loureiro *et al.*, 2021). Além disso, as assinaturas geoquímicas mostram enriquecimento em elementos incompatíveis e terras raras leves (LREE), enquanto exibem anomalias negativas em elementos como Sr e Yb, sugerindo um processo de fusão parcial de uma fonte mantélica modificada por componentes crustais (Klein *et al.*, 2023). Esses dados são consistentes com um cenário de subducção ativa durante o Neoproterozoico, onde o material crustal foi reciclado e incorporado no manto superior. Da mesma forma, a geoquímica de rocha total das rochas do Complexo Angra Fria na África exibe características que corroboram um ambiente tectônico de arco magmático. Estudos mostram que as rochas deste complexo também são ricas em sílica e apresentam assinaturas enriquecidas em LREE, com anomalias negativas em elementos como Sr e Nb (Frimmel *et al.*, 1996). As semelhanças geoquímicas entre os Complexos Pinheiro Machado e Angra Fria fortalecem a hipótese de que ambos foram formados em um ambiente tectônico similar, associado à subducção e colisão de placas durante a amalgamação do Gondwana.

O Cinturão Kaoko na África faz parte de uma reconstrução de uma correlação regional maior que conecta os orógenos Neoproterozoicos do Oeste de Gondwana. Essa reconstrução inclui o Cinturão Dom Feliciano no Brasil e no Uruguai, o Cinturão Gariiep na Namíbia e na África do Sul, e o Cinturão Ribeira no Brasil (Frimmel *et al.*, 2011; Hueck *et al.*, 2018; Lara *et al.*, 2021; De Toni *et al.*, 2023).

Os dados apresentados para o Complexo Pinheiro Machado, Terreno Pelotas, no extremo sul do Brasil, Cinturão Dom Feliciano, são fundamentais para entender a evolução tectônica e magmática das regiões que hoje são separadas pelo Atlântico Sul.

CAPÍTULO 3

Modelagem Geoquímica de Processos Magmáticos

3 PROCESSOS MAGMÁTICOS

A formação de magmas envolve processos que ocorrem em diversos estágios, principalmente, nos magmas mais diferenciados. Assim, o estudo dos processos magmáticos formadores de rochas, em especial nas graníticas, é importante pois possibilita a identificação da fonte, na qual o magma se originou, e as condições em que este magma foi formado. Do mesmo modo, pode-se identificar o caráter e a distribuição de domínios geoquímicos no manto e/ou crosta envolvida e sua evolução no espaço e tempo, permitindo considerações sobre a geodinâmica durante a geração dessas rochas (Gill, 2014).

Os processos de formação de magmas, em geral, envolvem cristalização fracionada, mistura, assimilação e fusão, os quais são causadores da ampla diversidade das composições magmáticas. Segundo Gill (2014), a variação na composição pode ser atribuída, sobretudo a quatro importantes fatores que são determinantes na gênese do magma, são eles: a composição e a mineralogia da fonte do magma; a profundidade em que ocorre a fusão; a taxa de fusão e, por fim, os processos de fracionamento ocorridos na câmara magmática, como a cristalização fracionada.

Após os primeiros trabalhos voltados ao estudo da petrogênese de rochas ígneas, geólogos como Alfred Harker (Harker, 1909) reconheceram a existência das "séries" de rocha ígnea, ou seja, agrupamentos de rocha que compartilham características geoquímicas, e que têm a composição em mudança progressiva. Essa variação foi frequentemente atribuída à evolução por cristalização fracionada. No entanto, as pesquisas demonstraram que a química dos agrupamentos (suítes) magmáticos pode ser moldada não somente por um processo, mas sim por muitos processos petrogenéticos contrastantes. A geoquímica, aliada principalmente a petrologia, representa uma ferramenta para decifrar e parametrizar esses processos na evolução de rochas ígneas. A quantificação e modelagem do comportamento dos elementos maiores e traços em magmas foram introduzidas no estudo de rochas ígneas por Gast (1968) com estudo sobre o fracionamento de fases minerais em magmas toleíticos e alcalinos, enquanto Shaw (1970) iniciou as modelagens com elementos traço em rochas anatóticas.

As leis de fracionamento para gases já eram conhecidas (Rayleigh, 1896), e utilizando dessa base teórica, alguns autores como Gast (1968), Greenland (1970), Albarède & Bottinga (1972), começaram a modelar a cristalização fracionada em

líquidos magmáticos. Além disso, a incorporação de análise da química mineral com os primeiros estudos de microsonda eletrônica foi um avanço para os entendimentos de modelagens petrogenéticas de rochas ígneas (Castaing, 1951). Também associado à qualificação das técnicas analíticas e ao incremento dos estudos de modelagens, o avanço dos métodos radiométricos em isótopos, inicialmente com a Espectrometria de Massa com Ionização Termal (TIMS), e desde o final da década de 1990 também, pela Espectrometria de Massa Acoplada por Indução (ICP-MS), permitiu que o entendimento dos processos magmáticos evoluíssem de forma significativa (Allégre, 1977).

A partir de então, as técnicas analíticas da década de 1960 e 1970 tornaram-se disponíveis, revolucionando as análises, em especial de elementos traço em rocha total, fornecendo dados precisos e confiáveis para modelagem petrogenética. As técnicas analíticas foram se aperfeiçoando, por exemplo, através da espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX), análise instrumental de ativação de nêutrons (INAA) e posteriormente associada ao Plasma Acoplado Indutivamente e Espectrometria de Emissão Óptica (ICP-OES) e, em particular, ao ICP-MS (Potts, 1987; Sylvester, 2001).

Na década de 1980, a maior parte dos trabalhos geoquímicos (e.g. DePaolo & Wasserburg, 1979) interpretavam que a diversidade de composições magmáticas ocorria principalmente pelo processo de mistura simples de magmas em subsuperfície, originados por cristalização fracionada dos líquidos magmáticos.

Associada a processos de cristalização fracionada, a assimilação foi interpretada como um importante fator na evolução de rochas ígneas. Isto demonstrou que os efeitos resultantes são significativamente diferentes daqueles previstos por modelos de mistura de apenas dois membros finais, como discutidos por Taylor (1980). A partir de então, além da cristalização fracionada e da mistura, diferentes processos têm sido associados à evolução petrogenética de rochas ígneas na geração de magmas, e estão sendo estudados até os dias atuais.

As equações para um modelo geral de assimilação e cristalização fracionada em composições isotópicas de estrôncio e oxigênio de um magma foi proposta por DePaolo (1981). O modelo AFC (*Assimilation-Fractional Crystallization*) proposto pelo autor foi ajustado adequadamente aos dados do Batólito de Sierra Nevada e outros batólitos similares ao arco magmático dos Andes. Desse modo, mostrou-se a complexidade dos mecanismos geradores de magmas, e fomentou-se o

questionamento sobre o quanto os magmas são modificados durante a sua ascensão e colocação.

A ampla gama de geração de magmas também foi estudada e discutida com relação à assimilação da rocha encaixante e cristalização fracionada (e.g. Bowen, 1928; Taylor, 1980), mas a sigla AFC foi popularizada por DePaolo (1981), fornecendo as variáveis para modelar os efeitos da assimilação da encaixante e da cristalização fracionada (quando as composições dos membros finais forem conhecidas ou puderem ser estimadas). Este modelo de AFC permite que os dados de elementos traço e isótopos sejam usados para parametrizar as taxas e volume da assimilação, além de incluir as fases *liquidus* envolvidas.

Em suma, os modelos quantitativos para esses processos magmáticos foram formulados por diversos trabalhos desde as décadas de 1960 e 1970 até os dias atuais. Alguns dos principais trabalhos são os de: Schilling & Winchester (1967); Anderson & Greenland (1969); Shaw (1970); Langmuir *et al.* (1977); DePaolo (1981); McKenzie (1985); O'Hara (1993); Ozawa & Shimizu (1995); Shaw (2000); Ozawa (2001); Zou (1998); (2007); Nishimura (2009), entre outros.

Os processos magmáticos como AFC normalmente podem ser identificados na observação dos aspectos de campo, através de texturas, estruturas e feições mineralógicas. Rochas híbridas, presença de enclaves máficos, texturas rapakivi, minerais zonados e outros aspectos, podem sugerir indícios de AFC e mistura. Outro processo igualmente importante para a gênese de magmas graníticos é a fusão parcial ou total da fonte. Segundo Wernick (2003), os magmas gerados por anatexia de sistemas rochosos com fonte do manto ou da crosta, podem ser observados por processos distintos em estágios progressivos da fusão. Estes podem gerar rochas híbridas compostas por uma fração magmática resultante da fusão parcial do sistema rochoso fonte. Desta forma a geração desses magmas levaria à diferenciação química progressiva das rochas. Os magmas em processo de resfriamento, que não foram totalmente cristalizados, contendo líquido magmático residual (*mushes*) são capazes de migrar e ascender em estado plástico para níveis crustais mais rasos, isso pode gerar, por exemplo, texturas de acamamento e bandamento de fluxo magmático, comumente observadas em granitoides oriundos deste processo de fusão.

Assim, a integração dessas informações com modelagens dos processos atuantes em uma determinada rocha ígnea, em conjunto com observações em

diferentes escalas de feições de campo, petrografia, texturas até feições de química mineral, geoquímica e isótopos, permitem evoluir e embasar os estudos e interpretações geológicas.

3.1 Modelagem de processos magmáticos

A modelagem de processos magmáticos procura “traduzir” os mecanismos petrogenéticos por meio de equações matemáticas que expressam os parâmetros químicos e condições do sistema magmático. Considerando as evidências de campo e observações de que a maior parte dos sistemas magmáticos atua como um sistema aberto com suas complexidades, mesmo que quaisquer tentativas de modelamento sejam aproximações da natureza. Este tem sido o maior desafio da modelagem de processos através de dados químicos. A modelagem geoquímica depende do problema geológico e igualmente da natureza dos dados geoquímicos disponíveis. Portanto, a abordagem estabelecida deve ser adaptada e otimizada para cada caso específico, com ponderações que objetivam parametrizar e modelar os mecanismos petrogenéticos (Gill, 2014). Um dos parâmetros geoquímicos mais importantes para modelar processos magmáticos é o coeficiente de partição ou distribuição (K_D). Ele é definido como a proporção de concentração de elementos traços na fase sólida (ou seja, mineral) em relação à fase líquida (isto é, para determinado líquido magmático). Portanto, os coeficientes de partição são usados na descrição de fenômenos petrológicos da fusão parcial à cristalização fracionada. Este coeficiente pode ser determinado pela fórmula:

$$K_D = C(s)/C(l)$$

Onde, K_D = Coeficiente de Partição; $C(s)$ = Concentração do elemento traço na fase sólida e $C(l)$ = Concentração do elemento traço na fase líquida.

Para a petrologia ígnea, a compatibilidade de um elemento em uma rede cristalina é expressa em relação ao *melt*. Para além da equação estabelecida, o equilíbrio é uma suposição subjacente à maioria dos produtos petrológicos de modelagem geoquímica. Este parâmetro pode ser considerado quando as atividades de todos os componentes do sistema geológico se tornam iguais (Spear, 1994). No magma, o equilíbrio deve reger a partição de um elemento entre o cristal e o líquido circundante. Todavia, as relações entre atividades e concentrações não são diretas, sendo difícil expressá-las de forma rigorosa para todos os elementos e minerais

presentes no sistema. Consequentemente, a modelagem geoquímica depende de várias suposições simplificadoras, no que diz respeito ao equilíbrio do sistema. Para os elementos principais, a química mineral é geralmente constante durante a fusão ou a cristalização. Assim, a abordagem mais simplista é ignorar todas as atividades juntas e medir, ou assumir, a química dos minerais. No entanto, Holland & Powell (1998) observaram que mesmo neste caso, atividades e equilíbrios podem ser calculados. Além disso, o conteúdo de elementos traço nos minerais é altamente variável e geralmente pouco restrito. Logo, geralmente não é possível usar a mesma abordagem de balanço de massa, assim como, é realizado para elementos maiores.

No caso de elementos traços que ocorrem em pequenas quantidades na estrutura cristalina (portanto, são suficientemente "diluídos"), a atividade deve ser proporcional à sua concentração (Henry, 1803). O coeficiente de proporcionalidade depende da natureza do mineral, mas não da concentração do elemento. Consequentemente, as atividades podem ser novamente ignoradas e substituídas pelo conceito mais simples de partição de elemento entre fases diferentes na petrologia ígnea (líquido/cristais). Considerando que a modelagem de elementos principais depende das concentrações absolutas na fase sólida, o parâmetro-chave para os elementos traço é a proporção de suas concentrações nas fases sólidas e no líquido. Essa abordagem, no entanto, falha ao lidar com fases ricas em elementos traços. Segundo Hanson & Langmuir (1978), alguns elementos formam uma parte substancial da estrutura de cristais de minerais acessórios. Estes são, por exemplo, Zr em zircão, P em apatita ou P, Th e ETR em monazita. Nestes, a Lei de Henry não pode ser aplicada, baseada no coeficiente de partição, já que eles têm um comportamento atípico para estes minerais. Além disso, as relações de atividade/composição não são bem estabelecidas. A melhor abordagem é amplamente empírica, com base em experimentos e na noção da solubilidade mineral em um líquido fundido. Deste modo, o conceito de compatibilidade/incompatibilidade não é absoluto, dependendo do elemento, do mineral e da composição do líquido.

Janoušek *et al.* (2016) descrevem a seguinte situação, exemplificando a importância do conceito de coeficiente de distribuição de massa, quando o cumulado ou o resíduo contém várias fases minerais, onde o caso torna-se mais complexo. Nesta situação, cada mineral se equilibra com o líquido de acordo com seu K_D . Assim, as concentrações em cada fase são afetadas não apenas pelo conteúdo total

deste elemento no sistema, mas também pela natureza e pela relação de abundância dos outros minerais fracionados. Supõe-se um sistema onde um magma (líquido matemático) se equilibra com dois minerais (em abundâncias comparáveis), um com K_D alto e outro com K_D baixo. A fase de alto K_D seria quase toda extraída do líquido, deixando-o ainda menos disponível para a fase de baixo K_D . Isso leva ao conceito de um "coeficiente de distribuição em massa", D , que explica o comportamento das fases sólidas na rocha em estudo. Desta forma, D é demonstrado como uma função dos coeficientes de partição para indivíduos minerais. Na modelagem petrogenética, D é um parâmetro-chave, exercendo influência no comportamento do elemento traço. A modelagem petrogenética para sistemas magmáticos envolve basicamente quatro processos que serão descritos a seguir: mistura, cristalização, assimilação e fusão.

3.2 Mistura

A mistura de magma é definida como a interação de dois magmas diferentes dando uma mistura com as características de ambos os magmas (Powell, 1984). Este processo pode ocorrer como uma mistura de magma de duas fontes diferentes ou entre diferentes zonas de composição na mesma câmara magmática.

A mistura foi um dos primeiros processos a serem reconhecidos em campo e associados à origem da diversificação/diferenciação encontrada nas rochas ígneas. Por tanto, a abordagem matemática de sistemas abertos já foi observada nos primeiros modelos magmáticos, porém estes sistemas apresentam uma dificuldade, uma vez que, podem adicionar muitas variáveis às equações matemáticas. A equação de mistura para elementos (maiores ou traços) mais usada hoje se baseia em um simples equilíbrio de massa e, conseqüentemente, não há necessidade de qualquer particionamento.

O conceito de mistura foi amplamente aceito, entendendo que magmas de diferentes composições podem se misturar por processos de *mixing* e *mingling*, como aplicado por: Blake *et al.* (1965); Eichelberger (1980); Sparks & Marshall (1986); Wiebe (1987); Snyder (1997); Wilcox (1999); Perugini & Poli (2012); Morgavi *et al.* (2017). Conseqüências texturais de mistura foram observadas (Phillips, 1880; Judd, 1893), embora as primeiras observações não foram necessariamente interpretadas corretamente (Wilcox, 1999), com heterogeneidades interpretadas

como metassomatismo (Fenner, 1926) ou difusão no estado sólido (Nockolds, 1933).

No que diz respeito às definições dos termos *mixing* e *mingling*, a *mixing* é definida como a interação química entre dois magmas que produzem uma composição intermediária entre os membros finais originais. A *mixing* prossegue por difusão química (Watson, 1982; Leshner, 1994) e, sua evolução produz a hibridização e os produtos homogêneos (Humphreys *et al.*, 2010). Em contraste, a *mingling* é a interação física dos dois magmas, por meio de agitação convectiva (*e.g.* Oldenburg *et al.*, 1989) ou advecção caótica (*e.g.* Perugini & Poli, 2004; Morgavi *et al.*, 2013), que cria heterogeneidades composicionais. *Mixing* e *mingling* muitas vezes ocorrem em conjunto, com a ação de mistura para "suavizar" as propriedades composicionais heterogêneas produzidas na mistura. No entanto, ambas *mixing* e *mingling* podem ser inibidas por grandes contrastes na viscosidade do magma (Sparks & Marshall, 1986; Frost & Mahood, 1987; Sato & Sato, 2009) e densidade (Blake & Fink, 1987; Koyaguchi & Blake, 1989; Grasset & Albarade, 1994). Se a homogeneização for suficientemente lenta, o resfriamento e/ou desgaseificação do sistema podem levar à cristalização e preservação de uma variedade de assinaturas texturais e químicas (Morgavi *et al.*, 2016), refletindo nas temperaturas, composições cristalinas e proporções relativas dos magmas iniciais (Bacon, 1986; Sparks & Marshall, 1986).

A mistura também pode ser observada no reabastecimento das câmaras magmáticas por novos pulsos de magma ou mistura entre diferentes lotes/*batches* de magmas máfico-félsicos (*e.g.* o Batólito Sierra Nevada; Barbarin, 2005).

3.2.1 *Mixing*

Os magmas são soluções químicas muito complexas compostas por cerca de uma dúzia de elementos e, em níveis de traço, virtualmente todos os elementos da tabela periódica. Não é surpreendente que estes não tenham química idêntica, refletindo a diferença na capacidade de calor e na combinação ideal, no sentido termodinâmico. As reações químicas podem fornecer aquecimento (exotérmico) ou consumir calor (em reações endotérmicas) durante a mistura (Snyder, 1997).

Considerando o caso da mistura de um líquido máfico e um félsico, por exemplo, ambos sem cristais e em suas respectivas temperaturas *liquidus* e, utilizando-se o modelo de solução termodinâmica, desenvolvido por Ghiorso & Sack (1995), Asimow & Ghiorso (1998) e Russell (2018), observa-se que quando estes

líquidos derretem, na presença de água dissolvida (que em geral é caso na natureza), a mistura é endotérmica. Assim, quando um líquido félsico e outro máfico hidratado se misturam completamente, o resultado é uma temperatura menor, com uma temperatura resultante da função linear da proporção dos membros finais misturados. Embora a mistura não seja ideal, o afastamento da linearidade é pequeno e os cálculos mostram que, para a maioria dos modelos de primeira ordem, a aproximação linear é adequada. Considerando o papel dos cristais no mesmo caso, o calor será transferido e os cristais inicialmente mais quentes do magma máfico crescerão, podendo nuclear até mesmo novas fases, e aquelas do magma mais frio e félsico tenderão a se dissolver. A mistura dos dois magmas depende exatamente do modo como essas mudanças de fases acontecem. O que aconteceria com os cristais suspensos se os dois magmas se misturassem instantaneamente para uma composição homogênea na mesma temperatura? Segundo Janoušek *et al.* (2016) para este caso hipotético, os cálculos mostram que o magma tenderia a se encontrar ligeiramente supersaturado, portanto as fases minerais crescem em torno de cristais existentes, formando zonação nos cristais.

3.2.2 *Mingling*

O *mingling* ou mistura física, em contraste com o *mixing*, é a interação mecânica de dois magmas, por meio de agitação convectiva (Oldenburg *et al.*, 1989) ou advecção caótica (Perugini & Poli, 2004; Morgavi *et al.*, 2013), gerando heterogeneidades composicionais. O *mixing* muitas vezes ocorre junto com o *mingling* agindo para "suavizar" as propriedades composicionais heterogêneas produzidas pelo *mingling*.

Os parâmetros físicos dos magmas também podem ser variados, quanto maior a diferença de densidade e viscosidade entre dois líquidos, mais difícil será sua homogeneização. Em relação aos parâmetros físicos de mistura, a densidade é importante, uma vez que, se muito distintas, a flutuabilidade tende a manter os líquidos separados, impossibilitando a mistura. Já a viscosidade, que também é um fator físico importante, pode se tornar uma barreira para a mistura, se for muito diferente entre os dois líquidos.

Contudo, tanto o *mixing* quanto o *mingling* podem ser inibidos por grandes contrastes na viscosidade do magma (Sparks & Marshall, 1986; Frost & Mahood, 1987; Sato & Sato, 2009) e densidade (Blake & Fink, 1987; Koyaguchi & Blake,

1989; Grasset & Albarade, 1994). Se a homogeneização for consideravelmente lenta, o resfriamento e/ou desgaseificação do sistema podem gerar cristalização e preservação de uma variedade de assinaturas texturais e químicas (D'Lemos, 1987; Morgavi *et al.*, 2017), refletindo nas temperaturas, composições, cristalinidade e proporções relativas dos magmas iniciais (Eichelberger, 1980; Bacon, 1986; Sparks & Marshall, 1986).

Esses modelos de mistura normalmente assumem a injeção de um magma máfico mais quente em um hospedeiro mais félsico e frio (Campbell & Turner, 1989; Clyne, 1999). Essas injeções precoces podem ser seguidas por novas injeções (ou reinjeção) de veios e de material félsico remobilizado no componente máfico (Elwell *et al.*, 1960; Wiebe, 1994; 1996; Wiebe & Collins, 1998; Wiebe *et al.*, 2002; Wiebe & Hawkins, 2015). Essas injeções foram modeladas experimentalmente (Huppert *et al.*, 1984; 1986; Campbell & Turner, 1986; Snyder & Tait, 1995; Perugini & Poli, 2004), teoricamente (Sparks & Marshall, 1986) e numericamente (Andrews & Manga, 2014; Montagna *et al.*, 2015) sugerindo a exequibilidade desse mecanismo de mistura em sistemas ígneos, onde a transferência de calor e de voláteis do magma inicial máfico para o final félsico induz respostas físico-químicas em ambos. Wernick (2003) descreve que os sistemas magmáticos abertos interagem com as suas rochas encaixantes e/ou outros magmas. Nestas condições, esses processos levam a variações composicionais diversas, destacando-se a assimilação das rochas encaixantes. No entanto, recargas de câmaras magmáticas, assim como a mistura de magmas podem ser consideradas em sistemas abertos, como observado na Figura 6.

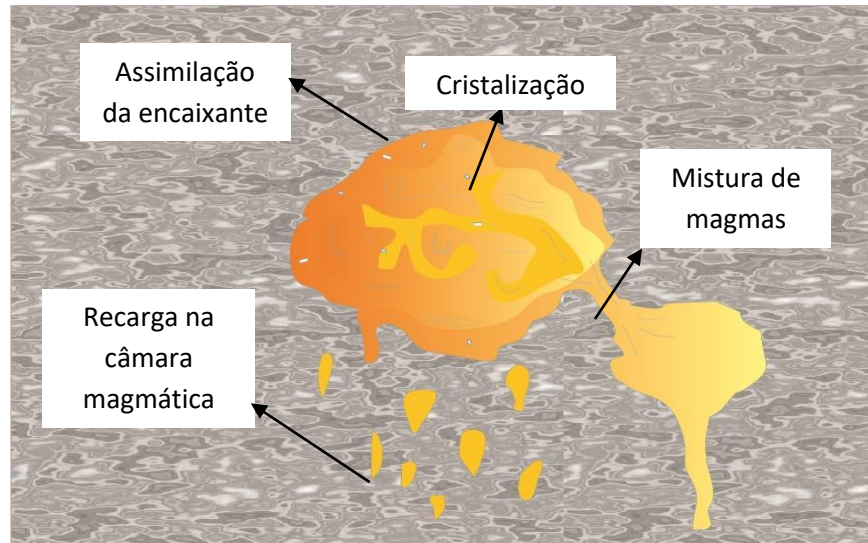


Figura 6. Modelo esquemático com a configuração dos sistemas magmáticos abertos (fora de escala), onde predominam os processos de mistura de magmas, assimilação da rocha encaixante, e recarga da câmara com novos pulsos (modificado de Deschamps *et al.*, 2013).

Quanto aos cálculos de modelagem geoquímica, a composição de elementos traço na mistura de magma, C_{μ} pode ser obtida, segundo Gündüz & Asan (2021), pela equação a seguir:

$$C_{\mu} = C_A X + C_B (1 - X)$$

Onde, C_A = concentração de elementos traço do primeiro membro final; C_B = concentração de elementos traço do segundo membro de extremidade e X = fração de mistura.

3.3 Cristalização

A cristalização ocorre quando a temperatura diminui no magma, resultando na formação de fases minerais sólidas e mudança na composição do líquido. Os modelos de cristalização fornecidos aqui são tratados como fechados (ou seja, sem troca de material) e as proporções de cristalização mineral e coeficientes de partição são constantes (Shaw, 2006).

A cristalização fracionada (CF) é um dos mais efetivos mecanismos dentro da diferenciação magmática. Na CF, os minerais cristalizados precocemente são considerados isolados do líquido (*melt*) e se acumulam na base ou nas paredes da câmara magmática como "cumulatos". Essa assembleia mineral acumulada compreende rochas plutônicas, mas as rochas vulcânicas representam uma

pequena fração do resíduo que foi extravasado para a superfície. Embora o processo de formação de cumulos possa ser inibido devido à alta viscosidade em magmas félsicos ricos em SiO_2 , a cristalização nas paredes laterais pode resultar no acúmulo de materiais cristalinos na margem da câmara de magmas félsicos envolvidos pelo *melt* da cristalização *in situ* (Shaw, 2006).

Novas abordagens no conceito de cristalização fracionada têm sido sugeridas (e.g. Gündüz & Asan, 2021). Em termos de cristalização são observadas quatro situações, nas quais a cristalização pode acontecer, modificando algumas considerações estabelecidas para os cálculos de modelagem, são elas: Cristalização em Equilíbrio (CE); Cristalização Fracionada (CF); Cristalização Fracionada Imperfeita (CFI) e Cristalização *in situ* ($C_{in\ situ}$).

3.3.1 Cristalização em equilíbrio (CE)

Durante a cristalização em equilíbrio, os cristais reagem continuamente e se reequilibram completamente com o líquido nas mesmas pressões, temperaturas e composições. O processo físico que leva à cristalização de equilíbrio é a condição em que a difusão de estado sólido no cristal é mais rápida do que a escala de tempo de cristalização, de modo que, todo o cristal se equilibre com a nova composição de fusão em cada etapa de tempo (Shaw, 2006).

A composição de elementos traço da cristalização em equilíbrio C_l^{CE} é calculada usando a seguinte equação:

$$C_l^{CE} = \frac{C_0}{F + D(1 - F)}$$

Onde, C_0 = concentração inicial de elementos de traço do magma parental; F = fração de líquido residual e D = coeficiente de distribuição.

3.3.2 Cristalização fracionada (CF)

O processo de cristalização fracionada ocorre se os cristais formados no fundido não reagem com o líquido que circunda, ou seja, quando os cristais formados são separados da câmara magmática sem reagir com o magma. Os cristais podem ser separados fisicamente da câmara magmática, por exemplo, através de segregação gravitacional ou sedimentação de cristais, ou também por meio de difusão, se a taxa de cristalização for lenta no sólido de forma que o reequilíbrio fica impedido.

A composição de elementos traço da cristalização fracionada C_l^{CF} é calculada com a fórmula:

$$C_l^{CF} = C_0 F^{D-1}$$

3.3.3 Cristalização fracionada imperfeita (CFI)

A presença de cristais suspensos na câmara magmática exerce uma forte influência nas mudanças de composição dos elementos compatíveis no líquido (Nishimura, 2009). Conseqüentemente, a modelagem da cristalização fracionada imperfeita foi desenvolvida assumindo o equilíbrio ideal entre a fração dos cristais suspensos δ (%) e o líquido (Nishimura, 2009).

A composição dos elementos traço da cristalização fracionada imperfeita C_l^{CFI} é calculada usando:

$$C_l^{CFI} = C_0 F^{\left(\frac{D}{1-\delta+\delta D}\right)-1}$$

No entanto, algumas rochas, como por exemplo, rochas vulcânicas, em geral, contêm fenocristais zonados que refletem a ausência deste equilíbrio no estado sólido. Então, Nishimura (2009) desenvolveu o modelo de cristalização zonada + cristalização fracionada imperfeita (CZ+CFI). A composição de elementos traço para esta situação é dada por:

$$c_l^{ZC+CFI} = C_0 \left(F^{\frac{1-\delta}{\delta}} + \frac{(1-\delta)^D}{1-\delta D} \left(F^{D-1} - F^{\frac{1-\delta}{\delta}} \right) \right)$$

Onde, $\delta D \neq 1$, δD é a multiplicação algébrica de δ e D e $\delta \neq 0$ no caso de $\delta D = 1$.

3.3.4 Cristalização *in situ* ($C^{in situ}$)

A cristalização *in situ* ocorre nas paredes da câmara magmática. Este modelo de cristalização foi desenvolvido para contemplar a situação, na qual os cristais fracionados não são separados gravitacionalmente do líquido. Na cristalização *in situ* em uma câmara magmática, a zona de transição entre *solidus* e *liquidus* pode ocasionar uma evolução química do magma que difere significativamente daquele produzido pela cristalização (em equilíbrio, fracionada ou fracionada imperfeita) em câmaras magmáticas fechadas ou periodicamente reabastecidas (Langmuir, 1989).

A composição de elementos traço da cristalização *in situ* $C_l^{in situ}$ é expressa por:

$$C_l^{in situ} = C_0 \frac{f(D-1)}{D(1-f) + f}$$

Onde, f é a fração da fusão que retorna para a câmara magmática para fora da zona de cristalização.

3.4 Assimilação

A assimilação é uma diferenciação de sistema aberto na câmara magmática. A ideia é que enquanto o magma ascende de níveis crustais mais profundos para níveis mais rasos, pode alterar a sua composição “dissolvendo” as rochas da parede encaixante (Fig. 6).

Diferentes mecanismos de assimilação podem ser identificados (Gündüz & Asan, 2021): Assimilação e Cristalização Fracionada (AFC); Cristalização Fracionada Desacoplada (AFCD) e Assimilação e Cristalização Fracionada Imperfeita (AFCI).

3.4.1 Assimilação e Cristalização Fracionada (AFC)

Durante a diferenciação, os magmas em cristalização podem assimilar as rochas do seu entorno. Este processo é chamado de assimilação e cristalização fracionada (AFC, DePaolo, 1981). A composição de elementos traço da assimilação e cristalização fracionada (AFC) é calculada usando a equação:

$$C_l^{AFC} = C_0(F^{-z} + \left(\frac{r}{r+D-1}\right)\frac{C_a}{C_0}(1-F^{-z}))$$

Onde, $r = m_a/m_c$ e $z = r + D - 1/r - 1$; C_a é a concentração do elemento no material assimilado, r é a razão entre o material assimilado (m_a) e o material cristalizado (m_c).

3.4.2 Assimilação e Cristalização Fracionada Desacoplada (AFCD)

O processo de Assimilação e Cristalização Fracionada desacoplada tem como premissa que a assimilação e cristalização fracionada não estão totalmente relacionadas em um sistema magmático (Cribb & Barton, 1996). A hipótese é que a massa assimilada pode ser separada da massa cristalizada, e então evoluir independentemente da outra. Assim a equação é dada por:

$$C_l^{AFCD} = \frac{(C_a r M_c) + C_f(1 - M_c)}{F}$$

Com, $F > r$; $M_c = 1 - (F - r)/(1 - r)$ e $C_f = C_0 F^{D-1}$.

Onde, M_c é a massa de sólido removida e C_f é o resultado da cristalização fracionada.

3.4.3 Assimilação e Cristalização Fracionada Imperfeita (AFCI)

Os modelos geoquímicos convencionais de assimilação e cristalização fracionada assumem que os cristais são removidos instantaneamente do magma à medida que são produzidos (Nishimura, 2012). Porém, o modelo de assimilação e cristalização fracionada imperfeita, baseada em cálculos de balanço de massa, considera os efeitos dos cristais suspensos afetando a composição na câmara magmática, sem remoção instantânea Nishimura (2013).

O modelo AFCI conceitua dois casos de membro final, sendo diferente do modelo AFC convencional de DePaolo (1981), em que o caminho da evolução do líquido é usado para reproduzir tendências químicas de rocha total. O primeiro membro final leva em consideração a assimilação e cristalização em equilíbrio perfeito (por exemplo, produzindo cristais homogêneos) e fracionamento parcial (Fig. 7A). O segundo supõe a assimilação e cristalização fracionada com zonação (por exemplo, cristalização fracionada por reação química incompleta, produzindo cristais zonados), e fracionamento parcial (Fig. 7B). O modelo AFCI testa a evolução química dos cristais e do magma para sistemas homogêneos e cristais com zonação.

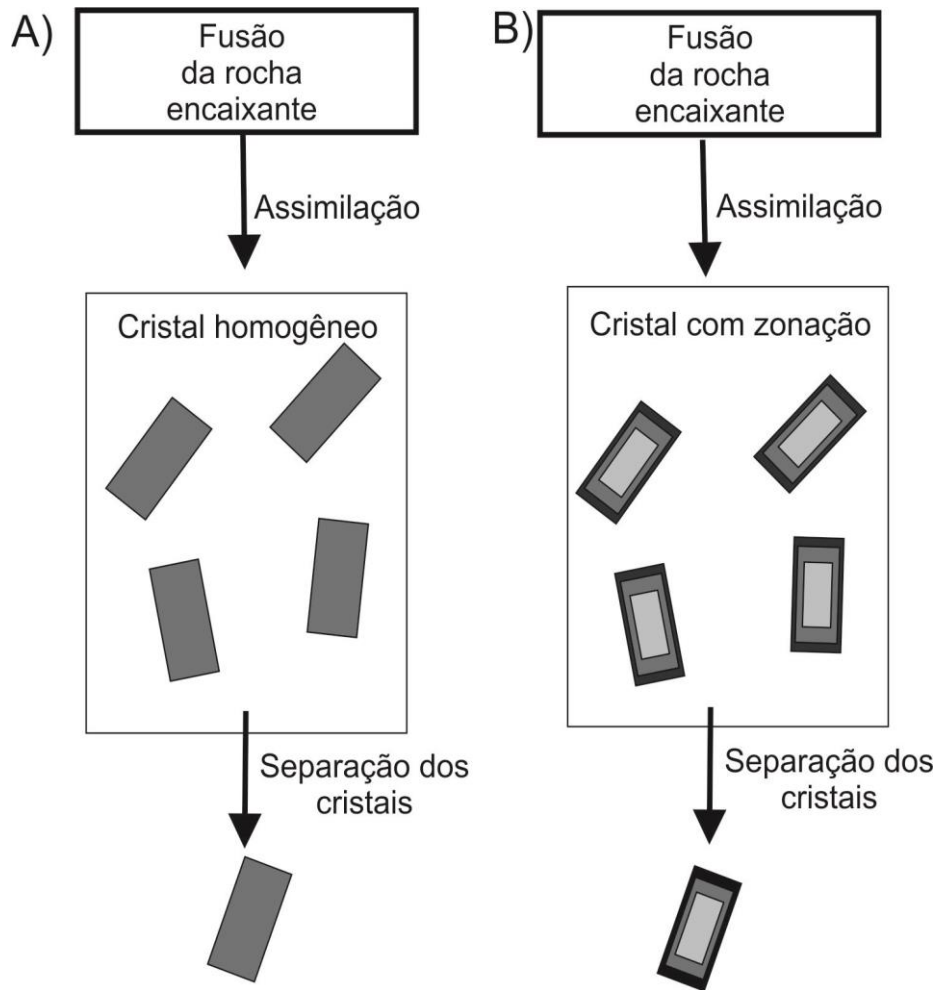


Figura 7. Ilustrações esquemáticas do modelo AFCI proposto por Nishimura (2013). A) Assimilação combinada, cristalização em equilíbrio perfeito e fracionamento parcial. Os cristais suspensos e o líquido permanecem em equilíbrio químico perfeito entre si. B) Assimilação combinada com cristalização em equilíbrio superficial e fracionamento parcial. O zoneamento químico é produzido pela cristalização em equilíbrio na superfície dos cristais suspensos, mas não há restrição de até que ponto o cristal tem zonação neste modelo. Certa quantidade de cristais é suspensa por um período que é suficiente para permitir o reequilíbrio com o líquido circundante no modelo A, mas não no modelo B (modificado de Zou, 2007).

No caso de cristais homogêneos e $r_a \neq 1$, as composições de elementos traço C_m^{AFCI} AFCI são calculadas usando:

$$C_m^{AFCI} = \frac{r_a}{r_a - 1} \frac{C_a}{i} (1 - F^{-i}) + C_m^0 F^{-i}$$

$$C_l^{AFCI} = \frac{C_m^{AFCI}}{1 - \delta + \delta D}$$

$$C_x^{AFCI} = D C_l^{AFCI}$$

Onde, C_m^0 = concentração inicial do elemento no magma; e C_x^{AFCI} , C_l^{AFCI} e C_m^{AFCI} = concentrações de um elemento nos cristais suspensos, no líquido e no magma, respectivamente.

No caso de cristal zonado $r_a \neq 1$, as composições do elemento de traço C^{AFCI} no processo de AFCI são calculados usando:

$$C_l^{AFCI} = a + (C_l^0 - a) F^{-b}$$

$$C_x^{AFCI} = aD - cD \frac{(C_l^0 - a)}{b-c} F^{-b} + (C_x^0 - aD + \frac{cD(C_l^0 - a)}{b-c}) F^{-c}$$

$$C_m^{AFCI} = (1 - \delta) C_l^{AFCI} + \delta C_x^{AFCI}$$

$$C_l^0 = C_m^0 (1 - \delta)^{D-1}$$

$$C_x^0 = C_m^0 \frac{1 - (1 - \delta)^D}{\delta}$$

Onde, C_x^0 = concentração inicial do elemento no cristal suspenso; C_l^0 = concentração inicial do elemento no líquido.

a , b e c são:

$$a = \frac{r_a C_a}{(\delta r_a + 1 - \delta) D + (1 - \delta)(r_a - 1)}$$

$$b = \frac{(\delta r_a + 1 - \delta) D}{(1 - \delta)(r_a - 1)} + 1$$

$$c = \frac{\delta r_a + 1 - \delta}{\delta(r_a - 1)}$$

Com, r_a = razão da taxa de assimilação com a taxa de fracionamento de cristal, δ = fração de peso de cristais suspensos e D = coeficiente de distribuição para o elemento em massa cristal/líquido.

3.5 Fusão

O mecanismo de fusão ocorre quando há o aumento de temperatura, pressão ou adição de água no sistema, diminuindo o ponto de fusão dos minerais e desestabilizando as fases minerais. Isto comumente inicia nas bordas e/ou junções triplas de grãos, onde os minerais reativos estão em contato, ou muito próximos.

Este primeiro momento da fusão forma pequenos *pockets* isolados. Se mais calor for adicionado, o grau de fusão parcial aumenta e o volume da fração sólida diminui. Assim a fusão evolui e, eventualmente, coalescem para formar uma rede de fusão interconectada (Sawyer, 1999).

A fusão pode ser modelada pela abordagem geoquímica direta ou inversa. A modelagem direta consiste em arbitrar diferentes valores para as condições iniciais e finais, já a modelagem inversa, em geral, determina as condições iniciais de um processo a partir de suas características finais. O objetivo da modelagem geoquímica inversa é abordar a geoquímica da rocha geradora antes da fusão parcial, selecionando amostras adequadas (Zou & Zindler, 1996; Zou, 2007).

Modelos geoquímicos inversos são úteis para investigar a abundância de elementos em rochas bem preservadas, que sofreram pouca ação intempérica, porque as investigações geoquímicas geralmente são baseadas na abundância de elementos e composições de isótopos (Zou, 2007). No entanto, os resultados dos modelos geoquímicos inversos não podem ser usados para criar modelos geoquímicos diretos (por exemplo, cristalização, assimilação e mistura) porque são modelos altamente complexos e contêm mais parâmetros do que os modelos geoquímicos inversos. De acordo com Vieira Jr. (1990), os métodos inversos são usados em outras áreas do conhecimento, e possuem como objetivo básico determinar as condições iniciais de um dado processo somente a partir de suas características finais.

Existem três tipos de modelagens diferentes de fusão direta e dois de fusão inversa, sendo que todas têm como base o equilíbrio geoquímico entre a fonte sólida e a fusão (Zou, 2007). Modelos de fusão direta podem ser classificados como modelo de fusão em lotes direta (*batch melting*), fusão parcial direta (Schilling & Winchester, 1967; Gast, 1968; Shaw, 1970) e fusão dinâmica direta (Langmuir *et al.*, 1977; McKenzie, 1985; Zou, 1998; 2000; Zou & Reid, 2001). Já os dois tipos diferentes de modelagem inversas tratadas por Gündüz & Asan (2021), são: fusão em lote (*batch melting*) inversa e fusão dinâmica inversa.

Entre os modelos gerais, o modelo de fusão em lote (*batch*) assume que a fusão permanece em equilíbrio com sólido ao longo do evento de fusão, enquanto o modelo de fusão fracionada assume que (1) a fusão é removida da fonte inicial à medida que é formada, (2) apenas a última fração de fusão está em equilíbrio com resíduo e (3) não há fusão residual. A fusão dinâmica envolve a retenção de uma

fração crítica da fusão no resíduo. Durante a fusão dinâmica, quando a fração da massa fundida no resíduo é menor que o valor crítico para a separação por fusão ou a porosidade da massa crítica do resíduo, (4) não há extração por fusão (como na fusão em lote), quando a fração de fusão no resíduo é maior do que qualquer excesso infinitesimal, o fundido será extraído da matriz.

Ainda os modelos de fusão parcial direta podem ser divididos em dois subtipos: "modal" (tipo de fusão não comum) e "não modal" (tipo comum de fusão). No caso de fusão modal, quando qualquer rocha geradora sólida sofre fusão parcial, os minerais em fusão são proporcionais à composição mineralógica modal primária. Mas, as proporções minerais no *melt* são diferentes da fonte em modelos de fusão não modais (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

3.5.1 Fusão em lotes direta (*batch melting*)

Na fusão em *batch melting* o material fundido mantém o equilíbrio químico com o sólido e permanece com o sólido até o processo de extração final (Zou, 2007). Esse tipo de fusão parcial é mais eficaz em rochas da crosta terrestre, onde fusões félsicas, mais viscosas são produzidas (Rollinson, 1993). A fusão modal em lote pode ser modelada como instantânea C_l^{BM} e acumulada C_L^{BM} , usando:

$$C_l^{BM} = C_L^{BM} = \frac{C_0}{F + D(1 - F)} = \frac{C_0}{D + F(1 - D)}$$

A *batch melting* não modal pode ser modelada como C_l^{BM} instantânea e/ou acumulada C_L^{BM} usando:

$$C_l^{BM} = C_L^{BM} = \frac{C_0}{D + F(1 - P)}$$

O *batch* modal de fusão de sólido residual C_S^{BM} e residual total C_R^{BM} pode ser modelado por:

$$C_S^{BM} = C_R^{BM} = \frac{DC_0}{D + F(1 - D)}$$

O *batch* não modal de fusão sólida residual C_S^{BM} e residual total C_R^{BM} pode ser modelado usando:

$$C_S^{BM} = C_R^{BM} = \frac{D - FP}{1 - F} \frac{C_0}{D + F(1 - P)}$$

Onde, C_0 = concentração do elemento traço na rocha geradora (composição inicial); F = fração (%) do líquido produzido durante a fusão e P = coeficiente de partição em massa dos minerais que entram na fusão não modal.

3.5.2 Fusão parcial direta

O processo de fusão parcial direta ocorre quando a fusão é extraída assim que é gerada, e apenas a última fração de material fundido está em equilíbrio com o sólido durante o processo (Wilson, 1989; Zou, 2007). A fusão parcial modal pode ser modelada como C_I^{FM} instantânea e acumulada C_L^{FM} , usando:

$$C_I^{FM} = \frac{C_0}{D} (1 - F)^{\frac{1}{D}-1}$$

$$C_L^{FM} = \frac{C_0}{F} \left[1 - (1 - F)^{\frac{1}{D}} \right]$$

A fusão parcial não modal pode ser modelada como instantânea C_I^{FM} ou acumulada C_L^{FM} e usando:

$$C_I^{FM} = \frac{C_0}{D} \left(1 - \frac{FP}{D} \right)^{\frac{1}{P}-1}$$

$$C_L^{FM} = \frac{C_0}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{FP}{D} \right)^{\frac{1}{P}} \right]$$

A fusão parcial modal residual sólida C_S^{FM} e residual total C_R^{FM} podem ser modeladas usando:

$$C_S^{FM} = C_R^{FM} = C_0 (1 - F)^{\frac{1}{D}-1}$$

A fusão parcial não modal residual sólida C_S^{FM} e residual total C_R^{FM} podem ser modeladas usando:

$$C_S^{FM} = C_R^{FM} = \frac{C_0}{1 - F} \left(1 - \frac{FP}{D} \right)^{\frac{1}{P}}$$

3.5.2 Fusão dinâmica direta

No modelo de fusão dinâmica, o material fundido extraído está em equilíbrio com a fonte sólida até o valor crítico. O valor crítico é o valor no qual há fusão e os deslocamentos atômicos médios da vibração atômica no cristal aquecido atingem o valor de energia máxima nas ligações atômicas. Em particular, o valor crítico é considerado um valor universal para cristais com a mesma estrutura atômica (Fan et

al., 2020). Quando o grau de fusão parcial é maior do que o valor crítico, qualquer fusão adicional é extraída (Shaw, 2000; Zou, 2007). A fusão dinâmica modal pode ser modelada como instantânea e acumulada (C_I^{DM} e C_L^{DM}), usando a fórmula a seguir:

$$C_I^{DM} = \frac{C_0}{\phi_m + (1 - \phi_m)D} (1 - X)^{\frac{1}{\phi_m + (1 - \phi_m)D} - 1}$$

$$C_L^{DM} = \frac{C_0}{X} (1 - (1 - X)^{\frac{1}{\phi_m + (1 - \phi_m)D}})$$

A porosidade da massa (ϕ_m) e a porcentagem da fração de fusão (X) a ser contida (ou seja, fusão aprisionada) na rocha residual são calculadas, a fim de criar um modelo de fusão dinâmica. A fusão do manto frequentemente está relacionada com a porosidade que controla a velocidade da fusão em relação ao sólido. A taxa de fusão e o volume de porosidade são constantes finitas na fusão dinâmica (McKenzie, 1984; Sims *et al.*, 1999).

$$\phi_m = \frac{\rho_f \phi_v}{\rho_f \phi_v + \rho_s (1 - \phi_v)}$$

$$X = \frac{F - \phi_m}{1 - \phi_m}$$

Onde, ϕ_v é a porosidade do volume, ρ_v é a densidade do fundido e ρ_s é a densidade do sólido. A fusão dinâmica não modal pode ser modelada como C_I^{DM} instantânea e acumulada C_L^{DM} , pode ser usado:

$$C_I^{DM} = \frac{C_0}{D + \phi_m(1 - P)} \left(1 - \frac{X(P + \phi_m(1 - P))}{D + \phi_m(1 - P)}\right)^{\frac{1}{\phi_m + (1 - \phi_m)P} - 1}$$

$$C_L^{DM} = \frac{C_0}{X} \left(1 - \left(1 - \frac{X(P + \phi_m(1 - P))}{D + \phi_m(1 - P)}\right)^{\frac{1}{\phi_m + (1 - \phi_m)P} - 1}\right)$$

A fusão dinâmica modal residual sólida C_S^{DM} e residual total C_R^{DM} podem ser modeladas usando:

$$C_S^{DM} = DC_I^{DM}$$

$$C_R^{DM} = \phi_m C_I^{DM} + (1 - \phi_m) C_S^{DM}$$

A fusão dinâmica não modal C_S^{DM} no sólido residual e no residual total C_R^{DM} pode ser modelada usando:

$$C_S^{DM} = \frac{D - P(X + \phi_m(1 - X))}{(1 - X)(1 - \phi_m)} C_I^{DM}$$

$$C_R^{DM} = (1 - \phi_m)C_S^{DM} + \phi_m C_I^{DM}$$

3.5.3 Fusão em lote (batch melting) inversa

Na fusão em lote inversa, as concentrações de elementos no fundido (C_A e C_B) são calculadas para o elemento A altamente incompatível e o elemento B menos incompatível, usando:

$$C_A = \frac{C_A^0}{D_A + F(1 - P_A)}$$

$$C_B = \frac{C_B^0}{D_B + F(1 - P_B)}$$

F_1 e F_2 são frações de fusão e razão de enriquecimento de F baixo/F alto para elementos altamente incompatíveis (Q_A) e elementos menos incompatíveis (Q_B) são calculados usando:

$$Q_A = \frac{C_A^1}{C_A^2} = \frac{D_A + F_2(1 - P_A)}{D_A + F_1(1 - P_A)}$$

$$Q_B = \frac{C_B^1}{C_B^2} = \frac{D_B + F_2(1 - P_B)}{D_B + F_1(1 - P_B)}$$

Os valores F_1 e F_2 podem ser resolvidos a partir do sistema das equações baseado na aproximação de Maaløue (1994). Porém, Zou & Zindler (1996) argumentaram que esta aproximação é específica, e eles propuseram outras formulações para F_1 e F_2 . Estas equações são calculadas para a fusão em lote ou *batch melting* como:

$$F_1 = \frac{D_A(1 - P_B)(1 - Q_A) - D_B(1 - P_A)(1 - Q_B)}{(Q_A - Q_B)(1 - P_A)(1 - P_B)}$$

$$F_2 = \frac{Q_B(D_B + F_1(1 - P_A)) - D_B}{(1 - P_B)}$$

3.5.4 Fusão dinâmica inversa

O modelo de fusão dinâmica assume que, quando o grau de fusão parcial é menor que a porosidade da massa crítica, não há extração de fusão, e quando o

grau de fusão parcial é maior do que a porosidade da massa crítica, qualquer excesso de fusão infinitesimal é extraído do resíduo (Zou, 1998). Após o início da extração do fundido, existem três subsistemas em um sistema aberto: o sólido residual submetido à fusão, a fusão intersticial que permanece em equilíbrio com o sólido residual e a fusão extraída, que é formada a partir de extração contínua da fusão residual e isolada do sólido residual (Fig. 8).

As taxas de enriquecimento de F baixo/F alto para elementos altamente incompatíveis (Q_A) e elementos menos incompatíveis (Q_B) são calculados usando as seguintes equações (Zou & Zindler, 1996):

$$Q_A = \frac{C_A^1}{C_A^2} = \frac{X_2}{X_1} \frac{1 - (1 - X_1)^{\frac{1}{(\phi_m + (1 - \phi_m)D_A)}}}{1 - (1 - X_2)^{\frac{1}{(\phi_m + (1 - \phi_m)D_A)}}$$

$$Q_B = \frac{C_B^1}{C_B^2} = \frac{X_2}{X_1} \frac{1 - (1 - X_1)^{\frac{1}{(\phi_m + (1 - \phi_m)D_B)}}}{1 - (1 - X_2)^{\frac{1}{(\phi_m + (1 - \phi_m)D_B)}}$$

Para a equação, ambos os elementos altamente incompatíveis e menos incompatíveis devem ser selecionados porque esses elementos têm diferentes taxas de enriquecimento (Q) em magmas gerados por diferentes graus de fusão. Sendo que é importante ressaltar, que Q_A e Q_B são independentes da concentração da fonte (Q_0). As fórmulas formam séries de equações não lineares com duas incógnitas como X_1 e X_2 . Isso pode ser resolvido por um sistema de equações não lineares de Newton-Raphson. F_1 e F_2 podem ser calculados a partir do método de concentração para *batch melting* inversa, sendo usado também como uma boa estimativa inicial para a solução do sistema de equações no modelo de fusão dinâmica inversa (Zou, 2007). Depois de obter X_1 e X_2 , o grau de fusão parcial (F) pode ser calculado usando:

$$F = \phi_m + (1 - \phi_m)X$$

No modelo de fusão dinâmica inversa, a concentração da fonte pode ser calculada usando:

$$C_A^0 = \frac{C_A X}{1 - (1 - X)^{\frac{1}{(\phi_m + (1 - \phi_m)D_A)}}$$

$$C_B^0 = \frac{C_B X}{1 - (1 - X)^{\frac{1}{(\phi_m + (1 - \phi_m) D_B)}}}$$

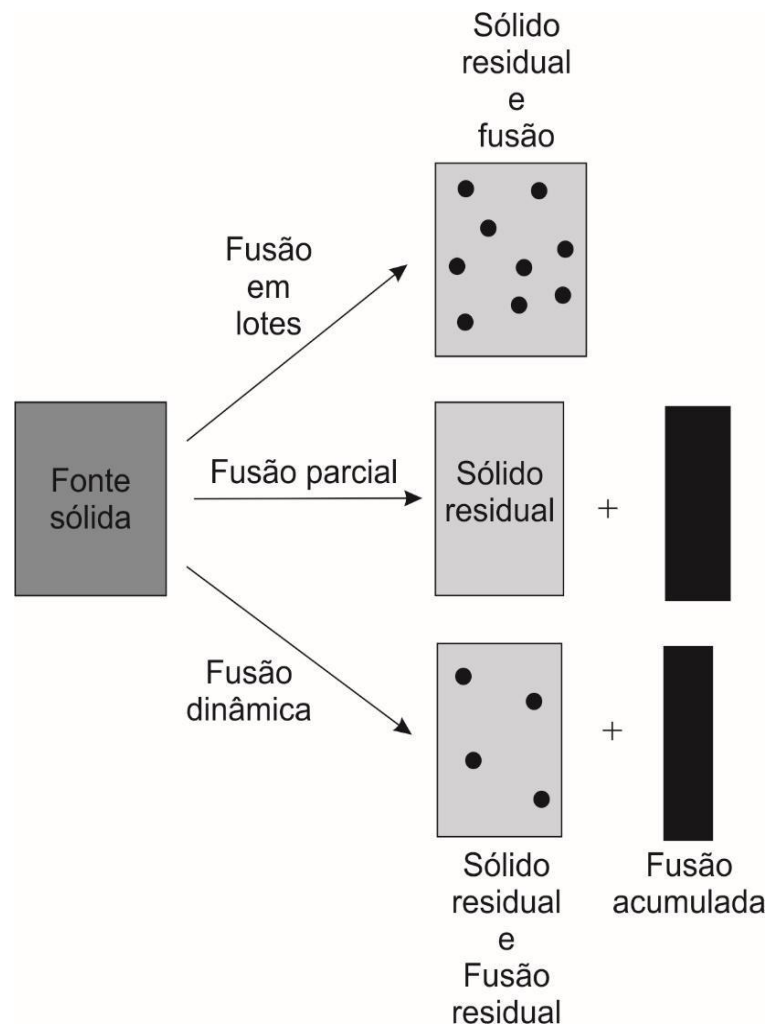


Figura 8. Diagrama mostrando modelos de fusão em lotes (*batch melting*), parcial e dinâmica (modificado de Zou, 2007; Gündüz & Asan, 2021).

3.6 Programas de modelagem geoquímica de processos

Para a efetivação de modelos geoquímicos são utilizados alguns parâmetros, algumas vezes medidos em ensaios laboratoriais e outras vezes obtidos através de bancos de dados de trabalhos em condições similares. Alguns bancos de dados são utilizados para a parametrização e ajuste de condições de modelagem, contemplando dados de K_d em minerais e de D em rochas, por exemplo. Muitos dos programas utilizados para modelagem realizada, a partir de dados geoquímicos, precisam de dados de *input* que podem ser obtidos por inúmeros estudos do mundo

inteiro acessando os sites abaixo. Alguns dos conjuntos de dados suplementares ou bancos de dados utilizados e disponíveis na *web* são: *EarthChem* (www.earthchem.org); *GeoRoc* (georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc); *EarthRef* (www.earthref.org).

Diversas planilhas desenvolvidas para modelagem geoquímica de processos magmáticos de rochas ígneas estão acessíveis na *internet*. As ferramentas geoquímicas dedicadas, principalmente projetadas para *Microsoft Excel* são bastante escassas (Sidder, 1994; Su *et al.*, 2003; Zhou & Li, 2006; Wang *et al.*, 2008), porém algumas ferramentas sofisticadas para modelagem petrogenética também estão disponíveis (e.g. Ersoy, 2013; Keskin, 2013). No entanto, em geral, as planilhas possuem baixa eficiência para tarefas repetidas, bem como limitação dos dados de entrada para cálculos complexos. As saídas gráficas, em geral, têm baixa resolução e requerem alguns ajustes para publicação. Por esse motivo, as planilhas não são muito adequadas para cálculos geoquímicos, de acordo com Janoušek *et al.* (2016). Contudo, elas são facilmente disponibilizadas e evitam custos adicionais aos usuários. Dentre as diferentes abordagens de modelagem em computadores, os programas de planilhas têm algumas vantagens, pois são mais intuitivos e rápidos de usar durante conversões, armazenamento e avaliação de dados.

Nas últimas décadas vários programas utilizando planilhas ou desenvolvidos em *softwares* com linguagem própria foram elaborados. Os principais programas para modelagem geoquímica utilizados nas últimas décadas são: O *MELTS* (Ghiorso & Sack, 1995; Asimow & Ghiorso, 1998) e *PELE*, uma versão do programa de *software MELTS* para *PC* (Boudreau, 1999), *FC-Modeler* (Keskin, 2002), *PetroPlot* (Su *et al.*, 2003), *GCDkit* (Janoušek *et al.*, 2006, 2016), *GeoKit* (Lu, 2004), *PetroGraph* (Petrelli *et al.*, 2005), *Petrograph 2 beta software* (Petrelli *et al.*, 2005), *GeoPlot* (Zhou & Li, 2006), *GCDPlot* (Wang *et al.*, 2008), *FC-AFC-FCA e mixing modeler* (Ersoy & Helvacı, 2010), *Petrolog* (Danyushevsky & Plechov, 2011), *PETROMODELER* (Ersoy, 2013), *AFC-Modeler* (Keskin, 2013), *GeoPyTool* (Yu *et al.*, 2019) e o *PetroGram* (Gündüz & Asan, 2021).

3.6.1 *Pele* (Boudreau, 1999)

O *PELE* é uma versão do programa de *software MELTS* para *PC*. O programa *MELTS* (Ghiorso & Sack, 1995), por sua vez, é um *software* que permite a avaliação da cristalização de líquidos de silicato em restrições termodinâmicas. Contudo, o

programa normalmente tem mais recursos do que é necessário para modelagem de computador, e é atualmente disponível apenas em uma versão baseada na *web JAVA®*. O *PELE* foi desenvolvido usando descrições publicadas do banco de dados e algoritmos numéricos usados no *MELTS*. Essa versão modificada do núcleo do banco de dados e mecanismo de cálculo foi escrita para a plataforma de computadores. Observações de modelos numéricos do comportamento de cristalização, compressão e compactação de intrusões em camadas levaram a necessidade de incorporar desempenhos mais realistas na modelagem de cristalização dos silicatos. Uma das vantagens do *PELE* é que os resultados dos cálculos de saída são enviados para um arquivo de texto que pode ser aberto e visualizado no *PELE* ou em qualquer computador editor de texto. Além disso, os resultados podem ser apresentados em um gráfico AFM, um gráfico de temperatura utilizando percentual de peso da fase mineral e um diagrama *spider* (para elementos traço). Esses gráficos podem ser selecionados e visualizados em janelas separadas, enquanto o cálculo está sendo executado. Os parâmetros para o cálculo inicial também são salvos em um arquivo que é automaticamente carregado ao iniciar o programa. Comparando o *PELE* e o *MELTS*, embora *PELE* use apenas modelos de solução sólida ideal simples, as proporções de fase são semelhantes às aquelas obtidas pelo *MELTS*. No entanto, o *PELE* tende a prever saturação mineral a temperaturas ligeiramente mais baixas do que *MELTS*. Porém, a maior vantagem de ambos é a disponibilidade do código fonte.

3.6.2 *GCDkit* (Janoušek et al., 2006; 2016)

O *Geochemical Data Toolkit* (*GCDkit*) é um *software* do pacote *Windows* para interpretação e apresentação gráfica de dados geoquímicos de rochas ígneas (Janoušek et al., 2016). Esse programa fornece uma interface gráfica para o usuário de funções relevantes construídas em linguagem R, e também apresenta ferramentas geoquímicas especializadas, incluindo cálculos, índices geoquímicos simples, normas, interpretação dos dados isotópicos (Sr–Nd) e gráficos (por exemplo, gráficos binários e ternários, diagrama *spider*, bem como modelos para classificação e diagramas geotectônicos).

O programa é projetado para quem não tem habilidade de programação, permitindo a possibilidade de digitar em comandos *R/GCDkit*. Este programa é dedicado à modelagem dos principais processos em petrogênese ígnea usando

vários tipos de dados geoquímicos. Estes incluem elementos principais (tratados pelo conceito de balanço de massa), elementos traço (modelagem com base em constante de partição ou saturação de sólido/líquido) e assimilação (por informações diretas ou indiretas sobre a fonte). Os princípios e técnicas numéricas inversas ou reversas podem ser utilizados como subsequentes ferramentas matemáticas.

3.6.3 *PetroGraph* (Petrelli *et al.*, 2005)

O *PetroGraph* é um *software* desenvolvido para visualizar, elaborar e modelar dados geoquímicos para fins de petrologia ígnea. Este programa é capaz de traçar dados em vários diagramas, incluindo classificações petrotectônicas.

O programa pode lidar com grandes conjuntos de dados geoquímicos em um único programa, sem a necessidade de passar de um *software* para outro, como geralmente acontece no tratamento de dados petrológicos. Junto com essas funções básicas, o *PetroGraph* contém uma ampla escolha das possibilidades de modelagem, desde cálculos de balanço de massa do elemento principal até os modelos comuns de fusão parcial e evolução de magma com base em elementos traço e dados isotópicos. Resultados e gráficos podem ser exportados como figuras vetoriais em formato de qualidade de publicação ou podem ser copiados e colados nos programas gráficos comuns para modificações posteriores. Todas essas características tornam o *PetroGraph* um dos *softwares* mais completos disponíveis para pesquisa em petrologia ígnea. O programa funciona sob a plataforma *Windows 98/2000/XP*® como suporte aplicativo. O código-fonte é escrito em *MS Visual Basic 6.0*® e é distribuído junto com o programa. O programa é de código aberto e todos os usuários podem contribuir para o desenvolvimento do programa, propondo melhorias ou desenvolvendo novos códigos.

3.6.4 *Petromodeler* (*Petrologic Modeler* - Ersoy, 2013)

Este programa foi desenvolvido em formato de planilha do *Microsoft® Excel*® que numericamente e graficamente modela processos magmáticos, incluindo fusão, cristalização, assimilação e mistura usando elementos traço e razões isotópicas.

Os modelos de fusão são: em lotes (*batches*), fusão dinâmica (contínua e fracionada), fusão instantânea e acumulada, sólido residual e resíduo total. Esses modelos também podem ser usados para tratar a fusão modal e não modal. Já os processos de cristalização modelados no programa incluem: cristalização em

equilíbrio perfeito e cristalização fracionada perfeita, cristalização em equilíbrio-cristalização fracionada imperfeita, cristalização com zonação/cristalização fracionada imperfeita, assimilação e cristalização fracionada combinada. A mistura entre duas composições de membros finais também pode ser modelada pelo programa. As principais vantagens do programa são: (1) Os processos de cristalização e mistura podem ser realizados em uma composição de partida que pode ser escolhida; (a) com qualquer resultado do modelo de fusão, ou (b) qualquer composição de amostra inserida nas tabelas de "amostras"; (2) Os resultados de qualquer modelo podem ser exportados como um arquivo gráfico (*GIF*) e como tabelas; (3) Alterações em quaisquer parâmetros são atualizados simultaneamente em todos os diagramas e tabelas. O *PETROMODELER* também calcula outros parâmetros úteis, como mineralogia normativa, Mg#, Eu / Eu*, ϵ^{Sr} e ϵ^{Nd} de uma determinada amostra. Alguns diagramas de classificação para rochas vulcânicas também estão incluídos no programa. A conversão de abundâncias de elementos com base em % em peso e *ppm* também pode ser realizada. Em contrapartida este programa não executa os modelos inversos, nos quais não se têm ou não se pode estimar a composição inicial, não retendo os dados de entrada.

3.6.5 *PetroGram* (Gündüz & Asan, 2021)

De acordo com a abordagem de Gündüz & Asan (2021), o *PetroGram* é um programa de petrologia magmática baseado em *Excel*® que gera modelos numéricos e gráficos. Este programa pode modelar os processos magmáticos, como fusão, cristalização, assimilação e mistura de magma com base no elemento traço e dados isotópicos. As planilhas produzem modelos geoquímicos inversos e diretos para processos de fusão (por exemplo, nos modelos diretos em *batch melting*, fusão fracionada e dinâmica e modelo inverso para *batch melting* e fusão dinâmica). Esta representa o avanço da modelagem de processos em relação aos demais programas de modelagem anteriormente mencionados. Nele, os dados de elementos principais exibidos em óxidos em análises de rocha total, elementos traço e isótopos são utilizados. Este programa também é capaz de realizar os diagramas clássicos para classificação de rochas magmáticas, configuração tectônica, multielementar (diagramas *spider*), correlações de isótopos (por exemplo, valores *epsilon* (ϵ) e razões iniciais (i) para isótopos de Nd, Hf, Sr e idades modelo de manto empobrecido para isótopos Nd e Hf), além dos cálculos geoquímicos básicos

amplamente utilizados em petrologia ígnea. Além disso, a saída gráfica e numérica produzida a partir do programa pode ser exportada como arquivos e tabelas "gif/jpeg/tiff".

CAPÍTULO 4

Artigo 1

***“Slab failure-related magmatism in the
Pinheiro Machado Complex, southern Dom
Feliciano Belt, Brazil”***

Geological Journal (v. 59, p.1774-1793)

Bastos et al. (2024)

RESEARCH ARTICLE

Slab failure-related magmatism in the Pinheiro Machado Complex, southern Dom Feliciano Belt, Brazil

Vivianne Andrade Bastos¹ | Edinei Koester² | Cristine Lenz³ | Carla Cristine Porcher² | Daniel Triboli Vieira² | Rodrigo Chaves Ramos⁴ | Paula de Oliveira Loureiro¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil

² Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, Aracaju, Brazil

⁴ Secretaria de Meio Ambiente e Preservação Ecológica, Prefeitura Municipal de Sapiranga, Sapiranga, Brazil

Funding information Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Grant/Award Number: 141173/2020-3; Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul

Handling Editor: Y. Jang

In the Dom Feliciano Belt, Brazil, the Pinheiro Machado Complex (PMC) includes diorites, tonalites, granodiorites, syenogranites and granites, whose evolution is related to several magmatic pulses and complex petrogenetic processes. Two magmatic stages were identified (early and late), resulting in different rock subgroups. The geochemical data showed that the early magmatism was chemically affected by partial melting. Geochemical modelling results suggest that fractional crystallization processes with assimilation of around 40% from the crustal basement and the decoupling of assimilated magma are crucial for the PMC rocks' genesis. Geochemical data also show that during the early magmatism, the subsequent process of early diorite anatexis developed by heating and continuous activity of the underlying magma chamber possibly occurred at a melting rate of 5%–10%. The hybrid rocks have contributions from the mixing process related to early terms, showing geochemical correlations in the major element curves, for the early diorite and syenogranitic melt members, at 60%–50% and 50%–40%, respectively. Slab failure tectonic context is related to the multi-intrusive events dynamics recorded in the studied rocks. Recharge and melting events of the recently formed crust due to the constant heating of new pulses of deep slab melting would explain the magmatic interactions observed in the Complex. The results demonstrate that the studied rocks crystallized in an open system, including mixing processes to form hybrid rocks, physical disaggregation and assimilation of early intrusions, truncation, dragging and erosion of early mushes by younger pulses.

KEYWORDS Dom Feliciano Belt, geochemical modelling, magmatic process, Pelotas Terrane, Pinheiro Machado Complex, slab failure, tectonic environment

DOI: 10.1002/gj.4969 - *Geological Journal*. 2024;p.1774-1793. [wileyonlinelibrary.com/journal/gj](https://www.wileyonlinelibrary.com/journal/gj) © 2024 John Wiley & Sons Ltd.

1 | INTRODUCTION

Magmas are usually composed of high-temperature silicate melts with a wide range of compositions due to partial melting of the upper mantle or crust. The melt composition is primarily determined by the mineralogy and chemistry of the source, the melting process type and the partial melting degree (Gill and Fitton, 2022). Additionally, the tectonic setting plays a significant role in the conditions, processes and sources of magma generation (Condie, 2015). To comprehend the magmatic terranes dynamics, their magma diversity and complexity and their tectonic settings, it is necessary to study and improve the analyses and interpretations of the different magmatism types, their sources, as well as their formation and modification processes.

Located in southern Brazil, the Pinheiro Machado Complex (PMC) is an example of magmatism produced through multiple magmatic processes and affected by the local tectonic setting. The petrological and whole-rock geochemical analysis of the PMC rocks at a local scale will be approached in this paper. The Pelotas Terrane, which is a PMC component, is primarily magmatic (Porcher *et al.*, 2021). The PMC comprises plutonic rocks with a wide compositional range along a northeast-southwest trending belt in the southeastern region of the Pelotas Terrane. Bastos *et al.* (2021) investigated the crystallization conditions of the PMC rocks and demonstrated multiple pulse magmatism besides other important mechanisms, which was confirmed by Loureiro *et al.* (2021), who described the studied area as a result of multi-intrusive pulses subdivided into distinct magmatic phases.

The data addressed in this study and geochemical evidence, including modelling PMC magmatic processes in the Monte Bonito region, provide a better understanding of multi-intrusions' interaction within the PMC magmatism and its analogs.

2 | GEOLOGICAL SETTING

The research area is part of the Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1981; Heilbron *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2005), which is an orogenic unit developed during the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle, extending for nearly 3000 km along the Brazilian coast, in an NNE-SSW direction. The province is composed of Neoproterozoic belts, established during the Western Gondwana amalgamation through the convergence of several cratons and microplates (see Hueck *et al.*, 2018;

Oyhantçabal *et al.*, 2018; Passarelli *et al.*, 2018; Rapalini, 2018).

The Dom Feliciano Belt (DFB) is the southern portion of the Mantiqueira Province (Bizzi *et al.*, 2003) and comprises four terranes (Porcher *et al.*, 2021), distinguished by large-scale geophysical discontinuities (Fernandes *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2016; Ramos *et al.*, 2014): São Gabriel, Tijucas, Pelotas and Punta del Este Terrane (Figure 1A). The Nico Pérez Terrane, the Encantadas microcontinent and the Río de la Plata Craton represent the basement.

The studied magmatism is related to the Pelotas Terrane rocks (PT; Figure 1B), which, according to Philipp (1998) and Porcher *et al.* (2021), is mainly composed of Neoproterozoic plutonic rocks, limited by lithospheric strike-slip structures with a predominant NE-SW direction. Plutonism developed mostly during the Ediacaran period and it is interpreted as a continental magmatic arc, including multiple bodies associated with regional shear zones (Bitencourt and Nardi, 2000; Koester *et al.*, 2001; Oriolo *et al.*, 2018; Philipp, 1998; Porcher *et al.*, 2021).

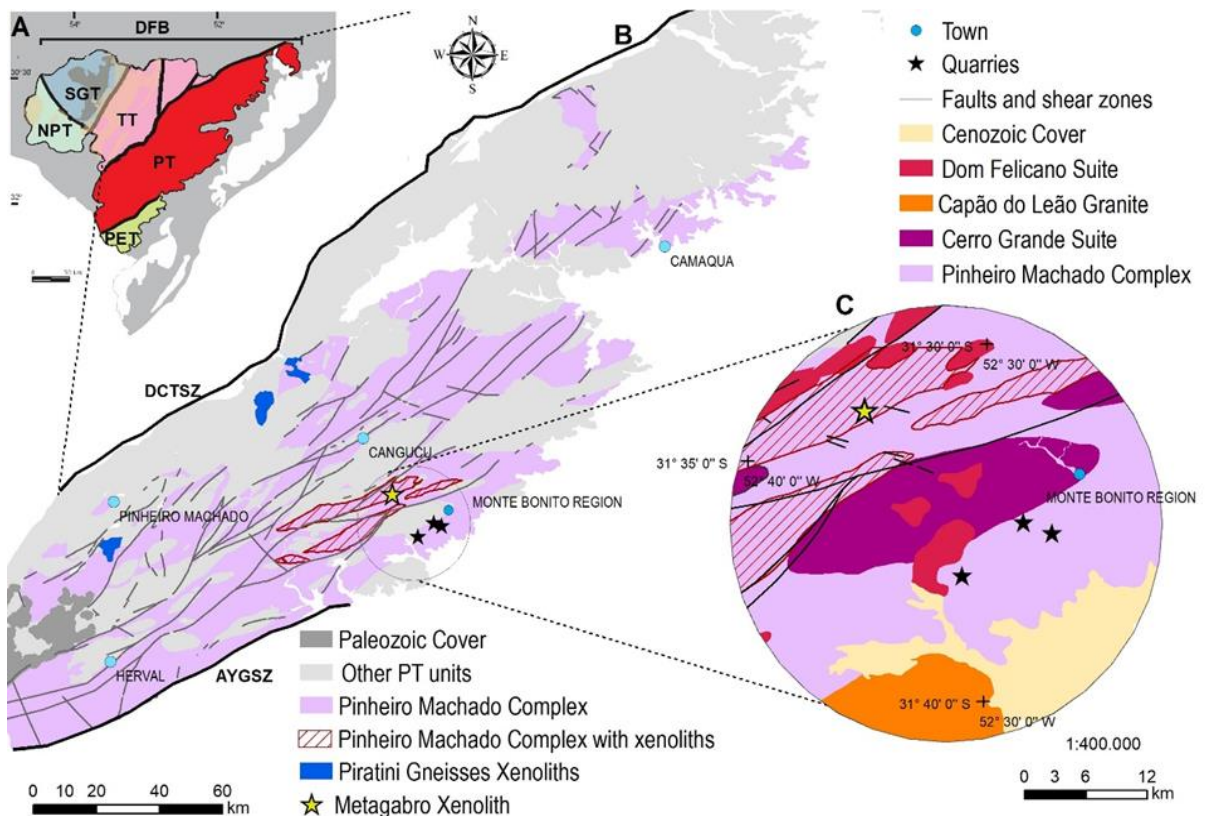


Figure 1. (A) Dom Feliciano Belt, and its main tectonic subdivisions; (B) Pelotas Terrane with Pinheiro Machado Complex highlighted; (C) Geological map detailing the Monte Bonito area (modified Cruz, 2019). AYGSZ, Ayrosa Galvão Shear Zone; DCTSZ, Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone.

The Pinheiro Machado Orogeny performed an essential part in the Pelotas Terrane evolution (Porcher *et al.*, 2021). During this orogeny, lithospheric strike-slip shear zones with a NE-SW orientation were developed simultaneously, forming a continental arc known as the Pinheiro Machado Arc (PMA). The orogeny resulted from the convergence between the Kalahari, Río de la Plata and Congo cratons (Ramos *et al.*, 2018; Vieira *et al.*, 2019). The evolutionary stages of this orogeny, according to Porcher *et al.* (2021), include a pre-collisional stage (633–609 Ma), with a continental arc development and later closure of neighbouring oceanic basins (e.g. the South Adamastor palaeo-ocean). This is followed by a syn-collisional stage (610 Ma), characterized by the NE-SW shear zone reactivation and orogenic metamorphism. Finally, an intense late to post-collisional magmatic stage (610–560 Ma) developed.

The PMC rocks resulting from the continental arc mentioned above were developed over the basement formed by the Piratini Orogeny rocks (Porcher *et al.*, 2021). This younger arc magmatism starts immediately after the continental collision between the São Gabriel and Piratini arcs (~660–640 Ma), generating a subduction direction reversion. Accordingly, the asthenospheric mantle wedge under the Pinheiro Machado arc would be influenced by processes associated with the end of the Piratini Orogeny, such as mantle metasomatism, slab break-off and lithospheric delamination (Porcher *et al.*, 2021), which are, according to Song *et al.* (2015), often associated with continental collisions.

The oldest rocks identified in the PT occur as xenoliths within the PMC rocks, shown in Figure 1B. These xenoliths are represented by the Piratini gneisses (Tonian-Cryogenian age – Tambara *et al.*, 2019), by the remnant of a 2.0 Ga Palaeoproterozoic crust (Koester *et al.*, 2022) (yellow star in Figure 1B, C) and by possible remnants of the South Adamastor palaeo-ocean (Alto Alegre amphibolites – Ramos *et al.*, 2020).

In the PT, the PMC is the only one that exhibits structures attributed to two deformational phases, one tangential and a transcurrent one. The older phase (D1) resulted in low-intensity deformation, characterized by low-angle foliation and banding developed by biotite schlieren, as well as a slight alignment of mafic minerals (Philipp, 1998). The second phase (D2) can be observed in zones of high-intensity deformation, represented by mylonitic bands that partially obliterate the previous structures. Possibly during this phase, dynamic recrystallization features

were generated, such as undulatory extinction of quartz, subgrain formation of feldspars, as well as pressure shadows and recrystallization mantles along grain boundaries (Bastos, 2020; Bastos *et al.*, 2021; Philipp, 1998). The PMC exhibits a range of compositions, from tonalites-granodiorites to monzogranites, subordinate diorites, quartz diorites and syenogranites. Texturally, they are hypidiomorphic, with either inequigranular or equigranular arrangements. Porphyritic textures can be observed locally, and grain size can vary from medium to coarse (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Philipp, 1998).

This magmatism has multiple intrusive phases, leading to complex field relationships involving mixing and hybridizing mafic to intermediate terms and more evolved magmas interacting with the host rocks at different scales. The host rock xenoliths exhibit variable assimilation and hybridization with the surrounding rock. Loureiro (2013) proposed a temporal and stratigraphic hierarchy of the plutonic rocks for the PMC. The older terms are dioritic, followed by biotite granodiorites, biotite granites, and finally, more differentiated magnetite bearing granites. This classification has been updated, dividing the PMC rocks into two magmatic phases: an early stage showing evidence of partial melting and a late phase without clear evidence of melting (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021).

The magmatic rocks petrology of the Monte Bonito region (black stars in Figure 1B, C), referred to as 'comagmatic' by Bastos *et al.* (2021), is the focus of the present study. The Pinheiro Machado Complex is the predominant lithology in the Monte Bonito region. The Cerro Grande and Dom Feliciano Suites (610–560 Ma), the two younger units of the Pelotas Terrane, are of minor occurrence (Figure 1B, C). The Cerro Grande Suite comprises coarse to porphyritic monzogranites, while the Dom Feliciano Suite comprises syenogranites. In the studied area, there is also the Capão do Leão Granite which, based on field relationships, is interpreted as one of the youngest expressions of the Dom Feliciano suite magmatism (Figure 1C; Silva *et al.*, 2021). The entire magmatic sequence is overlain by recent Cenozoic deposits in the eastern part of the PT.

3 | MATERIALS AND METHODS

Extensive sampling was performed in three key areas (quarries) in Monte Bonito, approximately 25 km from Pelotas, RS, Brazil. Forty samples were chosen to produce thin sections and petrographic studies. Twenty-seven representative

samples were selected for wholerock geochemical analyses, which were analysed at the Australian Laboratory Services. Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) was used to determine the major elements, and Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) was used to determine the trace elements and rare earth elements. The analysed samples consisted of three amphibolite xenoliths, 10 samples of diorite-granodiorite, two samples of syenogranitic melt, three samples of granodiorite-tonalite, one sample of late diorite and eight samples of late granites. GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006) and Corel DrawX5 were used to evaluate the obtained data and produce geochemical graphics. Magmatic processes were modelled using the Petrogram software (Gündüz and Asan, 2021).

4 | RESULTS AND INTERPRETATION

4.1 | Fieldwork relationships of the Pinheiro Machado Complex

Magmatic rocks and xenoliths were described in the Monte Bonito area, and the magmatic rocks are divided into subgroups based on lithotypes. The following topics describe the divisions according to the chronostratigraphic order observed through field relationships.

4.1.1 | Xenoliths (Xn)

The amphibolites are present as xenoliths within the PMC rocks. They are equigranular, fine-grained and show nematoblastic texture. They range from centimetres to metres in size and display sharp to rounded contacts with the host rocks composing structural and textural evidence of partial assimilation, exhibited by mafic schlieren around the xenoliths, aligned according to the magmatic flow (Figure 2A).

4.1.2 | Comagmatic rocks

The comagmatic rocks characterize the magmatism of the PMC.

Early magmatism

(E) Diorite-granodiorite (Di)-(Gd)

The PMC early magmatism resulted in dioritic and granodioritic rocks, which exhibit partial melting. Both display a medium equigranular texture, with curved and

gradual contact with other rocks (Figure 2B). Rounded and angular mafic enclaves centimetre-sized occur near the xenoliths and early rocks, resulting in variable degrees of assimilation. These enclaves are mainly composed of medium to coarse-grained biotite. The diorite-granodiorite rocks exhibit in situ melting (Figure 2C) in concentric pockets with peritectic minerals, mainly amphibole and titanite. Quartz diorite fragments are also present, included, and/or interlayered with granodiorites, showing hybridization features (Figure 2D). The U-Pb SHRIMP age of 616 ± 3 Ma on zircons was obtained through the early diorite-granodiorite by Loureiro *et al.* (2021).

Syenogranitic melt (Sn)

The syenogranite is equigranular with fine grain size and occurs as injections or pockets in more leucocratic areas. These leucocratic areas show variable sizes from millimetres to centimetres and exhibit spherical and irregular shapes, similar to leucosomes. They often contain titanite in the middle of the melt pockets (Figure 2D). Variations of syenogranite with biotite or with magnetite biotite can be observed in the area. These syenogranitic melts have been interpreted as leucosomes resulting from the dioritic rocks melting from the early diorite-granodiorite (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021).

Hybrid granodiorite–tonalite ((H) (Gd-Tn))

Comagmatic intrusions contain hybridized lithologies with macroscopic assimilation and mixing features (Figure 2E). The grey inequigranular granodiorite is one of these lithologies, it has irregular and discontinuous centimetre-sized bands, and it is more regular and continuous only near the xenoliths. The granodiorite has significant variation related to the K-feldspar content, predominantly occurring as phenocrysts in a porphyritic texture (10%–15% of crystals; Figure 2F). The porphyritic terms appear in more distal portions concerning the amphibolite xenoliths. Hybrid rocks with locally porphyritic and banded textures also result from shear zones or even magmatic flow associated with hybridization. This group of rocks also has leucocratic to mesocratic tonalites, exhibiting medium to fine equigranular textures. This colour variation is related to the magmatic processes involving the terms mentioned above, with differences only related to mafic minerals content and the finer texture of the mesocratic ones.

Late magmatism (L)

Diorite (Di)

Late dioritic magmatism is isotropic, medium- to coarse-grained and contains mafic enclaves. The mineralogical composition of this rock includes plagioclase, amphibole and subordinate amounts of biotite and quartz (Figure 2G). These rocks exhibit features of magmatic crystallization without partial recrystallization of minerals, indicating a different, probably a younger magmatic pulse (Loureiro *et al.*, 2021).

Granites (Gt)

Late granites are mostly magnetite-rich rocks and appear in localized metre-sized portions, exhibiting a straight contact relationship with the rocks from the early magmatism of the PMC (Figure 2H). U-Pb SHRIMP zircon ages from Loureiro *et al.* (2021) show that the magnetite-rich granite belongs to the younger magmatism of this pulse, with an age of 608 ± 4 Ma. Other expressions of the late granites are the biotite granites, ranging from monzogranite to syenogranite, displaying light grey to pink colours and medium-grained equigranular to inequigranular textures. The biotite monzogranite exhibits a strong foliation marked by the feldspar and biotite orientation. In regions of xenolith assimilation, centimetre- to millimetresized biotite-enriched bands occur, with M' reaching up to 15%. In these portions, there is a proportion increase in plagioclase and a relative decrease in quartz.

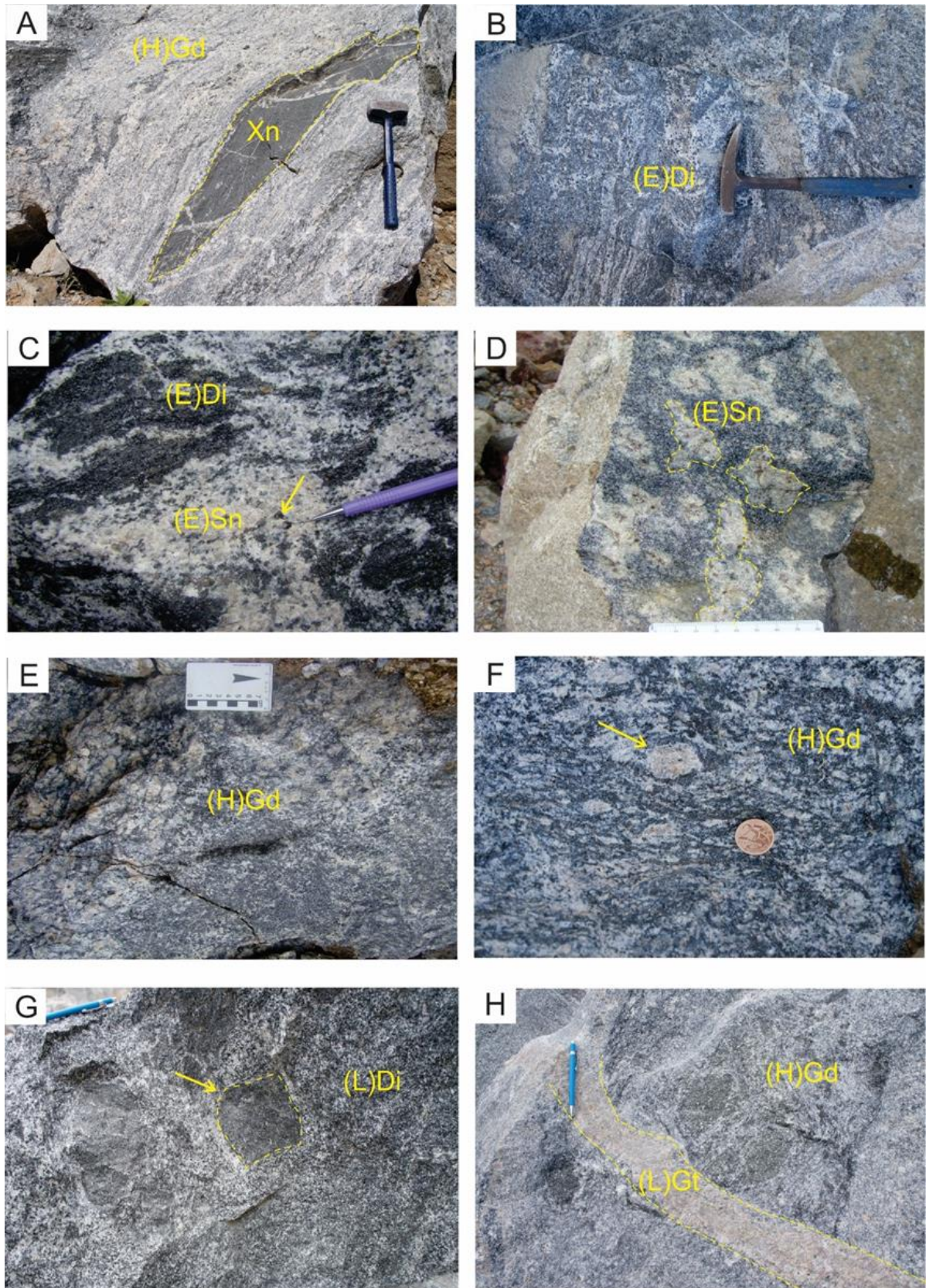


Figure 2. (A) Amphibolite xenolith (Xn) assimilated by hybrid granodiorite ((H)Gd), following the magmatic flow evidenced by schlieren; (B) Partially migmatized diorite ((E)Di), showing mixing and hybridization features; (C) Leucocratic melt patches ((E)Sn) in diorite ((E)Di), showing mixing and hybridization features; (D) Leucocratic melt patches ((E)Sn) in diorite ((E)Di); (E) Hybrid granodiorite ((H)Gd); (F) Hybrid granodiorite ((H)Gd); (G) Leucocratic melt patches ((L)Di) in diorite ((L)Di); (H) Leucocratic melt patches ((L)Gt) in hybrid granodiorite ((H)Gd).

((E)Sn), in situ melting with euhedral titanites (yellow arrow); (D) Syenogranite as injections and pockets ((E)Sn), in some more leucocratic areas (yellow arrow) with concentric euhedral titanite; (E) Hybrid granodiorite with assimilation and mixing features ((H)Gd) at a macroscopic scale; (F) Porphyritic hybrid granodiorite ((H)Gd) with anisotropy marked by K-feldspar crystals (yellow arrow); (G) Late equigranular diorite ((L)Di) with mafic enclaves (yellow arrow); (H) Late leucogranite ((L)Gt).

4.2 | Petrography

4.2.1 | Xenoliths (Xn)

The studied rocks exhibit a fine-grained granoblastic to nematoblastic texture (<1 mm) with anisotropy defined by amphibole and biotite crystals (Figure 3A). Amphibole, plagioclase and biotite are the essential components of this rock. The amphibole crystals are subhedral, sometimes euhedral, with an interlobate granoblastic texture. Locally, biotite rims appear around the amphibole crystals. The plagioclase is elongated and displays a sieve texture, with sericitization in the grain centre. It forms euhedral to subhedral shapes, and some crystals preserve polysynthetic twinning. The most common accessory minerals are titanite and epidote. Titanite is anhedral with anastomosing contacts with other minerals, occurring interstitially. Epidote is euhedral to subhedral and has regular, distinct contact with other minerals.

4.2.2 | Comagmatic rocks

Early magmatism (E)

Diorite-granodiorite (Di)-(Gd)

Diorites exhibit a medium to coarse equigranular texture and comprise plagioclase, quartz, amphibole, biotite and titanite as the main accessory minerals. These rocks generally show well-developed magmatic foliation, indicated by the preferential orientation along the elongated axis of the mafic minerals, as well as trails of fine-grained plagioclase and quartz aggregates surrounding plagioclase crystals. Plagioclase also appears as subhedral tabular crystals with irregular edges, sometimes recrystallized, typically ranging from 0.3 to 2.5 cm in length. Some crystals commonly exhibit deformed and curved twinning (kink bands) and pronounced undulatory extinction. Another common feature is the fracture's presence with intense sericitization. Quartz crystals display undulatory extinction and tend to

form elongated aggregates surrounding the plagioclase crystals, showing grain sizes between 0.2 and 0.8 cm. Recrystallization of these grains is common, resulting in crenulated and interpenetrated contacts with recrystallization through grain boundary migration. Hornblende displays subhedral crystals (0.3–1 cm) partially replaced by biotite and epidote (Figure 3B). Quartz inclusions within hornblende are common. Biotite exhibits beige to intense green pleochroism and subhedral to anhedral lamellae associated with hornblende crystals. Titanite, ranging in size from 0.4 to 1.5 cm, is commonly present and predominantly shows euhedral, elongated crystals with light brown colouration and straight contacts. The other accessory minerals in this rock include epidote, zircon and <0.5% opaque minerals.

Syenogranitic melt (Sn)

Syenogranitic melt is associated with modified early magmatism due to partial melting (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021). These rocks exhibit inequigranular to porphyritic textures with macrocrystals of hornblende and titanite, generally larger than 1 cm, immersed in a medium equigranular leucocratic matrix. Both hornblende and titanite phenocrysts range from subhedral, exhibiting cuspidate terminations, to euhedral. Locally, they display poikilitic textures with inclusions of quartz, plagioclase and included biotite. The matrix predominantly comprises euhedral quartz, plagioclase and K-feldspar, often with recrystallized edges (Figure 3C). Titanite is euhedral, often cuneiform or rhomb-shaped, flattened parallel to the [001] plane or prismatic, always surrounded by quartz patches. The accessory minerals are apatite and magnetite.

Hybrid granodiorite-tonalite ((H)(Gd-Tn))

Hybrid granodiorite is leucocratic, porphyritic, with an inequigranular matrix of fine-grained size. The plagioclase in this sample is well-developed, ranging from euhedral to subhedral, with sizes up to 5 mm. Recrystallization is observed at the mineral edges, and vermicular quartz inclusions and intergrowths with quartz result in a myrmekitic texture. Quartz mainly displays anhedral rounded aggregates with diffuse contacts. Checkerboard subgrain patterns can also be found in quartz and twinning deformation leads to sectorial or undulatory extinction. The alkali feldspar occurs as phenocrysts, displaying euhedral to subhedral forms, with an average size of 1 cm, and exhibiting straight and regular contacts. The most common mafic

mineral is biotite, appearing in irregular aggregates. The predominant opaque mineral is magnetite, which is present near the biotite aggregates. Titanite displays well-developed euhedral forms.

The hybrid leucocratic tonalite has a medium inequigranular matrix and phenocrysts of plagioclase. Its mineralogy comprises plagioclase, biotite, quartz and amphibole, with epidote, titanite and magnetite as accessory minerals. The plagioclase is euhedral to subhedral, with a size up to 6 mm, and exhibits kink bands with apparent twinning deformation (Figure 3D). Sieve texture and microstructures such as twist bands are present in some crystals. Quartz shows myrmekitic texture, subgrains and undulatory and sectoral extinction. Contacts with other minerals are lobate or sharp. Quartz crystals are commonly anhedral with lobate contacts with other minerals. Biotite is euhedral to subhedral and typically occurs around more developed plagioclase crystals. It also appears as small rims (<1 mm) around amphibole, with clear and regular contact with other minerals. Amphibole is subhedral to anhedral with sharp and regular contacts. Epidote is the most common accessory mineral and ranges from euhedral to subhedral. Titanite is well-developed and ranges from euhedral to subhedral, including minerals such as magnetite, plagioclase and apatite. Magnetite occurs as small grains (<1 mm) with subhedral crystals and is always associated with mafic aggregates.

The hybrid mesocratic tonalite is fine-grained and inequigranular, with an M value of 40, composed of biotite, plagioclase and quartz. Epidote and titanite may occur as accessory minerals. The most abundant mineral is biotite, occurring as subhedral and irregular crystal aggregates, often associated with well-developed plagioclase crystals (>5 mm). The plagioclase in this sample is subhedral in shape, with remnants of sericitization and deformation evidence, such as twist bands. The contacts with biotite are mostly irregular or pointed. The quartz is fine-grained (<1 mm) and commonly occurs in aggregates with lobed contacts with other crystals. Titanite displays anhedral and rounded forms, while epidote exhibits well-developed subhedral to euhedral shapes. Magnetite is anhedral and is always associated with biotite aggregates.

Late magmatism (L)

Diorite (Di)

The light grey diorite with a medium to coarse equigranular texture comprises

plagioclase, amphibole, biotite and quartz. The accessory minerals are epidote, titanite and opaque minerals. Plagioclase occurs as euhedral to subhedral crystals with twinning, sometimes deformation twins. The contact with other minerals is regular and straight, except when in contact with quartz, where it can form myrmekitic or graphic intergrowth textures. Amphibole is anhedral, with biotite replacement rims. Biotite is subhedral and occurs in welldeveloped grains, as well as in replacement lamellae. Quartz is subhedral to anhedral, fine-grained, with a size of <0.1 cm, occurring as small grains and subgrains' aggregates, showing sectorized extinction. Epidote is euhedral to subhedral, sometimes appearing as a replacement for other minerals, such as plagioclase. Titanite is euhedral, with straight and well-developed contacts, and frequently contains rounded quartz inclusions (Figure 3E).

Granites (Gt)

The magnetite-bearing granite is a light grey rock with medium, isotropic, inequigranular texture, with M' ranging from 2 to 5. Some areas of mafic aggregates stand out in this rock, containing biotite, amphibole and magnetite. The essential composition consists of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, amphibole and magnetite. Quartz occurs as dentate, irregular, curvilinear contact aggregates with undulatory extinction. Plagioclase is euhedral to subhedral, with recrystallization at the grain boundaries (Figure 3F). K-feldspar is euhedral to subhedral, with sectoral extinction. Biotite is subhedral and commonly occurs as a replacement for amphibole. The amphibole is often partially replaced by biotite and epidote. Magnetite is subhedral, well-developed, with a size of >0.2 cm, and stands out as the main mafic mineral. As accessory minerals, titanite, epidote and other opaque minerals are present. Titanite is euhedral, with straight and regular contact with other minerals. Epidote is anhedral and appears near the biotite and amphibole aggregates.

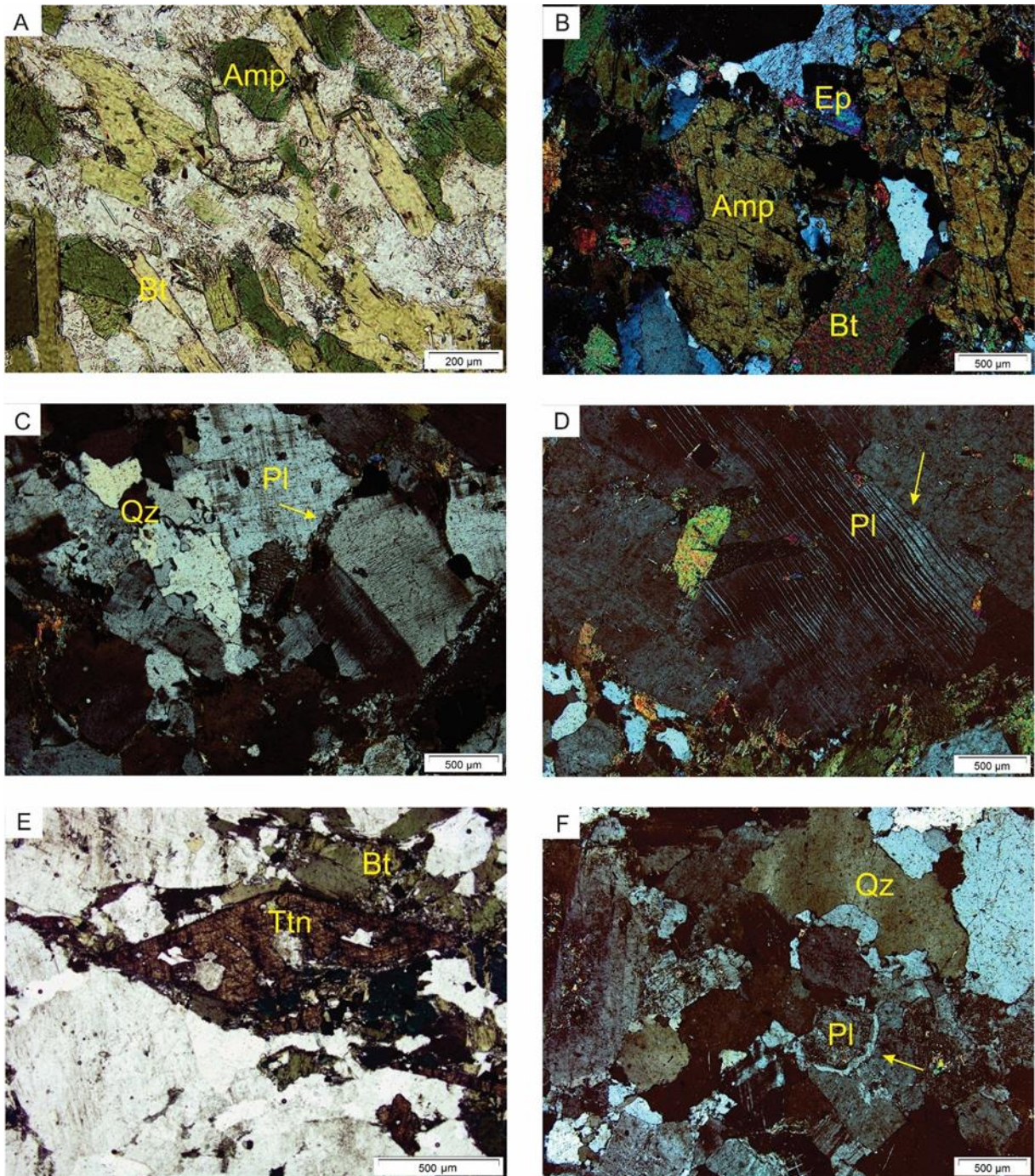


Figure 3. (A) Nematoblastic texture of the amphibolite xenolith (Xn), defined by the mafic minerals (amphibole and biotite) orientation; (B) Partial replacement of amphibole by biotite and epidote in early diorite ((E)Di); (C) Plagioclase recrystallized edges in syenogranitic melt ((E)Sn); (D) Hybrid tonalite ((H)Tn) with plagioclase kink bands (yellow arrow); (E) Euhedral titanite from late diorite ((L)Di) with quartz inclusions; (F) Quartz with undulatory extinction and feldspars showing recrystallization at the boundaries (yellow arrow) in late granites ((L)Gt). Amp, amphibole; Bt, biotite; Ep, epidote; Pl, plagioclase; Qz, quartz; Ttn, titanite.

4.3 | Whole-rock elemental geochemistry

Geochemical data of the PMC rocks were described according to the five comagmatic lithotypes found in the studied area. Three of these lithotypes are from early magmatism (diorite-granodiorite, syenogranitic melt and hybrid granodiorite-tonalite), and two lithotypes are from late magmatism (diorite and granite). The amphibole xenoliths were also analysed. Likewise, for comparison purposes, the grey fields in the diagrams represent PMC geochemical data from other authors (Cruz, 2019; Philipp, 1998).

The analysed samples' geochemistry shows that the PMC composition extends from dioritic, and monzodioritic to granodioritic and granitic terms (Table S1), according to Middlemost's classification criteria (Middlemost, 1994) (Figure 4A). Comagmatic rocks have SiO₂ ranging from 52% to 74%, while the amphibole xenoliths range from 47% to 49%. The comagmatic rocks have a metaluminous to slightly peraluminous character, with ASI ranging from 0.9 to 1.01 (Shand, 1943; Figure 4B). The FeO[†]/MgO ratio increases with differentiation and is predominantly calc-alkaline, according to Miyashiro's classification (Miyashiro, 1974) (Figure 4C). The FMA diagram (Figure 4D) presents the typical behaviour of the calc-alkaline series, following an evolutionary trend (Irvine and Baragar, 1971).

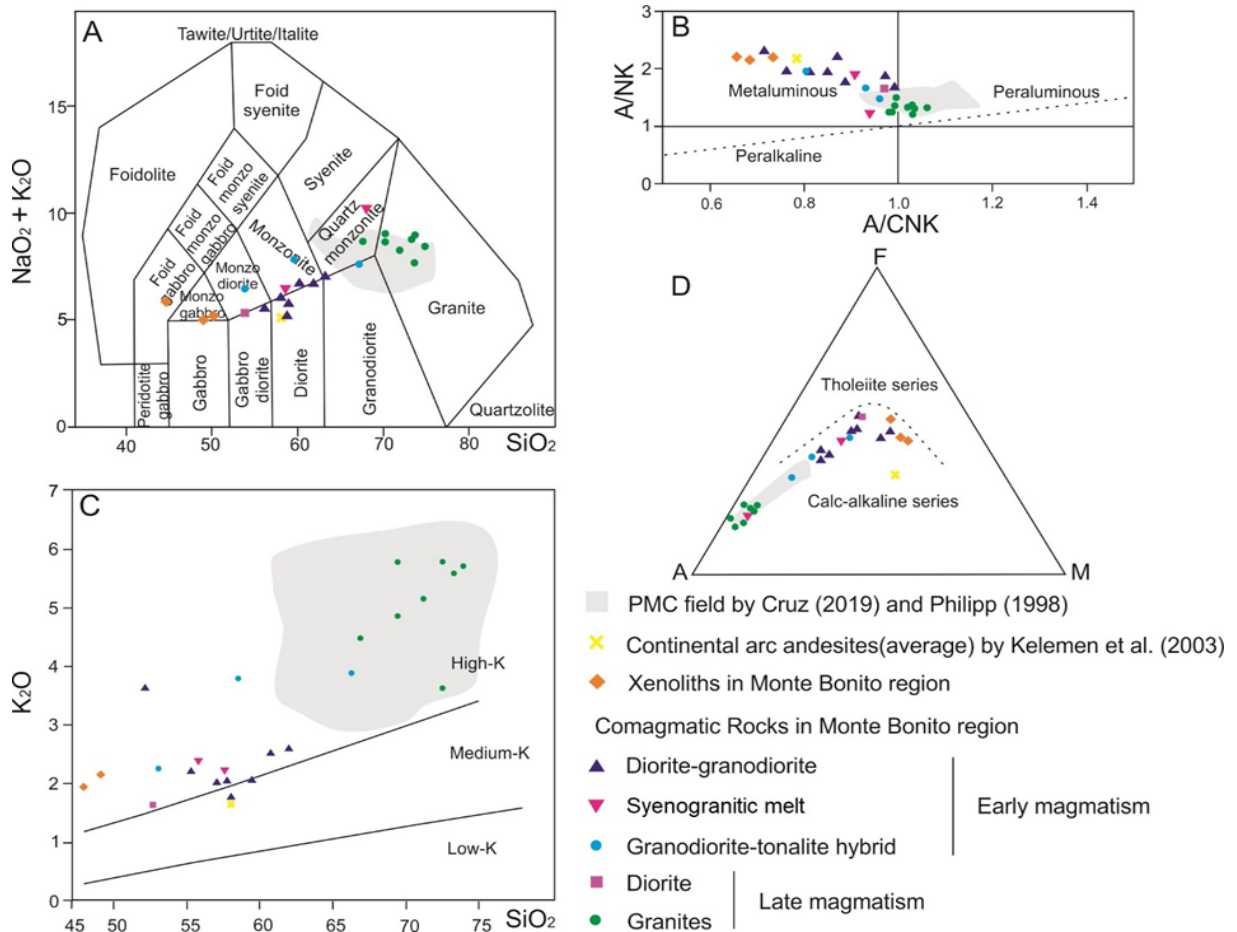


Figure 4. (A) Plutonic rock classification diagram according to Middlemost (1994); (B) A/NK versus A/CNK diagram for Shand's classification (Shand, 1943); (C) Classification diagram for subalkaline series by Miyashiro (Miyashiro, 1974); (D) FMA (Na₂O + K₂O)-(FeO^t + TiO₂)-(MgO) diagram for defining tholeiitic series (Irvine and Baragar, 1971).

According to the Harker diagrams (Harker, 1909), the samples exhibit a linear trend with TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, P₂O₅ and FeO^t, showing a negative correlation. The concentration of TiO₂ (≈0.8%) decreases from early diorite-granodiorite to SiO₂-rich rocks (with low MgO) in the late granites, possibly indicating a control by a Ti-rich phase (titanite). K₂O exhibits a positive correlation, although with greater dispersion than the other oxides, suggesting that a potassium-rich phase such as biotite fractionated from intermediate compositions to more evolved ones. The decrease in MgO and CaO suggests fractionation of amphibole and plagioclase. These trends indicate that fractional crystallization is one of the processes modifying the magma. This geochemical behaviour, mostly in late granites, is similar to the patterns described in Philipp (1998) and Cruz (2019) for the same lithotype. Overall,

the geochemistry of PMC resembles the continental arc average described by Kelemen *et al.* (2003) (Figure 5).

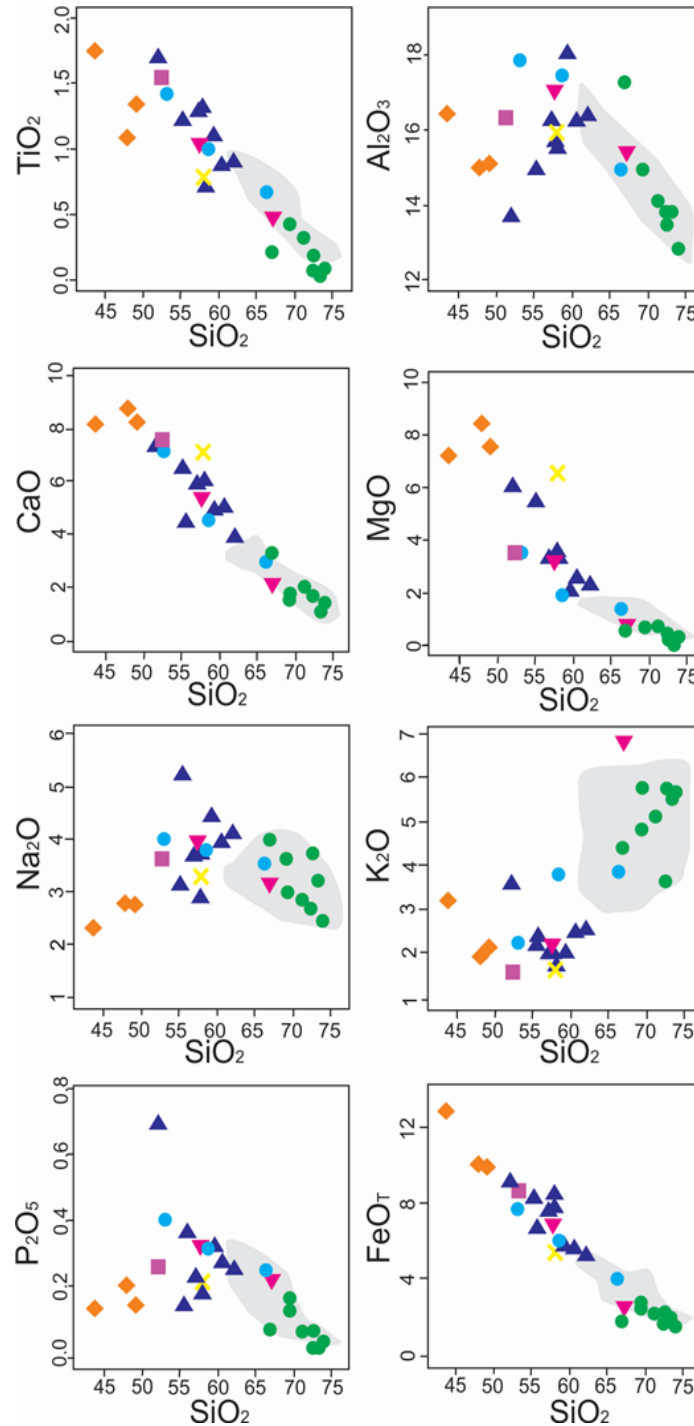


Figure 5. Harker diagrams (Harker, 1909) for major elements of amphibolite xenolith and comagmatic rocks from the Pinheiro Machado Complex. Legend same as in Figure 4.

Diagrams show significant dispersion among the lithotypes (Figure 6) regarding the trace elements versus silica. The enrichment of Zr in the late diorite sample may indicate greater zircon fractionation in this sample.

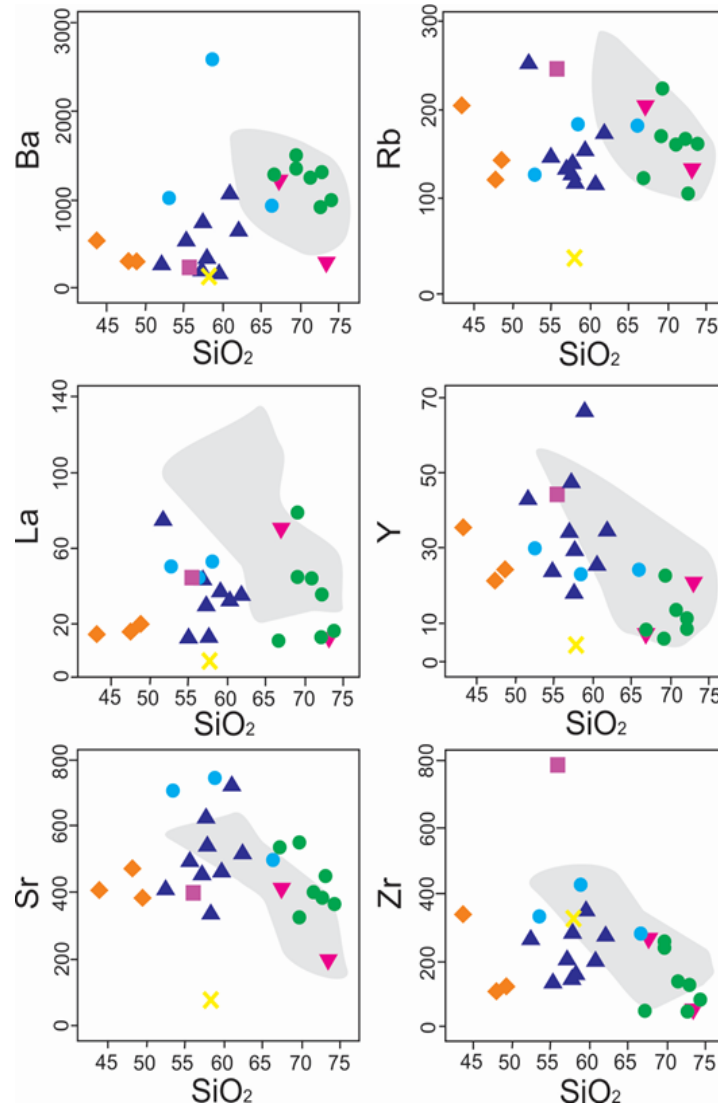


Figure 6. Harker diagrams (Harker, 1909) for trace elements of amphibolite xenoliths and comagmatic rocks from the Pinheiro Machado Complex. Legend same as in Figure 4.

PMC comagmatic rocks exhibit similar trace element patterns when normalized to the MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) values of Pearce (1983) (Figure 7), showing enrichment in LILE (Large-Ion Lithophile Elements) such as K and Rb, and negative anomalies of HFSE (High-Field-Strength Elements) such as Ta, Nb and Ti. These characteristics are consistent with subduction-related arc magmatism. The rocks display moderate Sr contents (326–747 ppm) and a moderate Sr/Y ratio (Sr/Y

< 70), along with negative Eu anomalies, which may result from the amphibole and plagioclase fractionation. Overall, the PMC rocks show slight enrichment in P, Zr, Hf and Sm compared to Ti, Y and Yb, with notable depletion of Ti in a syenogranitic melt sample and almost all late granite samples (Figure 7C and F).

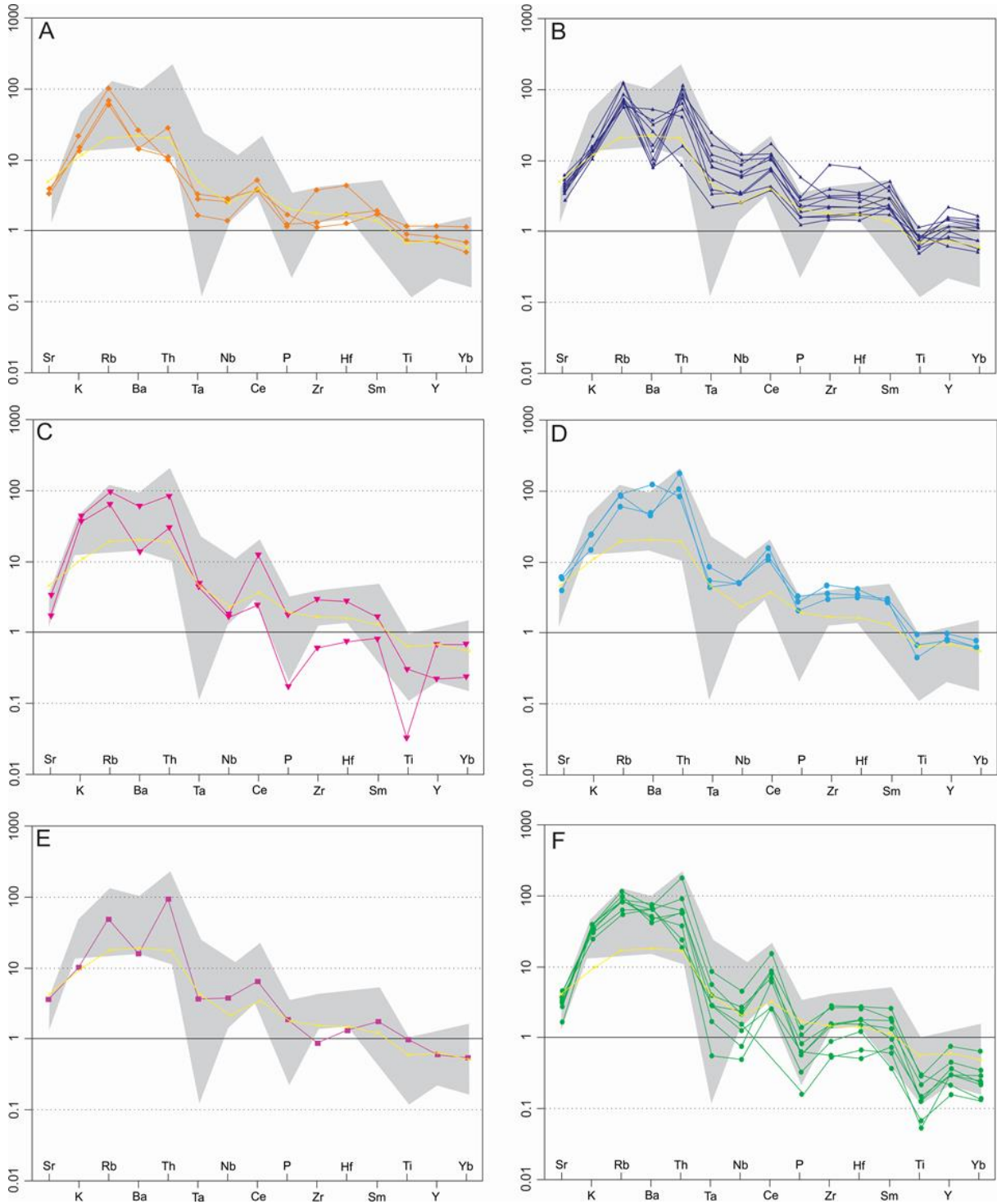


Figure 7. MORB-normalized (Pearce, 1983) spidergram plots for Pinheiro Machado Complex rocks. (A) Amphibolite xenoliths; (B) Early diorite-granodiorite; (C) Early

syenogranitic melt; (D) Hybrid early granodiorite-tonalite; (E) Late diorite; and (F) Late granites. Legend same as in Figure 4.

The chondritic normalized patterns (values of Boynton, 1984) for rocks of all lithotypes are similar (Figure 8), with La_N (normalized La) ranging from 24 to 551 and Yb_N (normalized Yb) from 2 to 14, generally exhibiting negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* \approx 0.54-0.94$). The rocks from the early magmatism display less enriched patterns with discrete Eu anomalies but are parallel to those of the late magmatism. According to Martil *et al.* (2017), La_N/Yb_N values close to 10, such as most rocks from Phanerozoic magmatic arcs, indicate that garnet was not a residual phase during the mantle source melting.

The pattern shows enrichment in LREE (Light Rare Earth Elements) compared to HREE (Heavy Rare Earth Elements), a negative Eu anomaly, and La_N/Yb_N anomalies between 12 and 40, consistent with feldspar fractionation. The PMC rocks exhibit a concave-shaped pattern with a slight increase in HREE compared to the average REE (MREE). This may be related to the hornblende fractionation, which preferentially incorporates MREE over HREE. Anomalies in the S-shaped pattern for HREE elements are observed in the syenogranitic melt diagram (sample AP-01F), which, according to Jenner (1996), can indicate assimilation of carbonate fluids, even though these heavy elements are not mobile under conditions where water is the dominant fluid. Depletion patterns in HREE are observed in the late granites, contrary to what would be expected in simple fractionation conditions. This indicates the potential opening of the magmatic system with the material input during the late pulses.

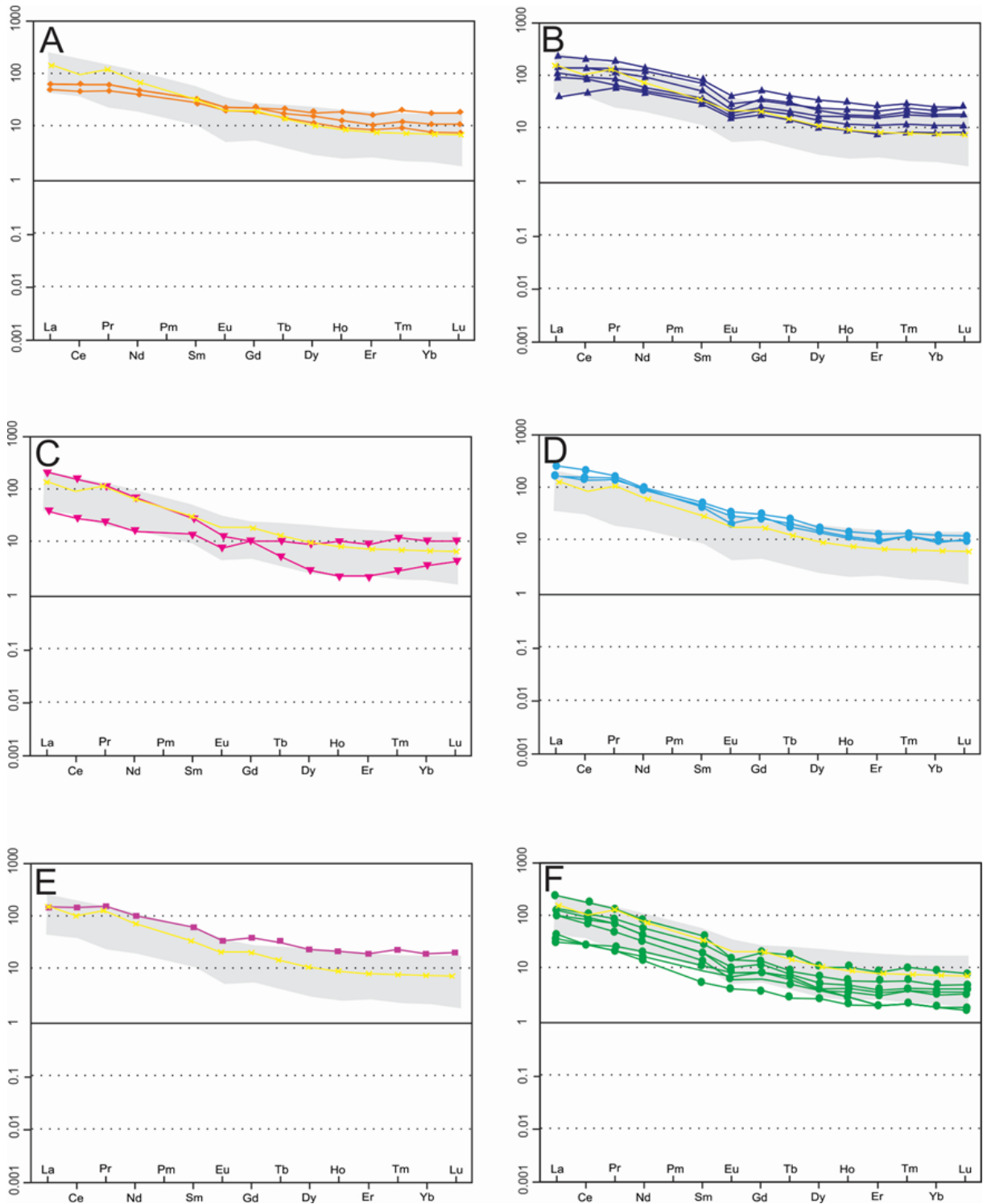


Figure 8. Chondrite-normalized (Boynton, 1984) Rare Earth Elements diagram plots for Pinheiro Machado Complex rocks. (A) Amphibolite xenoliths; (B) Early diorite-granodiorite; (C) Early syenogranitic melt; (D) Hybrid early granodiorite-tonalite; (E) Late diorite; and (F) Late granites. Legend same as in Figure 4.

4.4 | Geochemical modelling

Geochemical modelling can provide an understanding of the petrogenetic conditions during magma emplacement, especially in complex cases like PMC magmatism. Additionally, modelling tests the mechanisms behind the observed fieldwork features in conjunction with the studied rock chemistry. In this context, geochemical modelling equations were applied to the studied rocks based on the data analysis and fieldwork observations discussed in this study.

Initial tests were conducted for Assimilation Fractional Crystallization (AFC). The trace elements composition in the fractionated crystallization C'_{CF} is calculated using the formula: $C'_{CF} = C_0 F(D-1)$ (DePaolo, 1981), where F represents the residual liquid fraction and D is the distribution coefficient.

In this test, the curves of the process of Decoupled Assimilation and Fractional Crystallization (FCA) were also calculated. This process assumes that assimilation and fractional crystallization are not completely related in a magmatic system (Cribb and Barton, 1996). Thus, the equation is given by: $C'^{FCA} = ((C_a r M_c) + C_f(1-M_c))/F$. With, $F > r$, $M_c = 1-(F-r)/(1-r)$ and $C_f = C_0 F(D-1)$. Here, M_c is the mass of the solid removed, C_f is the result of fractional crystallization and r is the ratio between assimilated material (M_a) and crystallized material (M_c).

Although only amphibolite xenoliths are found in the Monte Bonito area, xenoliths of Piratini Gneiss are also observed in outcrops near the study area, which suits the proposed models. In this regard, a test was performed with approximately 40% assimilation (r) of a gneiss (C_a - sample GT-2C, Tambara *et al.*, 2019). The curve results show that the early magmatism rocks fit the decoupled fractional crystallization process (Figure 9A–C). Similarly, the late magmatism appears to have a more pronounced contribution from FCA compared to AFC or FC (without assimilation, Figure 9D–F).

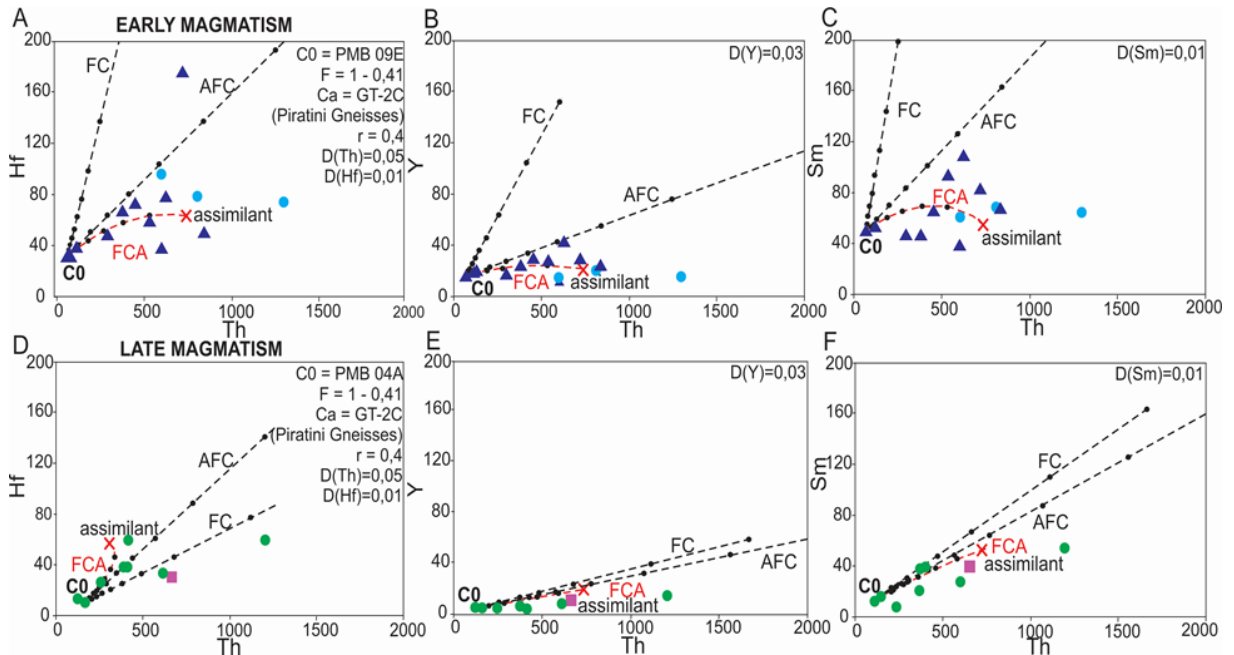


Figure 9. Assimilation Fractional Crystallization models, Hf versus Th, Y versus Th and Sm versus Th diagrams for the Pinheiro Machado Complex comagmatic rocks. (A–C) Early magmatism: diorite-granodiorite and hybrid granodiorite-tonalite; (D–F) Late magmatism: diorite and granite. The black lines represent the fractional crystallization (FC) models and trajectories for crustal assimilation plus fractional crystallization (AFC), assuming a gneiss sample as an assimilant (Piratini gneiss, sample GT-2C; Tambara *et al.*, 2019) and decoupled assimilation and fractional crystallization process (FCA). The red line shows the ratios between the assimilant mass and the fractionated material, where $r = 0.4$. The red cross represents the path of the specimen GT-2C Piratini Gneiss. The black dots along the lines represent the fractionation (F) amount. See Figure 4 for the legend.

The second test was based on the partial melting features in the early diorite. In this case, the melt found in fieldwork features would result from the early diorite crustal melting. The melting curves were calculated for the batch melting process, as it was considered the most appropriate process for the context of the studied rock. In batch melting, the melted material maintains chemical equilibrium with the solid and remains in contact with the solid until the final extraction process (Zou, 2007). This type of partial melting is more effective in terrestrial crustal rocks, where more viscous felsic melts are produced (Rollinson, 1993). In the PMC rocks, this would be the best scenario, as locally accumulated syenogranitic melt patches are observed.

The equation that describes the batch melting curves is $C_i^{BM} = C_0/D + F(1-F)$.

Where C_0 is the trace element concentration in the source rock (initial composition), and F is the fraction (%) of the liquid produced during melting. The melting curves produced as a result of this test demonstrate that the melt sample is consistent with the early diorite partially melting by 5%–10% (Figure 10A; B).

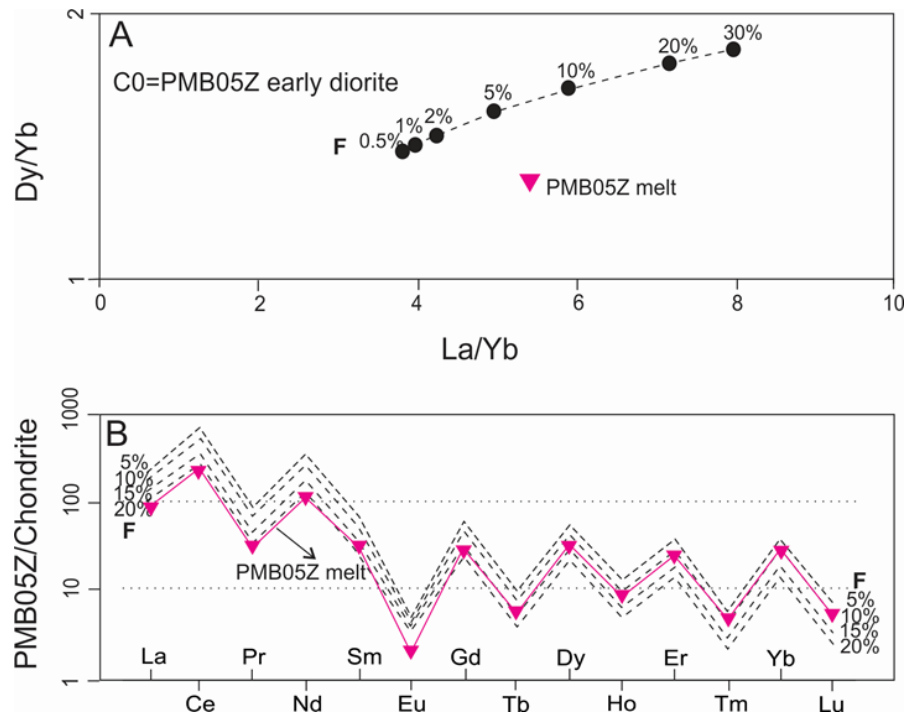


Figure 10. Batch melting model. (A) Dy/Yb versus La/Yb diagram showing the plotted syenogranitic melt and the early diorite melting curve (sample PMB 05Z); (B) Fractional batch melting model of selected Rare Earth Elements. Normalization values from Sun and McDonough (1989). Legend same as in Figure 4. The third test was conducted using the magmatic mixing process to simulate the generation of the hybrid granodiorite-tonalite from the early diorite and syenogranitic melt.

In Figure 11, the mixing was tested using an early diorite sample (PMB 05Z) and the syenogranitic melt sample (PMB 05Z melt) as end-members to form the hybrid rocks. These samples were chosen for the test due to the proper sampling control of the corresponding early diorite and syenogranitic melt, allowing the visualization of in situ melting.

Mixing is a common process in magma modification and can be observed in the magma chambers resupply by new magma pulses or using the following equation: $C_{\mu} = C_A X + C_B (1-X)$. Here, C_A is the concentration of trace elements in the first end-member, C_B is the trace elements concentration in the second and X

represents the mixing fraction.

Chamber resupplies and magma mixing, like in the case of the PMC, result in an open chemical system. Figure 11 shows that mixing early diorite and the melt components can explain the sequence of rocks with hybrid features found in the PMC (hybrid granodiorite-tonalite). However, when dealing with tests in open systems like the PMC, there may be contributions from other sources during the mixing process. On the other hand, the hybrid sample PMB 02D aligns well when plotted on the mixing curve between the early diorite and its corresponding syenogranitic melt. Therefore, it is plausible that the hybridization develops due to the mixing process, with approximately 60%–50% of early magmatism and 50%–40% of melt.

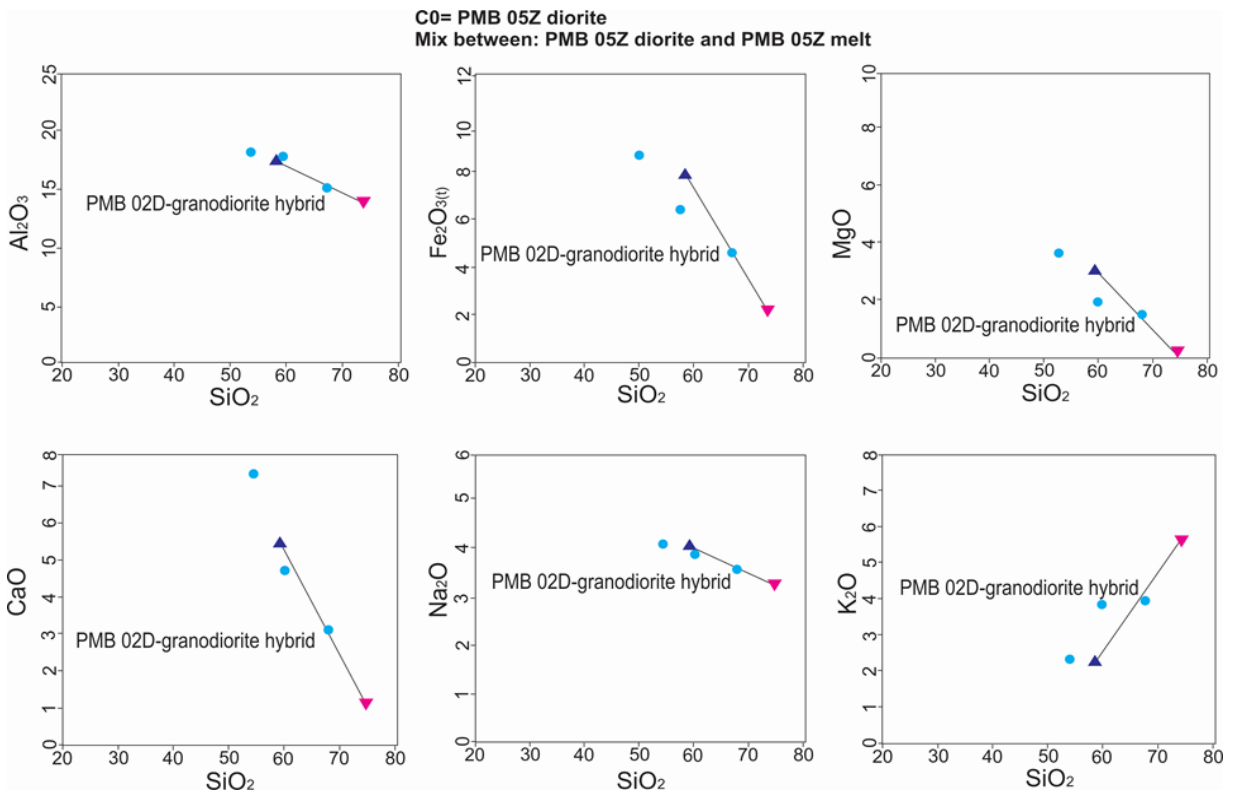


Figure 11. Mixing model for larger elements, Early diorite E(Di) is shown at one end, while syenogranitic melt E(Sn) is shown at the other end, where they mix to produce the hybrid rocks E((H)(Gd-Tn)). Legend same as in Figure 4.

4.5 | Tectonic setting

According to consistent geochemical evidence, the PMC rocks studied herein have characteristics of volcanic arc granites and syn-collisional granites (Pearce *et al.*, 1984; Figure 12A). The early diorite- granodiorites (blue triangles), on the other hand, stand out from the rest, most likely due to chemical changes brought on by the

partial melting of these rocks. In Figure 12B, the early magmatism rocks, including the hybridized ones, are located in the upper limit field for oceanic ridge granites with anomalous ridge segments. In contrast, the others are plotted on the field of typically volcanic arc granites. This fact can be explained by the geochemical behaviour of the less mobile HFSE elements used for this classification. As previously noted, these rocks underwent partial melting, which caused relative changes in certain chemical elements concentration due to their mobility in the liquid.

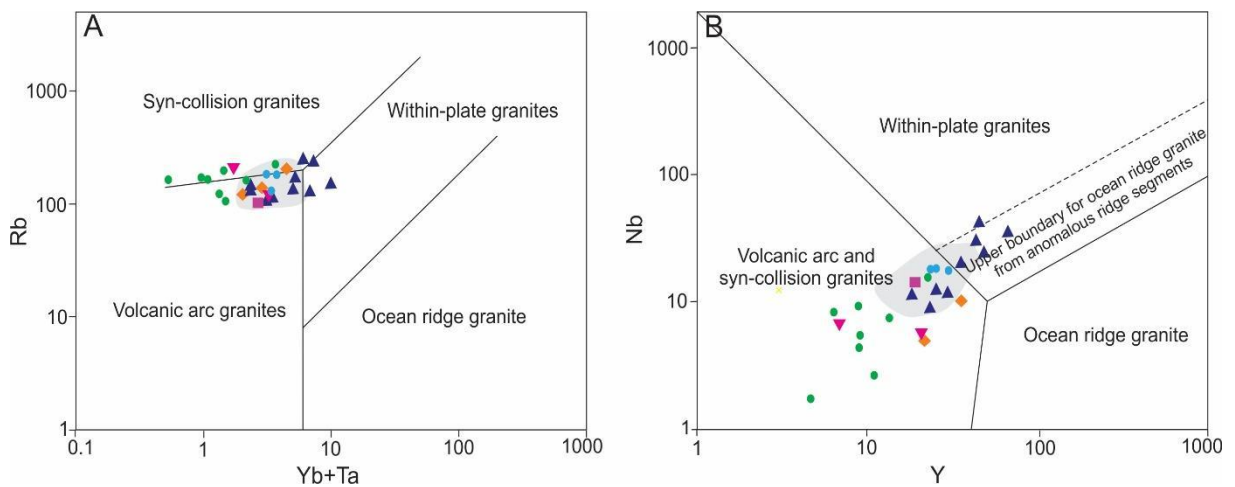


Figure 12. Tectonic discrimination diagrams from Pearce *et al.* (1984). (A) Rb versus Yb + Ta; (B) Nb versus Y. Legend same as in Figure 4.

Tectonic discrimination diagrams describe the PMC rocks as typical of an active continental margin arc. The studied data on the Schandl and Gorton (2002) diagrams in Figure 13A, B support the conclusions made by Bastos *et al.* (2021), which point to an active continental margin environment. This is also according to the findings of Tambara *et al.* (2019), who used these diagrams in the Piratini arc region.

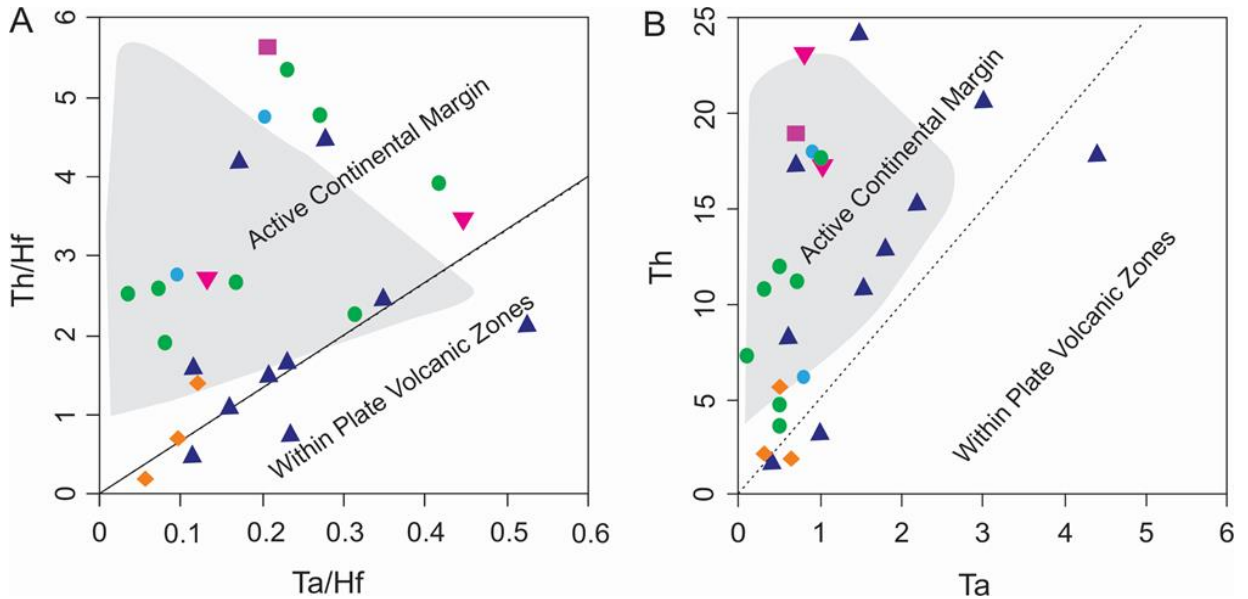


Figure 13. Tectonic discrimination diagrams from Schandl and Gorton (2002). (A) Th/Hf versus Ta/Hf; (B) Th versus Ta. Legend same as in Figure 4.

In the tectonic discrimination diagrams of Harris *et al.* (1986) and Cabanis and Lecolle (1989) (Figure 14A, B), the PMC rocks are plotted on the volcanic arc granites field, while some melt samples and late granites are in the field of syn-collisional and peraluminous intrusions. Similar to observations in other diagrams, some samples from the early magmatism show dispersion into post-collisional fields. On the other hand, the late diorite sample is mostly located inside the field of volcanic arc rocks. The Cabanis and Lecolle (1989) diagram confirms the occurrence of PMC rocks in the orogenic rock domain, despite the dispersion of some early diorite samples into the late- to post-orogenic field.

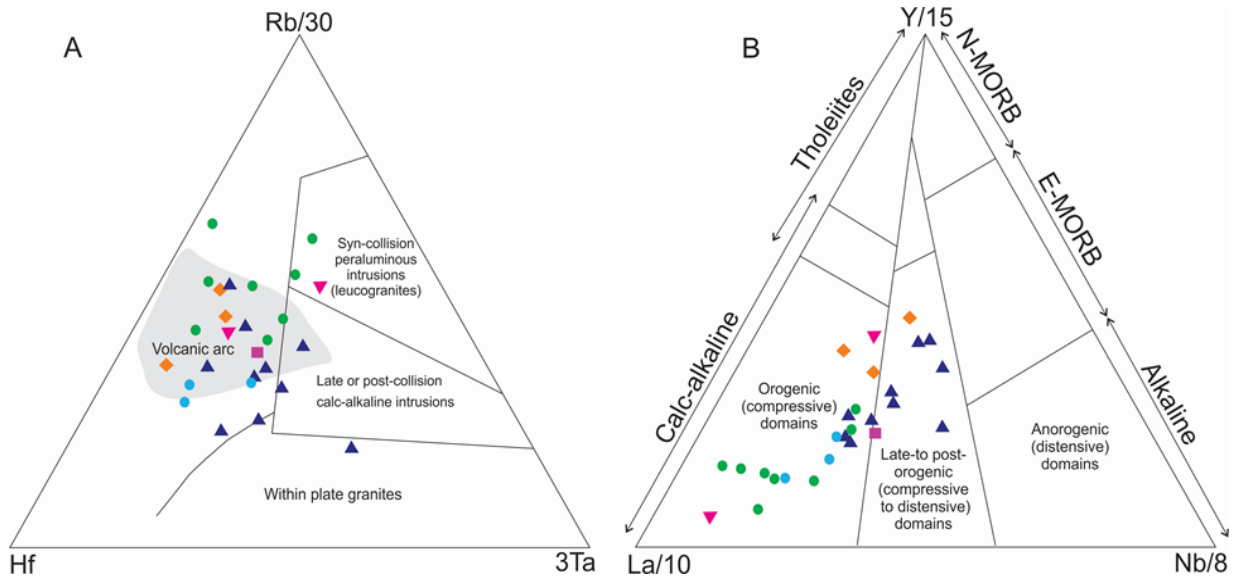


Figure 14. (A) Rb/30 versus Hf versus 3Ta diagram from Harris *et al.* (1986); (B) Y/15 versus La/10 versus Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989). Legend same as in Figure 4.

5 | DISCUSSION

The Pinheiro Machado Complex rocks exhibit a complexity of magmatic structures produced by multiple intrusions. According to the study of Loureiro *et al.* (2021), the magmatism lasted from 616 ± 3 to 608 ± 4 Ma, and the geological record shows the influx of fluids into the system with significant interaction of magmas, causing hybridization and other features related to magmatic processes.

This study divides the comagmatic rocks into two phases: early and late magmatism, and distinguished, based on fieldwork relationships and geochemistry, into subgroups/lithotypes. The early magmatism consists of diorite-granodiorite rocks, syenogranitic melt and hybrid granodiorite-tonalite, while the late magmatism includes diorite and granite rocks.

The geochemical analysis in this study reveals that despite their geochemical individualities, the comagmatic rocks exhibit enrichment in LILE (K, Rb) and negative anomalies of HFSE elements (Ta, Nb, and Ti), similar to the geochemical characteristics of arc magmatism, as well as the relatively enriched patterns of LREE. Tests regarding assimilation, mixing and partial melting processes show the effective contribution of Decoupled Assimilation and Fractional Crystallization (FCA), with approximately 40% assimilation of the country rock (Piratini Gneiss, Tambara *et al.*, 2019) in the early magmatism generation. On the other hand, the late magmatism

showed some contribution from AFC in addition to the common FCA observed in both. Most crustal assimilation models assume that the assimilant amount added to the magma is proportional and that the solid amount removed during crystallization (AFC) is infinitesimally small. However, in some magmatic systems, assimilation and crystallization are not strictly related, and the assimilated mass is dissociated and therefore varies independently from the crystallized mass (FCA), as seems to be the PMC case. In the geochemical modelling tests, it is also notable that the crustal melting of early diorite-granodiorite is compatible with the syenogranitic melt generation at around 5%-10%. This fact corroborates the observations of localized melt features in the fieldwork and petrography.

Moreover, the literature supports that the magmatic processes described in the PMC rocks occur in subduction environments. Cribb and Barton (1996) describe that the FCA process is significantly important in the Melting, Assimilation, Storage, and Homogenization (MASH) zones of the subduction context, located near the crust base, where temperatures are relatively high, and the heat released by crystallization of various mafic magma batches causes crustal anatexis. The hybrid rocks models demonstrate that they have contributions/ mixing from early magmatism and melt, reinforcing their generation through early rocks anatexis.

The main tectonic interpretations for these rocks in the literature are (a) oceanic lithosphere subduction (Bastos *et al.*, 2021; Chemale Jr., 2000; Fragoso Cesar, 1991; Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 1993), (b) continental collision (Hartmann *et al.*, 2000; Philipp and Machado, 2001) and (c) late to post-collisional magmas (Bitencourt and Nardi, 2000; Cruz *et al.*, 2023).

The data presented in this research aligns with the recent considerations of Whalen and Hildebrand (2019), regarding lithosphere subduction systems. Slab failure mechanisms are more common and effective in the construction of extensive magmatic volumes because, due to the buoyancy contrast between oceanic and continental lithosphere, any collision that involves the closure of an oceanic basin which wide enough to drive the collision must develop the subduction slab rupture, typically near the oceanic-continental junction. Slab rupture and failure are essential components of plate tectonics and a natural consequence of the subduction process (Davies and Von Blanckenburg, 1995; Sacks and Secor Jr, 1990). These processes include mixing along magma emplacement to form gradational contacts, combining hybrid mafic enclaves, physical disaggregation and assimilation of initial intrusions.

Followed by the creation of digested fragments, schlieren, truncation and dragging of previously developed layers. The variety of structures reveals the different states of the resident material during the new pulse intrusions, validating the hypothesis of multiple replenishments of the magma chamber.

According to Loureiro *et al.* (2021), the zircon antecrystals presence supports fieldwork interpretations of physical interaction leading to older magmas recycling and mushes by PMC new batches. Their localized melting indicates the influx of aqueous fluids or magmas with strong H₂O activity, which is another sign of the initial intrusion recycling.

The processes of mixing, assimilation and hybridization are common evidence discussed by authors studying the PMC (Bastos *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Loureiro *et al.*, 2021). Approaching a more regional context, Cruz *et al.* (2023) describe these mixing processes and assimilation of country rocks, suggesting multi-stage magmatism related to episodes of intense magmatic peaks, potentially triggered by changes in the tectonic setting. This study considers the process of flare-ups and lulls in a post-tectonic context, although they presume there was some subducted plate slab in their tectonic model. According to Petford (2003), the characteristics of magmatic processes observed in the PMC rocks are supported by microstructural studies. The plutons are intruded as crystal-rich liquids ($\varphi \leq 50\%$), with fabric and foliation development restricted to the final stages of emplacement. The magmatic mush deformation during pluton emplacement can significantly increase the pressure gradient in the melt, resulting in various local macroscopic flow structures, including banding, crystal alignment and other mechanical instabilities such as shear zones.

As for the diagrams Y/15 versus La/10 versus Nb/8 (Cabaniš and Lecolle, 1989) and Rb/30 versus Hf versus 3Ta (Harris *et al.*, 1986), the rocks of the Pinheiro Machado Complex are in the field of orogenic environments (compressive domain). According to Whalen and Hildebrand (2019), the granitoids classification using discrimination diagrams based on element abundances and ratios can provide information about magma sources, constrain the tectonic setting and suggest a tectonomagmatic scheme (Pearce, 1996; Pearce *et al.*, 1984). However, these classification schemes did not recognize slab failure, even though it plays an important role in granitic magma generation at compressive margins. In Figure 15, the PMC rocks are repositioned in the Whalen and Hildebrand (2019) diagram,

aligning with this classification and other geochemical and petrogenetic congruences as slab failure magmatism.

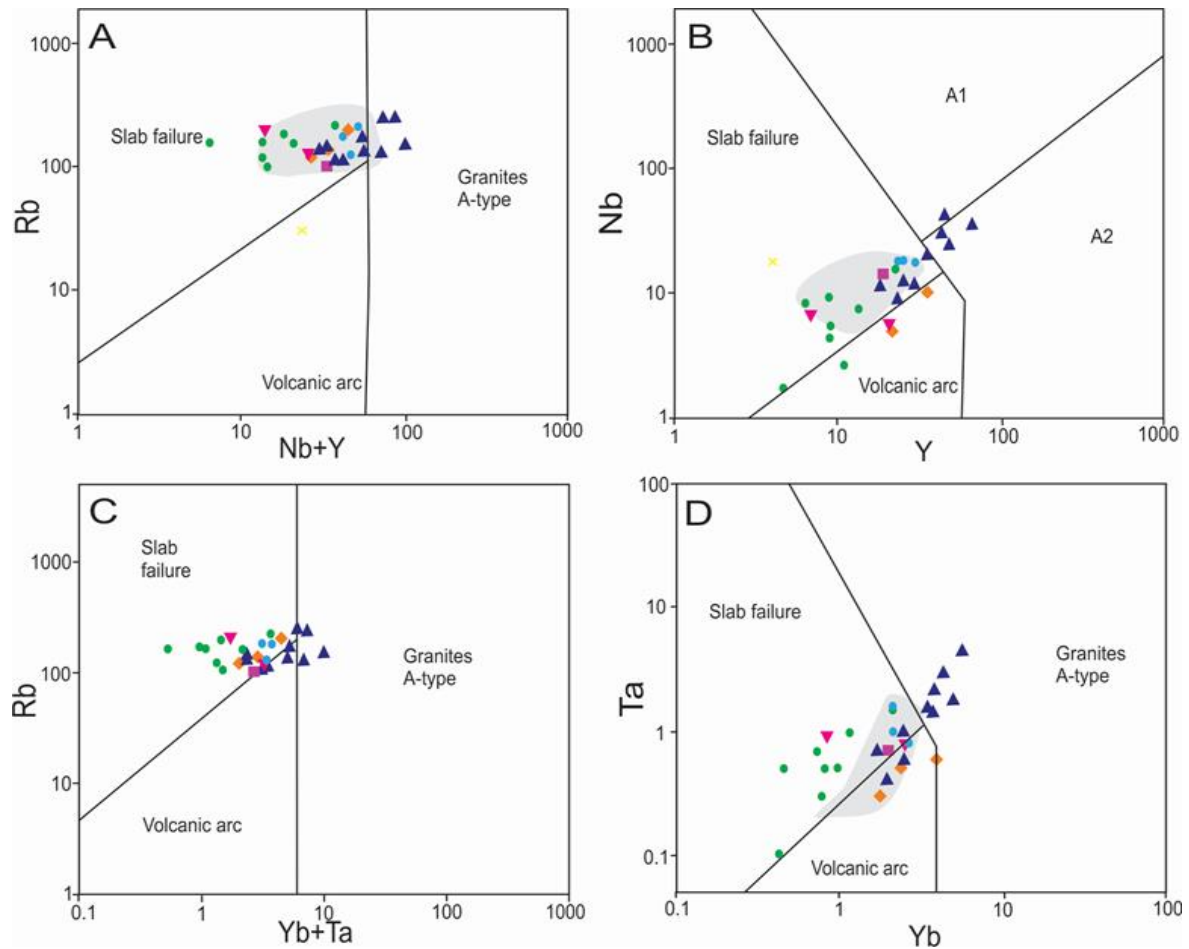


Figure 15. Pearce *et al.* (1984) granitoid rock discrimination plots modified to better discriminate between I-type arc, slab failure and A1- and A2- type granitoid compositions. (A) Rb versus Nb + Y; (B) Nb versus Y; (C) Rb versus Yb + Ta; (D) Ta versus Yb (Eby, 1992, Whalen and Hildebrand, 2019). Legend same as in Figure 4.

According to Whalen and Hildebrand (2019), many batholiths previously classified as volcanic arcs are part of the slab failure context, where the magmatic volume would be larger and better preserved. This is related to the conditions of arc-continent collision. In this scenario, the continental margins are pulled down beneath the arcs, so the magmatism related to slab failure is emplaced in a tectonically thickened crust, in stark contrast to older arc magmatism that was either ruptured or emplaced in a thinned crust.

Once the slab breaks and the lower plate detaches from the oceanic plate, the trench and rocks from the continental margin are partially subducted and buoyantly

rise, uplifting the collision zone and leading to the arc mountains erosion (Wilmsen *et al.*, 2009). It is commonly assumed that the upwelling asthenosphere undergoes decompression melting and invades the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) and the overlying crust. However, Hildebrand and Whalen (2017) suggest that the upper part of the broken slab undergoes melting, rises and interacts with the SCLM, with little continental crust contribution. As the magma invades the collision zone, it tends to form a linear belt along the eroded arc and appear temporally continuous with the older magmatism, thus easily mistaken for it. Due to its location and short-lived, often voluminous nature, slab failure magmatism is commonly misinterpreted as the 'peak' in arc activity (Lee and Lackey, 2015; Wilkinson, 2013).

Therefore, the authors propose that batholiths in large continental margins are composed of two parts: an older belt of mesozonal to epizonal arc plutons commonly emplaced in a stacked configuration, followed immediately by a parallel belt of plutons typically emplaced at greater depths during crustal thickening and exhumation (Hildebrand, 2015; Hildebrand and Whalen, 2014, 2017).

Recent numerical models are being built to study the circumstances required to induce slab failure magmatism, according to Hildebrand *et al.* (2018), implying that the classical model of adiabatic decompression melting can only occur in cases of very shallow slab breakoff (Freeburn *et al.*, 2017). When the subduction angle is steep, as may be the case for the old and dense oceanic lithosphere's subduction or deep rupture, the asthenosphere does not necessarily rise. Still, it flows laterally or even downward to fill the gap. This would explain the observation made by the authors in the Cretaceous Coastal Batholith of Peru (Cobbing, 1981; Pitcher *et al.*, 1985), where they used temporal relationships between magmatism and deformation to develop a model that showed the large volume of plutonic rocks comprising the batholith formed as a consequence of the slab failure mechanism of the plate (Hildebrand and Whalen, 2014). Thus, Figure 16 shows a schematic model for the PMC rocks, which depicts the subducted plate slab and details the interactions and magmatic processes examined in these rocks.

The partial melting of rocks is explained with examples from the literature, such as the multi-intrusions (313 to 307 to 304 Ma) referred to in the Central System Batholith in Spain, where granodiorites and monzogranites intruded metasedimentary basement rocks and partially melted them (Alvarado *et al.*, 2013). In this example, geochronological data and magmatic structures (xenoliths and

stratification/hybridization) reveal that the sequential emplacement of magmas maintained the thermal conditions of the batholith around the zircon crystallization temperature in granitic melts ($\sim 750^{\circ}\text{C}$), favouring the partial melting of the host rocks and the large magma chambers development composed of crystal mushes.

The combined results show that the PMC in the Monte Bonito area was generated due to the passage, partial retention and interaction of many small magma batches, which accumulated and crystallized, causing anatexis of the early rocks. Therefore, the multiple magma injections generated features of magmatic erosion hybridization and remelting structures, leading to more complex physical correlations between magmatic terms. According to Loureiro *et al.* (2021) and Weinberg *et al.* (2021), the features found in the PMC rocks have evidence of intrusions contemporaneous crystallization.

The slab failure hypothesis is consistent with the examined data and the regional context, interpreting the PMC several pulses observation. Furthermore, geochemical modelling and field evidence show that fractional crystallization, magma mixing and partial crustal melting provide insights into PMC petrogenesis.

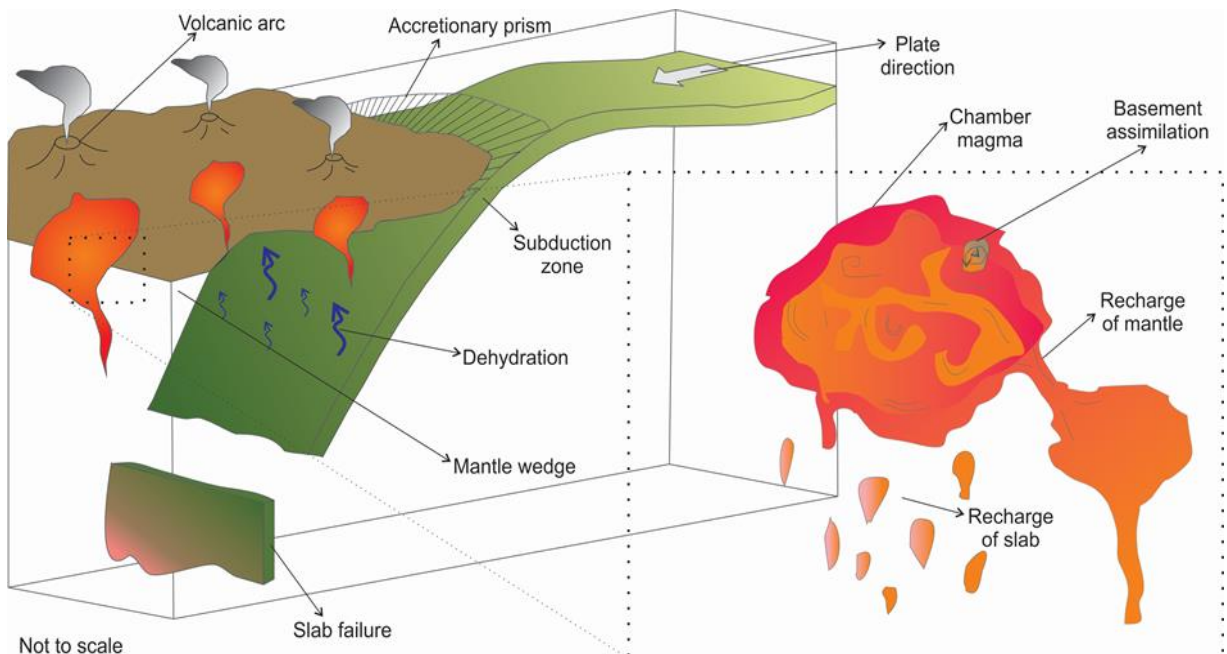


Figure 16. Tectonic scheme of subduction and subsequent slab failure, with multiple pulses and magmatic processes that generate the Pinheiro Machado Complex comagmatic rocks (modified from Deschamps *et al.*, 2013).

6 | CONCLUSIONS

The wide composition of the PMC can be attributed to factors that play a fundamental role in magma genesis, such as the magma source composition, melting depth and fractionation processes. This study highlighted the macroscopic, petrographic and geochemical characteristics of the early and late magmatic events and their subgroups.

The geochemical results show that partial melting chemically affects the rocks formed during early magmatism. The syenogranitic melt and the hybrid granodiorite-tonalite can exhibit unexpected behaviour in geochemical diagrams. The partial melting mechanisms significantly changed the content of the incompatible element, since they have an affinity to remain in the melt.

Using geochemical modelling, we determined the magmatic process as fractional crystallization with a considerable contribution from crustal assimilation (40%) and the assimilated magma decoupling, wherein part of the liquid evolved separately from the rest. The modelling additionally indicated that in the early magmatism, the subsequent process of early diorites anatexis by heating and constant activity of the underlying magma chamber possibly occurred at a 5%–10% melting rate (F). Similarly, the hybrid rocks show contributions from the mixing process, with geochemical correlations in the major element curves for the early diorite and syenogranitic melt members, at 60%–50% and 50%–40%, respectively. Finally, the results indicated that the PMC crystallized in an open system with recharge and assimilation, as evidenced by the presence of disequilibrium mineral textures and some geochemical modelling curve deviations.

Considering the previously suggested magmatic arc tectonic setting for the PMC together with the geochemical modelling shown here, we consider the slab failure as the most likely tectonic moment related to the origin of the studied rocks. This context fits the dynamics of the multi-intrusive events, with recharge and melting of the recently formed crust through the constant heating due to new slab melting pulses at depth. Multiphase magma flows involving fluid mechanics are necessary to understand the rheological complexity of the resulting mushes due to heterogeneities in tectonic settings. Geophysical studies and new insights into the accretionary mechanisms and collisional environments can provide a better understanding of the interactions between the PMC magma pulses.

AUTHOR CONTRIBUTIONS

Vivianne Andrade Bastos: Writing – original draft, Investigation, Data curation, Conceptualization. Edinei Koester: Writing – review & editing, Visualization, Supervision, Data curation, Resources. Cristine Lenz: Methodology, Data curation. Carla Cristine Porcher: Writing – review & editing, Visualization, Data curation. Daniel Triboli Vieira, Rodrigo Chaves Ramos, Paula de Oliveira Loureiro – review & editing, Visualization, Data curation.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the Institute of Geosciences of UFRGS for technical and infrastructure support. Additionally, we acknowledge Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) and Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do RS (FAPERGS) for financial support. This manuscript also has been greatly enhanced by the contributions of an internal reviewer, and the editorial handling of Prof. Yunpeng Dong (Editor-in-Chief) and Yirang Jang (Executive Editor).

FUNDING INFORMATION

This work was supported by the [Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)] under the Grant [no. 141173/2020–3].

PEER REVIEW

The peer review history for this article is available at <https://www.webofscience.com/api/gateway/wos/peer-review/10.1002/gj.4969>.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information can be found online in the Supporting Information section at the end of this article.

How to cite this article: Bastos, V. A., Koester, E., Lenz, C., Porcher, C. C., Vieira, D. T., Ramos, R. C., & P. de Oliveira Loureiro (2024). Slab failure-related magmatism

in the Pinheiro Machado Complex, southern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Geological Journal*, 1–20. <https://doi.org/10.1002/gj.4969>

REFERENCES

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito-Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1–29.
- Alvarado, J. D., Fernández, C., Castro, A., & Moreno-Ventas, I. (2013). SHRIMP U–Pb zircon geochronology and thermal modeling of multilayer granitoid intrusions: Implications for the building and thermal evolution of the Central System Batholith, Iberian Massif, Spain. *Lithos*, 175, 104–123.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1–4), 155–177.
- Bastos, V. A. (2020). Química mineral, geotemobarometria e suas implicações na evolução do Complexo Pinheiro Machado, região de Monte Bonito, RS. Master dissertation. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 81.
- Bastos, V. A., Koester, E., Lenz, C., Olmo-Barbosa, D., Porcher, C. C., Loureiro, P. O., Vieira, D. T., Ramos, R. C., & Cedeño, D. G. (2021). Contribution to the understanding of the Pinheiro Machado complex (Dom Feliciano Belt, Brazil): A study of textures, mineral chemistry, and crystallization conditions. *Geological Journal*, 56(2), 1012–1033.
- Bitencourt, M. F., & Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and source of magmatism related to the southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociencias*, 30, 184–187.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., & Gonçalves, J. H. (2003). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Ministério de Minas e Energia Secretaria de Minas e Metalurgia.
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Developments in Geochemistry*. Elsevier, 2(3), 63–114.
- Cabanis, B., & Lecomte, M. (1989). The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or

- contamination: *Comptes Rendus de l'Academie des sciences, serie 2. Science de la Terre*, 309. 20.
- Chemale, F., Jr. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia Do Rio Grande Do Sul*, 1, 13–52.
- Cobbing, E. (1981). The geology of the Western cordillera of northern Peru. *Institute of Geological Science, Overseas Mem*, 14(5), 80301-9140.
- Condie, K. C. (2015). Plate tectonics & crustal evolution (p. 282). Elsevier Science.
- Cribb, J. W., & Barton, M. (1996). Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos*, 37(4), 293–307.
- Cruz, R. F. (2019). Levantamento geológico e do potencial mineral de novas fronteiras: Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul. Escalas 1:250.000 e 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul. CPRM.
- Cruz, R. F., Basei, M. A. S., & Philipp, R. P. (2023). Potential flare-ups and lulls in the multi-stage magmatism of the Dom Feliciano belt, southern Brazil: Evidence from geochemistry and isotopic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 123, 104205.
- Davies, J. H., & von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1–4), 85–102.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189–202.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., & Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96–127.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), 641–644.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., & Camozzato, E. (1995). Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II-uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Brazilian Journal of Geology*, 25(4), 375–384.
- Fragoso Cesar, A. R. S. (1991). Tectônica de placas no ciclo brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São

- Paulo. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP. 451.
- Freeburn, R., Bouilhol, P., Maunder, B., Magni, V., & van Hunen, J. (2017). Numerical models of the magmatic processes induced by slab breakoff. *Earth and Planetary Science Letters*, 478, 203–213.
- Gill, R., & Fitton, G. (2022). *Igneous rocks and processes: A practical guide* (p. 357). John Wiley & Sons.
- Gündüz, M., & Asan, K. (2021). PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*, 12(1), 81–92.
- Harker, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen and Co., London.
- Harris, N. B., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67–81.
- Hartmann, L., Lopes, W. R., & Savian, J. F. (2016). Integrated evaluation of the geology aerogamaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense shield, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 88(1), 75–92.
- Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., Da Silva, L. C., Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R., Santos, J. O. S., & Vasconcellos, M. A. Z. (2000). Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 829–844.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. D. A. (2004). Província Mantiqueira. *Geologia Do Continente Sul-Americano: evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 203–235.
- Hildebrand, R. S. (2015). Dismemberment and northward migration of the cordilleran orogen: Baja-BC resolved. *GSA Today*, 25(11), 4–11.
- Hildebrand, R. S., & Whalen, J. B. (2014). Arc and slab-failure magmatism in cordilleran batholiths I: The cretaceous coastal batholith of Peru and its role in south American Orogenesis and hemispheric subduction Flip. *Geoscience Canada*, 41(3), 255–282.
- Hildebrand, R. S., & Whalen, J. B. (2017). The tectonic setting and origin of cretaceous batholiths within the north American cordillera: The case for slab

- failure magmatism and its significance for crustal growth. *The Geological Society of America*, 532, 1–88.
- Hildebrand, R. S., Whalen, J. B., & Bowring, S. A. (2018). Resolving the crustal composition paradox by 3.8 billion years of slab failure magmatism and collisional recycling of continental crust. *Tectonophysics*, 734, 69–88.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., & Siegesmund, S. (2018). The Dom Feliciano Belt in southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana*, 1, 267–302.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). Interpretation of wholerock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259.
- Jenner, G. A. (1996). Trace element geochemistry of igneous rocks: Geochemical nomenclature and analytical geochemistry. Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration. Edited by Wyman D. A. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 51–77.
- Kelemen, P. B., Hanghøj, K., & Greene, A. R. (2003). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 659.
- Koester, E., Porcher, C. C., Ramos, R. C., Vieira, D. T., Dal Olmo- Barbosa, L., & Bastos, V. A. (2022). Paleoproterozoic metagabbro xenolith in the southeastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: A new piece in the West Gondwana assembly. *Journal of South American Earth Sciences*, 119, 104040.
- Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L. A., Soliani, E., Jr., Nardi, L. V. S., & Kraemer, G. (2001). Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 131–140.
- Lee, C. T. A., & Lackey, J. S. (2015). Global continental arc flare-ups and their relation to long-term greenhouse conditions. *Elements*, 11(2), 125–130.

- Loureiro, P. O. (2013). Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na Região de Monte Bonito Pelotas, RS (p. 175). Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Loureiro, P. O., Koester, E., Weinberg, R. F., Lenz, C., Porcher, C. C., Ramos, R. C., Vieira, D. T., Bastos, V. A., Knijnik, D., & Pimentel, M. M. (2021). Recycling and hybridization of incremental episodes of magma intrusions: Pinheiro Machado complex, southeastern Dom Feliciano belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102922.
- Martil, M. M. D., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., Koester, E., & Pimentel, M. M. (2017). Pre-collisional, Tonian (ca. 790 ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita complex. *Lithos*, 274, 39–52.
- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4), 215–224.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4), 321–355.
- Oriolo, S., Wemmer, K., Oyhantçabal, P., Fossen, H., Schulz, B., & Siegesmund, S. (2018). Geochronology of shear zones – a review. *Earth-Science Reviews*, 185, 665–683.
- Oyhantçabal, P., Oriolo, S., Philipp, R. P., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2018). The Nico Pérez terrane of Uruguay and southeastern Brazil. *Geology of Southwest Gondwana*, 1, 161–188.
- Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Siga, O., & Harara, O. M. M. (2018). The Luis Alves and Curitiba terranes: Continental fragments in the Adamastor Ocean. *Geology of Southwest Gondwana*, 1, 189–215.
- Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes Journal of International Geoscience*, 19(4), 120–125.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983.
- Petford, N. (2003). Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 399–427.

- Philipp, R. P. (1998). A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul (p. 269). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Philipp, R. P., & de Campos, R. S. (2004). Geologia, petrografia e litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: implicações geotectônicas. *Pesquisas Em Geociências*, 31(2), 79–94.
- Philipp, R. P., & Machado, R. (2001). Suítes graníticas do batólito pelotas no rio grande do sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociencias*, 31, 257–266.
- Philipp, R. P., Mesquita, M. J. M., Gomes, M. E. B., & Almeida, D. D. P. (1993). Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas Em Geociências*, 20(1), 3–13.
- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., & Beckinsale, R. D. (1985). A multiple and composite batholith. In *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes* (pp. 93–107). Blackie Halstead Press.
- Porcher, C. C., Lenz, C., Koester, E., Bastos, V. A., Barbosa, L. D. O., Vieira, D. T., Ramos, R. C., Pinto, V. M., Bertotti, A. L., & Fernandes, L. A. D. (2021). O Terreno Pelotas e a orogênese Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, da evolução magmática e tectônica. In *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina* (Vol. 2021, pp. 29–42). Compasso Lugar-Cultura.
- Ramos, R. C., Koester, E., & Vieira, D. T. (2020). Petrologia de nova ocorrência dos Anfibólitos Alto Alegre, SE do Cinturão Dom Feliciano, Brasil. *Pesquisas Em Geociências*, 47(3), 23–31.
- Ramos, R. C., Koester, E., Vieira, D. T., Cristine, P. C., Neri, G. J., & Luiz, S. R. (2018). Insights on the evolution of the Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 38–53.
- Ramos, R. C., Toniolo, J. A., Pinto, G. R., & Koester, E. (2014). Zona de cisalhamento (sutura) de Arroio Grande e o novo Domínio Geofísico Sudeste (Escudo Sul-Rio-Grandense): discussões baseadas em dados geofísicos e de campo. Porto Alegre, Simpósio Brasileiro de Geofísica, Expanded Abstracts, 4.
- Rapalini, A. E. (2018). The assembly of western Gondwana: Reconstruction based on paleomagnetic data. *Geology of Southwest Gondwana*, 1, 3–18.

- Rollinson, H. R. (1993). A terrane interpretation of the Archaean Limpopo Belt. *Geological Magazine*, 130(6), 755–765.
- Sacks, P. E., & Secor, D. T., Jr. (1990). Delamination in collisional orogens. *Geology*, 18(10), 999–1002.
- Schandl, E. S., & Gorton, M. P. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3), 629–642.
- Shand, S. J. (1943). Eruptive rocks. In *Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite* (p. 488). John Wiley and Sons.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., & Fletcher, L. (2005). The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136, 203–240.
- Silva, R. F., Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E., & Vieira, D. T. (2021). Capão do Leão granite: Highly differentiated garnet-bearing magmatism in the southeastern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Geological Journal*, 56(1), 79–101.
- Song, S., Wang, M., Wang, C., & Niu, Y. (2015). Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective science China. *Earth Science*, 58, 1284–1304.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345.
- Tambara, G. B., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C., Vieira, D. T., Fernandes, L. A. D., & Lenz, C. (2019). Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alcálico médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil). *Pesquisas Em Geociências*, 46(2), 9–18.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., & Porcher, C. C. (2019). Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: A 680 ma shoshonitic event in the final stages of the Piratini arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102294.

- Weinberg, R. F., Vernon, R. H., & Schmelting, H. (2021). Processes in mushes and their role in the differentiation of granitic rocks. *Earth- Science Reviews*, 220, 103665.
- Whalen, J. B., & Hildebrand, R. S. (2019). Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*, 348, 105179.
- Wilkinson, J. J. (2013). Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6(11), 917–925.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R., & Taheri, J. (2009). The Cimmerian orogeny in northern Iran: Tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21(3), 211–218.
- Zou, H. (2007). *Quantitative geochemistry* (Vol. 2007, pp. 115–117). World Scientific, Imperial College Press.

Supplementary Material

Table S1. Whole-rock major and trace element geochemistry for representative rock types in the Pinheiro Machado Complex. Major oxides (wt%) and trace elements (ppm).

PMB-09A	PMB05Z DIORITE	PMB-02E	PMB-04E	PMB-05A	PMB-05V1	PMB-03E	PMB01E DIORITE	PMB-01D	PMB-05S	PMB-02I	PMB-02F	Samples
Diorite-granodiorite												
Amphibolite												
Lithology												
55.8	57.6	52.1	58.0	62.0	60.7	59.4	57.7	57.1	43.6	49.1	47.9	SiO ₂
1.2	1.0	1.7	0.7	0.8	0.8	1.1	1.3	1.2	1.7	1.3	1.1	TiO ₂
18.9	17.0	13.6	15.5	16.4	16.3	18.0	15.6	16.2	16.4	15.1	15.0	Al ₂ O ₃
7.5	7.7	10.2	8.7	5.8	6.2	6.3	9.6	8.5	14.46	11.19	11.29	Fe ₂ O ₃
0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.19	0.19	MnO
2.18	2.98	6.04	3.50	2.28	2.54	2.05	3.22	3.27	7.23	7.58	8.43	MgO
4.50	5.39	7.30	6.08	3.83	5.04	4.94	6.00	5.99	8.25	8.33	8.89	CaO
5.28	3.99	1.19	3.75	4.14	3.95	4.50	2.95	3.71	2.33	2.80	2.82	Na ₂ O
2.42	2.24	3.62	1.75	2.58	2.50	2.04	2.03	2.00	3.28	2.17	1.96	K ₂ O
0.37	0.33	0.71	0.19	0.26	0.28	0.33	0.19	0.23	0.14	0.15	0.21	P ₂ O ₅
216	733	267	159	651	1063	152	325	181	529	287	289	Ba
246.8	129.8	252.5	117.5	173.8	113.9	153.7	140.2	134.5	205.4	138.9	121.7	Rb
403.0	623.9	412.6	329.1	516.0	725.9	464.4	544.3	457.5	409.4	381.8	472.9	Sr
786.9	285.7	263.0	148.3	271.7	202.2	353.1	141.6	201.5	341.1	119	103.6	Zr
42.5	24.2	30.5	11.8	20.4	12.5	35.7	11.5	21.4	10.1	9	4.9	Nb
<20	32	86	26	29	29	<20	26	<20	39.00	102.00	116.00	Ni
14.00	18.20	29.80	24.10	16.40	18.30	11.90	26.50	24.60	53.80	44.50	48.00	Co
142.00	95.00	159.00	117.00	101.00	78.00	113.00	91.00	94.00	117.00	72.00	66.00	Zn
45.80	42.70	75.30	14.10	34.90	33.20	37.10	30.30	44.70	15.70	20.00	16.80	La
125.80	104.60	176.30	43.00	77.70	76.30	109.90	70.90	119.40	37.60	51.90	38.60	Ce
16.77	12.67	20.98	6.88	9.59	9.45	15.66	7.85	14.48	5.31	6.81	5.28	Pr
63.70	50.00	83.50	32.30	35.70	38.10	72.70	31.30	56.70	23.80	28.20	25.20	Nd
12.46	9.69	14.14	7.78	6.92	6.72	16.56	5.60	10.02	5.86	6.38	5.64	Sm
2.69	1.72	2.29	1.23	1.29	1.44	3.18	1.51	2.32	1.57	1.70	1.53	Eu
10.05	8.91	9.47	7.18	6.83	5.68	13.89	4.90	8.65	6.25	6.28	5.29	Gd
1.48	1.36	1.26	1.03	1.04	0.82	1.97	0.67	1.05	1.00	0.79	0.70	Tb
7.94	7.89	7.50	5.93	5.99	4.36	11.85	3.55	6.95	6.13	5.50	4.19	Dy
1.51	1.69	1.30	1.03	1.14	0.84	2.18	0.64	1.17	1.29	0.91	0.69	Ho
4.45	4.84	3.65	2.59	3.43	2.51	5.82	1.72	3.38	3.84	2.47	2.00	Er
0.69	0.73	0.60	0.39	0.56	0.37	0.89	0.25	0.53	0.61	0.36	0.29	Tm
4.32	4.96	3.82	2.44	3.72	2.49	5.55	1.69	3.49	3.88	2.37	1.73	Yb
0.68	0.84	0.60	0.38	0.59	0.38	0.80	0.29	0.55	0.62	0.37	0.26	Lu
44.90	47.30	43.00	29.40	35.20	25.20	65.90	18.20	34.80	35.30	24.70	21.60	Y
14.90	6.50	11.10	7.20	8.10	4.20	11.80	6.00	5.80	9.00	7.90	5.50	Cs
3.00	1.80	2.20	1.00	1.50	0.60	4.40	0.70	1.50	0.60	0.50	0.30	Ta
18.70	7.80	6.30	4.30	7.20	5.20	8.40	4.10	5.40	10.60	4.10	3.10	Hf
10.20	4.60	2.70	3.40	4.80	3.00	5.80	9.10	6.00	1.60	5.40	0.60	U
20.70	12.90	15.30	3.20	10.80	8.30	17.90	17.30	24.20	2.00	5.70	2.20	Th

PMB 05N	PMB-09B	PMB-03A	PMB-02G	PMB-050	PMB-04A	PMB-02A	PMB01E LEUCO	PMB 09K	PMB-09G	PMB-09F	PMB-02D	PMB05Z MELT	AP-1F	PMB-09E		
Late magmatism																
Granite																
Diorite								Granodiorite-tonalite hybrid							Syenogranite melt	
74.20	69.45	71.21	72.49	69.45	66.94	73.92	72.51	52.70	58.5	53.1	66.3	73.2	67.1	55.3		
0.19	0.42	0.32	0.20	0.44	0.22	0.10	0.08	1.56	1.0	1.4	0.6	0.0	0.4	1.2		
14.15	14.89	14.13	13.53	15.03	17.34	12.87	13.88	16.35	17.4	17.9	14.9	13.8	15.3	14.9		
1.13	3.09	2.46	1.89	2.87	2.04	1.75	2.54	9.86	6.6	8.7	4.5	2.2	2.7	9.3		
0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.05	0.18	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1		
0.32	0.69	0.71	0.45	0.58	0.57	0.38	0.24	3.57	2.01	3.54	1.43	0.07	0.67	5.53		
1.26	1.53	2.15	1.67	1.90	3.27	1.49	1.82	7.70	4.62	7.24	3.08	1.13	2.06	6.60		
3.20	3.01	2.88	2.73	3.66	4.04	2.52	3.77	3.68	3.81	4.03	3.52	3.23	3.19	3.17		
5.54	5.81	5.16	5.81	4.86	4.48	5.72	3.67	1.56	3.80	2.27	3.90	5.60	6.83	2.20		
0.10	0.13	0.07	0.07	0.17	0.08	0.04	0.02	0.24	0.33	0.41	0.25	0.02	0.22	0.15		
806	1375	1253	923	1500	1276	991	1280	329	2580	1016	922	270	1253	520		
197.0	223.9	162.4	165.2	171.2	123.2	164.3	105.9	102.5	183.6	128.2	181.8	131.0	203.6	147.8		
196.00	326.4	404.0	385.8	551.2	536.7	360.3	449.00	456.0	747.0	705.10	494.9	197.4	409.0	496.1		
137.00	250.10	140.80	129.60	232.80	50.40	78.9	48.70	83.0	428.9	325.9	277.5	55.3	271.9	132.9		
9.18	15.40	7.40	2.60	8.20	4.30	1.7	5.40	14.15	17.90	17.50	18.20	5.5	6.5	9.1		
-	<20	<20	<20	<20	<20	22	<20	-	<20	<20	<20	<20	<20	58		
-	4.00	4.00	3.40	4.20	2.80	3.30	1.20	-	11.50	24.90	9.50	0.40	3.40	30.90		
-	56.00	33.00	22.00	69.00	27.00	11.00	22.00	-	96.00	96.00	70.00	15.00	54.00	106.00		
30.40	79.00	44.60	35.80	44.80	10.80	15.40	13.50	28.40	52.80	50.50	82.20	12.90	70.10	12.40		
68.00	152.2	82.10	59.70	90.00	26.30	26.30	25.40	66.70	112.50	126.00	165.70	25.30	128.80	38.30		
7.56	15.12	8.00	5.73	10.52	3.13	2.52	2.98	7.37	13.63	15.96	17.43	2.84	12.82	6.31		
28.40	51.20	27.10	20.80	37.90	13.40	9.30	10.50	30.60	53.10	61.10	59.80	10.60	42.20	29.80		
5.69	8.32	4.30	3.15	6.05	2.45	1.21	1.95	6.17	8.95	10.20	9.52	2.83	5.64	7.34		
0.88	1.22	0.87	0.53	1.29	0.70	0.35	0.54	1.46	2.12	2.55	1.56	0.61	1.04	1.48		
4.31	5.58	3.44	2.48	3.94	1.95	1.09	1.81	5.58	6.96	8.45	6.83	3.00	2.93	6.32		
0.46	0.86	0.42	0.34	0.40	0.26	0.14	0.28	0.78	0.95	1.14	0.81	0.51	0.26	0.95		
1.91	3.81	2.63	1.99	1.51	1.48	0.97	1.53	3.91	5.15	5.85	4.98	3.18	1.00	4.95		
0.33	0.84	0.45	0.38	0.22	0.26	0.16	0.31	0.75	0.80	1.00	0.82	0.72	0.16	0.84		
0.82	2.03	1.40	0.96	0.52	0.76	0.47	0.89	1.97	2.18	2.89	2.23	2.14	0.52	2.36		
0.08	0.37	0.18	0.13	0.07	0.12	0.07	0.14	0.24	0.34	0.40	0.37	0.36	0.09	0.32		
0.74	2.16	1.16	0.78	0.46	0.83	0.43	0.99	1.97	2.11	2.63	2.14	2.39	0.82	1.94		
0.10	0.30	0.18	0.13	0.06	0.14	0.07	0.16	0.32	0.33	0.39	0.33	0.38	0.16	0.29		
8.90	22.60	13.50	11.00	6.40	9.00	4.70	9.10	19.00	23.40	29.80	24.50	20.70	6.90	23.70		
3.64	5.10	4.10	2.60	4.10	3.70	2.40	1.60	6.49	8.70	6.70	4.90	0.90	6.00	7.90		
0.70	1.50	1.00	0.30	0.50	0.50	0.10	0.50	0.70	1.00	0.80	1.60	0.80	0.90	0.40		
4.21	6.50	3.70	4.20	6.30	1.20	2.90	1.60	3.40	10.30	8.40	7.90	1.80	6.70	3.50		
2.34	10.00	3.40	1.60	3.30	5.10	2.60	1.70	13.30	6.30	10.50	5.20	1.40	3.30	2.50		
11.25	34.80	17.70	10.90	12.00	4.70	7.30	3.60	19.05	17.40	23.20	37.50	6.20	18.00	1.70		

CAPÍTULO 5

Artigo 2

“Evidence of Ediacaran oblique arc magmatism in the Pelotas Terrane, southernmost Brazil: Insights into the source and magmatic processes of the Pinheiro Machado Complex”

Precambrian Research (Submetido)

Bastos et al.

CARTA DE SUBMISSÃO

Precambrian Research <em@editorialmanager.com>

Seg, 01/07/2024 14:30

Para: Vivianne Andrade Bastos vivianneab@hotmail.com

PRECAM-D-24-00266- Confirming your submission to Precambrian Research

Evidence of Ediacaran oblique arc magmatism in the Pelotas Terrane, southernmost Brazil: Insights into the source and magmatic processes of the Pinheiro Machado Complex

Dear Mrs. Bastos,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Precambrian Research. It has been assigned the following manuscript number: PRECAM-D-24-00266.

To track the status of your manuscript, please login as an author at <https://www.editorialmanager.com/precam/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Precambrian Research

Evidence of Ediacaran oblique arc magmatism in the Pelotas Terrane, southernmost Brazil: Insights into the source and magmatic processes of the Pinheiro Machado Complex

Vivianne Andrade Bastos^{a,*}, Edinei Koester^{b,c}, Cristine Lenz^d, Carla Cristine Porcher^{b,c}, Daniel Triboli Vieira^c, Rodrigo Chaves Ramos^e

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil

^b Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91540-000, Porto Alegre, RS, Brazil

^c Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91540-000, Porto Alegre, RS, Brazil

^d Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe. Cidade Universitária Prof. José Aloísio de Campos. Av. Marechal Rondon, s/n, Jd. Rosa Elze, São Cristóvão, CEP 49100-000, Aracaju, SE, Brazil

^e Secretaria de Meio Ambiente e Preservação Ecológica, Prefeitura Municipal de Sapiranga. João Corrêa Avenue, 808, 93800-222, Sapiranga, RS, Brazil

* Corresponding author.

E-mail address: vivianneab@hotmail.com (V.A. Bastos)

Abstract

The Dom Feliciano Belt, southern Brazil, is formed through successive accretion processes during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle, contributing to the amalgamation of the southwestern portion of Gondwana. This research investigates the processes and sources of magmas in the Pinheiro Machado Complex, the Neoproterozoic main unit of the Pelotas Terrane, by analyzing whole-rock elemental geochemistry data and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systems. The Pinheiro Machado Complex comprises a series of dioritic to granitic multiple intrusions extending over a vast area within the Pelotas Terrane. Spidergrams reveal high concentrations of large ion lithophile elements and high field strength elements. Chondrite-normalized rare earth element patterns indicate enrichment in light REEs. The geochemical results demonstrate compositional diversity, reflecting interaction between two distinct sources: spinel lherzolite mantle and an orthogneissic basement crust similar to the Piratini Complex (basement of the Dom Feliciano Belt). The predominant magmatic process in the Pinheiro Machado Complex involves decoupled assimilation and fractional crystallization, originating from dioritic magma and involving approximately 20% assimilation of the basement. Approximately 5-10% partial melting of the spinel lherzolite mantle is suggested as the source of dioritic rocks. Sr-Nd isotopic data yield $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios between 0.708705 and 0.710407, $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values of -6.74 to -4.49, and Nd- T_{DM} ages from 1.4 to 1.7 Ga. The integration of these analyses suggests that the geodynamic evolution of the Pinheiro Machado Complex along the Western Gondwana paleocontinent is explained by oblique continental collision associated with the closure of a V-shaped basin. This played a fundamental role in forming the transpressional system that generated Pinheiro Machado Complex magmatism. This tectonic event resulted in a series of processes, including subduction and slab failure, followed by continental collision. These findings enhance our understanding of the geodynamic evolution of the Pelotas Terrane during the Neoproterozoic and provide significant insights into the magmatic processes that shaped the Pinheiro Machado Complex rocks and their relationship with tectonic events.

Keywords: Brasiliano/Pan-African Orogeny; Western Gondwana; oceanic subduction; geochemical modeling; isotope data; magma source

1. Introduction

The research of Neoproterozoic magmatic rocks in Western Gondwana paleocontinent is crucial for understanding tectonic evolution and the complex processes involved in forming supercontinents. These rocks provide insights into subduction processes and dynamics, such as magmatic arcs and collisional processes, which are fundamental for understanding the distribution of mineral resources and the geodynamic setting of the early Earth (Cawood *et al.*, 2009, 2013). Additionally, analyzing these rocks supports comprehending the history of orogenic cycles and the mechanisms of crustal accretion during this period, contributing to a better understanding of global and regional geology (Santosh *et al.*, 2009). Isotopic and geochemical studies of these rocks can also reveal insights into the mantle composition and magmatic differentiation processes around 600-800Ma (Klein *et al.*, 2023).

In the Sul-Rio-Grandense Shield, southern Brazil, the Pinheiro Machado Complex (PMC) is located in the Pelotas Terrane, east of the Dom Feliciano Belt. It is a key unit for understanding Neoproterozoic magmatism associated with the evolution of western Gondwana during the Ediacaran. The Dom Feliciano Belt resulted from successive accretion processes during the Brasiliano/Pan-African Orogeny, which contributed to the amalgamation of the SW portion of the paleocontinent Gondwana (Hueck *et al.*, 2018; Ramos *et al.*, 2018; Cruz, 2019). In these tectonic terms, at the eastern Geophysical Domain (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Costa, 1997), the Pelotas Terrane is located, dominated by Neoproterozoic plutonic rocks (Philipp, 1998; Porcher *et al.*, 2021).

Therefore, this research aims to examine the magmatic processes and sources of magmas of the PMC using geochemical and isotopic approaches. The PMC registers numerous intrusions with compositions ranging from dioritic to granitic, covering a vast area in the Pelotas Terrane region (Fragoso Cesar, 1991; Philipp, 1998; Porcher *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024). Its petrogenetic complexity and the associated rock diversity offer an opportunity to investigate regional-scale magmatism, recognizing the temporality and geotectonic setting of the magma.

The magmatic differentiation processes, the primary magma composition, and the geochemical and isotopic characteristics of the Pinheiro Machado Complex rocks are detailed in this study, in order to elucidate petrological and tectonic questions.

Furthermore, the present study attempts to identify possible crustal and mantle sources involved in the generation of the magmas (Barbarin, 1999; Frost *et al.*, 2001; Janoušek *et al.*, 2015; Gündüz and Asan, 2021), as well as investigate the tectonic implications of these processes for the evolution characterization of the Pelotas Terrane. These data allow for understanding the range of magmatic episodes, recognizing the sources and processes involved in the genesis of the Pinheiro Machado Complex, and discussing crustal evolution during the Brasiliano/Pan-African Orogeny.

2. Geological setting

The Sul-Rio-Grandense Shield (ESRG) is composed of a predominantly Paleoproterozoic Western unit, the Nico Pérez Terrane (Nardi and Hartmann, 1979; Gireli *et al.*, 2018; Koester *et al.*, 2021), and an eastern belt dominated by Neoproterozoic rocks related to the Dom Feliciano Belt. This belt extends from Uruguay to Santa Catarina state in southern Brazil (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Fernandes *et al.*, 1995b; Koester *et al.*, 2021). The Dom Feliciano Belt is commonly subdivided into four main geophysical domains (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Costa, 1997; Ramos *et al.*, 2014, 2017; Hartmann *et al.*, 2016): i) the western domain, corresponding to the São Gabriel Terrane (Hartmann *et al.*, 2007; Chemale Jr. *et al.*, 2012; Philipp *et al.*, 2018); ii) the central domain, corresponding to the Tijucas Terrane (Chemale Jr. *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2007; Höfig *et al.*, 2018); iii) the eastern domain, equivalent to the Pelotas Terrane (Philipp, 1998; Porcher *et al.*, 2021); and iv) the southeastern domain, the Punta del Este Terrane (Bossi and Gaucher, 2004; Basei *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 2014, 2017; Peel *et al.*, 2018; Cruz *et al.*, 2024). These terranes portray distinct crustal evolutions and reflect the complex history of the belt over approximately 450Ma (Philipp *et al.*, 2016b; Ramos *et al.*, 2017; Cruz *et al.*, 2023).

The main stages of the belt's evolution are: (i) Brasiliano I, culminating around 900-700 Ma, related to the Passinho, São Gabriel Orogenies and Piratini and the closure of the Charrua-São Gabriel paleo-ocean; (ii) Brasiliano II, culminating around 640-595Ma, related to the Pinheiro Machado Orogeny in the central and eastern domains, characterized by intense continental magmatism and crustal reworking; and (iii) Brasiliano III, Dom Feliciano Orogeny developed around 595-560Ma, with the generation of pre- to syn-tectonic granitic magmatism, related to the final collisional

(post-collisional) events of the Brasiliano-Pan-African orogenic cycle (Babinski *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 2005; Saalman *et al.*, 2011; Brito Neves *et al.*, 2014; Philipp *et al.*, 2016a; Ramos *et al.*, 2017).

In this context, the origin of the Dom Feliciano Belt is associated with the amalgamation of Western Gondwana (Fig. 1A; B) through the interaction of the Congo, Kalahari, and Rio de la Plata cratons (Silva *et al.*, 2005; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Cordani *et al.*, 2016; Oriolo *et al.*, 2016; Philipp *et al.*, 2016a; Hueck *et al.*, 2018; Basei *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023).

There are large-scale correlates between plates dating back to the time of the Brasiliano II -III (640-560 Ma; Basei *et al.*, 2021; Porcher *et al.* 2021; Janoušek *et al.*, 2023; Fig. 1B) along the coastal parts of Namibia, southern Brazil, and Uruguay. These are the remaining representatives of the Neoproterozoic Kaoko-Dom Feliciano-Gariép orogenic system (Philipp and Machado, 2005; Ramos *et al.*, 2017; Janoušek *et al.*, 2023). Thus, the Pelotas Terrane rocks (also called the Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis Terrane; Bossi and Gaucher, 2004) are correlated with the Florianópolis Batholith rocks, which in turn are correlated with the Angra Fria Complex rocks (current NW Namibia, Konopàsek *et al.*, 2017, Janoušek *et al.*, 2023) and the Aiguá Batholith in Uruguay (Lara *et al.*, 2021).

The Pelotas Terrane includes plutonic rocks intruded into a Paleoproterozoic basement characterized by metric xenoliths of metagabbro (Koester *et al.*, 2022) and by fragments of Tonian-Cryogenian age from the Piratini Arc (Vieira *et al.*, 2019a). The latter arc is represented in the Pelotas Terrane by the Piratini Complex and Chácara das Pedras Gneiss (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Figueiredo *et al.*, 1990; Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019; Takehara and Laux, 2019), as well as the Várzea do Capivarita Complex (Martil *et al.*, 2017), Arroio Pedrado Gneiss (Vieira *et al.*, 2019a), and Porto Belo Complex in Santa Catarina (De Toni *et al.*, 2020), Brazil.

The magmatic rocks of the Pelotas Terrane are predominantly Ediacaran, with several intrusions associated with regional shear zones (Philipp, 1998; Bitencourt and Nardi, 2000; Koester *et al.*, 2001; Oriolo *et al.*, 2018), mainly characterized by the Viamão, Cerro Grande, and Dom Feliciano Suites, as well as the PMC unit (Takehara and Laux, 2019).

According to Porcher *et al.* (2021), the evolution of the Pelotas Terrane is primarily related to the Pinheiro Machado Orogeny, during which lithospheric shear zones oriented NE-SW are generated, concurrent with the development of a

continental arc called the Pinheiro Machado Arc (Ramos *et al.*, 2018; Vieira *et al.*, 2019b). The Pinheiro Machado Orogeny (Porcher *et al.*, 2021) is characterized by three evolutionary stages: (i) a pre-collisional stage, with the arc formation (633-609Ma), associated with oceanic basins (e.g. South Adamastor paleo-ocean; Ramos *et al.* 2018); (ii) a syn-collisional stage (ca. 610Ma), with the reactivation of NE-SW trending shear zones, leading to orogenic metamorphism; (iii) a late to post-collisional stage (610-560Ma), marked by intense magmatism.

2.1. Pinheiro Machado Complex

The Pinheiro Machado Complex (PMC) consists of diorites, tonalites, granodiorites and granites, with frequent occurrences of metric-sized xenoliths of amphibolite and gneisses (Philipp, 1998; Philipp and Machado, 2002; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024).

This complex represents significant and large-scale magmatism in the evolution of the Pelotas Terrane, corresponding to the pre-collisional phase of the Pinheiro Machado Orogeny (Porcher *et al.*, 2021). Initially defined as the Pinheiro Machado Granitic Gneiss Complex by Fragoso Cesar *et al.* (1986), it was later designated as the Pinheiro Machado Intrusive Suite by Philipp (1998), considering the predominant preservation of magmatic textures with deformation structures restricted to shear zones. However, the term "Complex" is now more commonly used (Philipp *et al.*, 1993; Hueck *et al.*, 2018; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024), reflecting the large volume of plutonic rocks, their compositional variations, and the presence of numerous metric to centimeter-sized fragments of metamorphic rocks.

The PMC's magmatic complexity suggests three main tectonic settings discussed in the literature: (i) subduction of oceanic lithosphere (Chemale Jr., 2000; Fragoso Cesar, 1991; Philipp *et al.*, 1993), (ii) continental collision (Hartmann *et al.*, 2000; Philipp and Machado, 2001), and (iii) late to post-collisional settings (Bitencourt and Nardi, 2000; Janoušek *et al.*, 2023). These rocks were primarily associated with the Piratini Arc by Fragoso Cesar (1991) and later interpreted by Ramos *et al.* (2018) and Vieira *et al.* (2019a) as part of a younger continental arc, mainly developed over the Piratini Arc rocks.

During the Pinheiro Machado Orogeny, this younger continental arc, named the Pinheiro Machado Arc, formed, leading to the closure of the southern Adamastor

paleo-ocean (640-600 Ma; Ramos *et al.*, 2020; Porcher *et al.*, 2021). This suggests that arc magmatism began immediately after the continental collision between the São Gabriel and Piratini Arcs (ca. 660-640Ma), reversing the subduction direction. Consequently, the mantle wedge under the Pinheiro Machado Arc would be influenced by processes associated with the Piratini Orogeny, such as mantle metasomatism, slab failure, and lithospheric delamination. Previous models support that this subduction was from E (paleo-Africa) to W (paleo-South America) during the closure of the Adamastor paleo-ocean (Fragoso Cesar, 1991; Frimmel *et al.*, 1996; Gaucher *et al.*, 2009; Chemale Jr. *et al.*, 2012; Diener *et al.*, 2017; Ramos *et al.*, 2018).

Isotopic characteristics and magma emplacement of PMC rocks show high initial $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(t)}$ ratios (0.707–0.717) and $\epsilon\text{Nd}_{(620)}$ values between -4.4 and -6.7, with Nd- T_{DM} ages between 1.4 and 1.6 Ga. These data suggest that the magmas originated from the mantle with continental crust assimilation (Philipp *et al.*, 2003; Cruz, 2019; Basei *et al.*, 2021). Crustal material participation in the genesis of the complex's rocks is also suggested by Lu-Hf data, with model ages (Hf- T_{DM}) ranging from 1.3 to 1.7Ga and $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values between -4 and 1 (Cruz *et al.*, 2023). Regarding emplacement conditions, Bastos *et al.* (2021) determined crystallization temperatures and pressures between 714 and 871°C and 4.4 and 6.1kbar, respectively, with crystallization depths estimated at 10 to 30km.

Previous studies determined the crystallization ages for the Pinheiro Machado Complex rocks using distinct radiometric methods. Babinski *et al.* (1997) determined crystallization ages between 623 ± 2 and 610 ± 5 Ma using zircon ID-TIMS U-Pb dating. The U-Pb method on zircon (SHRIMP) provided an age of 609 ± 17 Ma for tonalite (Silva *et al.*, 1999). Philipp *et al.* (2002) used the Pb-Pb method on zircon, obtaining an age of 625 Ma. LA-ICP-MS zircon analyses yielded an age of 633 ± 4 Ma for a porphyritic monzogranite (Cruz, 2019). Loureiro *et al.* (2021), using the U-Pb method on zircon (SHRIMP), obtained ages of 616 ± 3 Ma for an early diorite and 608 ± 4 Ma for a late magnetite granite. Cruz *et al.* (2023) studied PMC ages in various lithotypes using the U-Pb method on zircon (LA-ICPMS), finding a porphyritic monzogranite dated at 635 ± 4 Ma, granite at 633 ± 4 Ma, syenogranite at 620 ± 5 Ma, granodiorite at 618 ± 4 Ma, and a late granite (pegmatite) at 607 ± 2 Ma. These geochronological data support the notion that the PMC experienced multiple magmatic pulses (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023), with

the highest magmatic activity estimated between 635 and 605 Ma. Older ages, such as 691 ± 7 Ma for a tonalitic gneiss xenolith and 645 ± 4 Ma for a granodioritic gneiss xenolith (Cruz *et al.*, 2023), have been proposed as belonging to the Piratini Arc (800-640Ma; Vieira *et al.*, 2019a; 2019b).

3. Materials and methods

This study selected twenty representative samples from the PMC and three from the Viamão Suite (Takerá and Laux, 2019) for geochemical analysis. The rocks were pulverized to a mesh size of < 200 at the Núcleo de Preparação de Amostras (NPA), Center for Petrology and Geochemistry Studies, Institute of Geosciences, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Subsequently, they were analyzed at Australian Laboratory Services (ALS) for whole-rock geochemical data. Major and trace elements were analyzed by Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) and rare earth elements (REE) by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS). Loss on ignition (LOI) was determined by heating the powdered samples for 60 minutes at 1000°C . The whole-rock geochemistry data were also used to create geochemical modeling diagrams of magmatic processes using the Petrogram software (Gündüz and Asan, 2021).

The preparation for Rb-Sr and Sm-Nd isotopic system analyses involved enriching the powdered samples ($n = 6$) with mixed tracers $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ and $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ and dissolving them using a standard method with HF, HNO_3 , and HCl in a Teflon beaker, heated on a hot plate until complete dissolution of the material. The column procedures used AG50W-X8 cationic resin (200–400 *mesh*) to separate Rb, Sr, and REE, then separated Sm and Nd using LN-B50-A anionic resin (100–150 μm). The samples were analyzed in static mode on a Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) Triton at the Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), CPGq-IGEO-UFRGS. Nd and Sr ratios were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ and $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectively. Measurements for the Sr NIST NBS-987 standard yielded $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710260 \pm 0.000014$, and for the Nd La Jolla standard, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511859 \pm 0.000010$. All data were analyzed and graphed using the GCDkit software (Janoušek *et al.*, 2006), with the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ and $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values recalculated for the crystallization age of the late granite, 608 Ma (Loureiro *et al.*, 2021).

4. Results

The PMC has been subdivided based on textural, geochemical, and regional abundance criteria into three groups illustrated on the map in Figure 1C: (i) early rocks, characterized by diorites, tonalites, and locally melted granodiorites; (ii) hybrid porphyritic rocks, locally sheared, with subordinate gabbroic occurrences; and (iii) late rocks, represented by syenogranites and monzogranites, with subordinate late diorite (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021). The Cerro Grande and Viamão suites (Takehara and Laux, 2019) are included in the map for comparison due to compositional, chemical, and geographical similarities, although they do not belong to the PMC.

In addition to the three PMC rock groups and the suites mentioned above, the map in Figure 1 highlights the occurrence of 2.1Ga metagabbro (Koester *et al.*, 2022), including zones of xenolith occurrence, where the rocks of the Piratini Complex (Takehara and Laux, 2019; Cruz, 2019), other rocks associated with the Piratini Arc (Tambara *et al.*, 2019; Vieira *et al.*, 2019a), and the amphibolites in the Monte Bonito region (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021) are found. The Piratini Complex is the main unit of the Piratini Arc, represented by migmatitic orthogneisses with tonalitic-trondhjemitic and quartz dioritic terms, along with subordinate diorites and granodiorites, metamorphosed in the amphibolite facies.

Pre-collisional rocks represent the magmatic phase of the Pelotas Terrane, according to Takehara and Laux (2019), recorded by the Viamão Suite, highlighting the Barão do Triunfo and Passo da Mozinha granites, which are porphyritic monzogranites with megacrysts of K-feldspar, locally deformed in shear zones along the greenschist to amphibolite facies.

The Cerro Grande Suite intrudes the rocks of the PMC, having compositions similar to those of the late granites. The Cerro Grande Suite comprises monzogranitic and granodioritic terms and subordinate mafic enclaves (Takehara and Laux, 2019). Moreover, its occurrence in the southern Terrane separates the hybrid rocks of the PMC into two segments with an NE-SW direction, establishing field relationships between these units. The late magmatism of the Pelotas Terrane is represented by granitoids of the Dom Feliciano Suite (Philipp, 1998; Takehara and Laux, 2019).

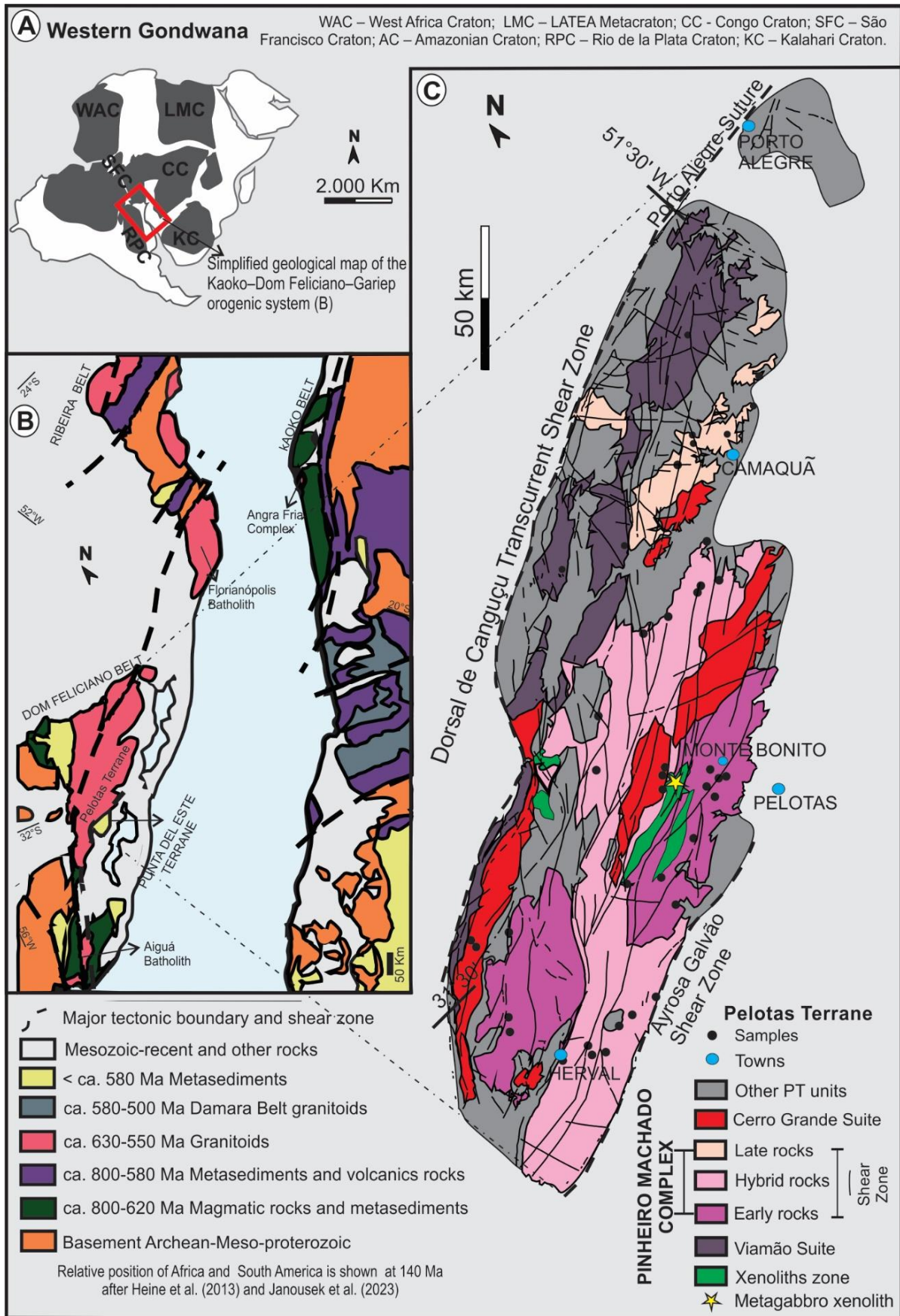


Figure 1. Geological and tectonic context map of the study area. (A) Simplified tectonic setting for Western Gondwana paleocontinent. (B) The mutual position of the

African and South American continents at 140Ma (modified Heine *et al.*, 2013; Janoušek *et al.*, 2023) during the maximum pre-Atlantic crustal stretching and before the formation of the recent oceanic crust. (C) Map of the Pelotas Terrane showing the lithotype dominance subdivisions of the Pinheiro Machado Complex, Paleoproterozoic to Cryogenian basement, as well as rocks from the Cerro Grande and Viamão Suites (modified from Cruz, 2019).

The geochemical results (Table S1- Whole-rock geochemical data, Supplementary Material) of the PMC rocks analyzed in this study show SiO₂ values ranging from 53.9 % to 73.9 %, with the lowest values related to gneissic xenoliths, gabbro, and diorite. In contrast, the highest values are related to the late granites. The same pattern can be observed for MgO when comparing the lithologies. Regarding trace elements, vanadium follows a trend with values above 150 ppm. Higher values of Ba and Sr are generally observed in the hybrid granodiorite, with maximum values between 2230 ppm and 404 ppm. The total sum of REEs exceeds 170, with the highest values associated with the late granites. Loss on ignition (LOI) was less than 1.5 % for the samples.

The Sr-Nd isotopic results (Table S2- Sr-Nd isotopic data of whole-rock, Supplementary Material) indicate $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios for the early diorites ranging from 0.708705 to 0.710512, with $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ ranging from -5.41 to -6.74. For the hybrid granodiorites, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios range from 0.70936 to 0.710407, while $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ ratios vary from 0.511542 to 0.511624. $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values for these rocks range from -4.49 to -6.1. Finally, the late granites have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios ranging from 0.70925 to 0.708304 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ ratios between 0.51152 and 0.51159, with $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values between -5.01 to -6.5.

5. Discussion

5.1 Field Relationships in the Pinheiro Machado Complex

The PMC exhibits multiple intrusive phases leading to complex field relationships, mixing, and hybridizing mafic and intermediate magmas with more evolved magmas, interacting at different scales with the xenoliths of the host rocks. These xenoliths show variable degrees of assimilation by the PMC magmas, detailed by Philipp and Machado (2002), Bastos *et al.* (2021), Loureiro *et al.* (2021), and Bastos *et al.* (2024). Generally, the PMC is characterized by hypidiomorphic rocks

with inequigranular to equigranular textures, mainly porphyritic, with the matrix grain size varying from medium to coarse. Bastos *et al.* (2024) describe the field occurrences of the main lithotypes of the PMC found in the quarries of the Monte Bonito region. Furthermore, this study describes subordinate lithotypes, such as sheared hybrid granodiorites and gabbroic occurrences. A summary of the main characteristics of the several lithotypes of the Pinheiro Machado Complex is presented in Table 3.

Table 2. Summary of the main aspects of the Pinheiro Machado Complex rocks (modified Philipp and Machado, 2002; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Bastos *et al.*, 2024). Mineral abbreviations follow Warr (2021): Afs = alkali feldspar; Amp= amphibole; Qz= quartz; Bt= biotite; Pl= plagioclase; Px= pyroxene; Ttn = titanite; Zm = zircon; Ap = apatite; Mag= magnetite; Py= pyrite.

	Early rocks	Hybrid rocks	Late rocks
Composition	Diorite >> tonalite > granodiorite	Granodiorite >> monzogranite > gabbro	Granite >> syenogranite + granodiorite > diorite
Minerals	Pl (andesine) + Amp (pargasite) ± Bt ± Qz ± Afs (M' = 10-15)	Pl (oligoclase) + Amp (pargasite) + Bt ± Qz ± Afs ± Px (M' = 7-12)	Pl + Amp + Bt ± Qz ± Afs (M' = 5-15)
Accessory minerals	Ttn >> Zm + Ap > Mag + Py	Ttn >> Zm + Ap + Mag + Py	Ttn >> Mag + Zm + Ap + Py
Dominant texture	Equigranular fine to medium -grained, hypidiomorphic	Porphyritic with fine to medium-grained matrix	Medium-grained hypidiomorphic equigranular
Dominant structure	In situ and in source melting pockets and pools	Centimeter- to meter-thick magmatic flow marked by schlieren	Massive
Dominant Enclaves	Amphibolite, orthogneiss, mafic microgranular enclaves	Amphibolite, orthogneiss, early granitoids, mafic microgranular enclaves	Early and hybrid granitoids

Pressure	~6 kbar	~4,5 kbar	
Temperature	~800 °C	~700 °C	
Crystallization depth	20-30 km	10-20 km	10 km
Crystallization age	618Ma		608Ma

In Figure 2A, the interaction relationships are shown, displaying the intrusion of early magma with dark, thin veinlets of mafic grains carried by the hybrid granodiorite magma. These mafic components are disaggregated by the assimilation of the darker magma, evidenced by their stretching due to magmatic flow (in the center of the photo, marked by a dashed yellow line). The gabbro (yellow arrows) stands out from the other rocks due to its melanocratic nature and hyalophitic texture. The contact of this magma is lobed with the other rocks, forming mixing interactions and highlighting the geochemical affinity between them. However, it is observed that the gabbroic magma was emplaced at a shallower level, resulting in a much finer matrix texture compared to the host granodioritic magma (Fig. 2B). The gabbro exhibits plagioclase phenocrysts (up to 0.7cm) and a very fine equigranular matrix, with plagioclase laths and pyroxene (Fig. 2C).

In Figure 2D, concentric zoning in a plagioclase phenocryst and reaction rims in the hybrid granodiorite are identified, indicating magma disequilibrium due to mixing and the input of another magmatic pulse. In the field, the foliated diorite is intruded by porphyritic granodiorite, forming thin dark clouds of mafic grains transported by the granodioritic magma (lowermost part, Fig. 2E yellow arrow). The contact between the diorite and the hybrid granodiorite is irregular, and on the left side, the diorite shows anastomosing cracks filled with granodiorite with diffuse boundaries, suggesting ductile fracturing. These features were previously observed in the study by Weinberg *et al.* (2021), where the contact and intermingles were interpreted as contemporary crystallization of the PMC. In Figure 2F, a mafic enclave surrounded by hybrid granodiorite is sheared, marked by a yellow line. These shear zones range from millimeters to kilometers in size, as Figure 2G shows a sheared hybrid granodiorite.

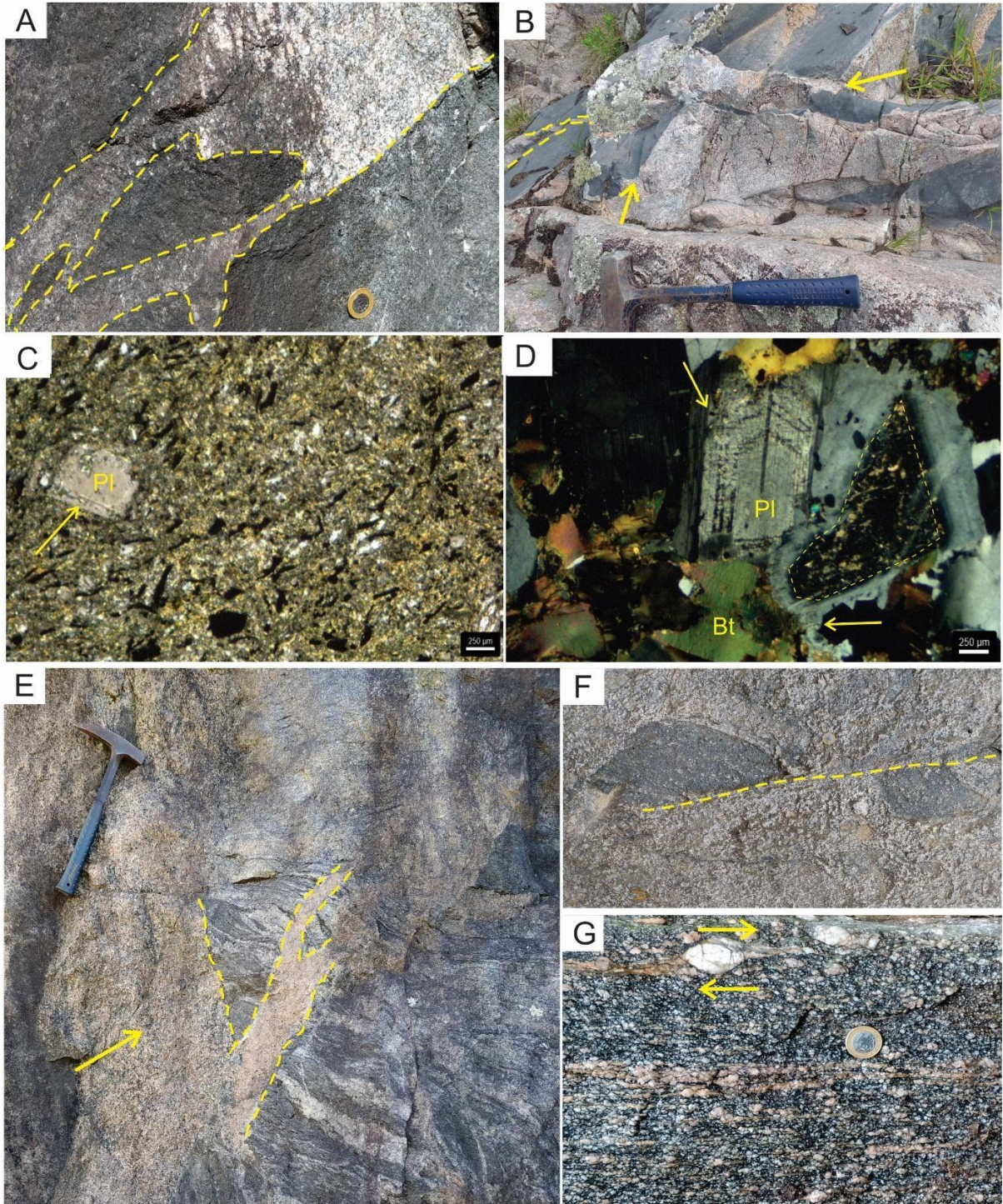


Figure 2. (A) Mixing features between magmas forming intermediate hybrid magma; (B) Gabbroic rock with intrusive features in adjacent leucocratic rocks and lobed contacts between them (yellow arrow); (C) Cross-polarized photomicrograph of gabbroic intrusion with plagioclase phenocryst; (D) Cross-polarized photomicrograph showing concentric zoning in plagioclase phenocryst, in hybrid granodiorite; (E) Hybrid granodiorite (lowermost of image) gradually contacting porphyritic granodiorite (center of the image, yellow arrow); (F) Shearing displacing enclave surrounded by

hybrid granodiorite; (G) Mylonitized and banded hybrid granodiorite. Pl = plagioclase; Bt = biotite.

The temporal and stratigraphic hierarchy of PMC rocks was proposed such that older terms include diorite enclaves, followed by biotite granodiorites, biotite granites, and lastly, magnetite granites, which are more differentiated (Loureiro *et al.*, 2021). This division was updated in studies of the Monte Bonito region, separating PMC rocks into two magmatic phases, an early one with partial melting features and a late one without evident melting features (Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024).

Based on previous data and recent observations, interactions and dynamics of PMC magmatic pulses are proposed in Figure 3, with the juxtaposition of lithotypes hierarchically described in this study, emphasizing that multiple pulses sometimes occur synchronously. These relationships were detailed starting with the assimilation of the basement, evidenced by amphibolite and gneiss xenoliths (Philipp and Machado, 2002; Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019; Vieira *et al.*, 2019a; Ramos *et al.*, 2020).

This is followed by early rocks, classified in the generation zone, representing dioritic and granodioritic samples that are less differentiated and record in situ partial melting processes (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021). Subsequently, there are hybrid granodioritic rocks with or without shearing, characteristic of the ascent zone due to their features of fractional crystallization evolution and evidence of magma mixing and associated magmatic transport dikes. In the late phase, evidence of recharge from the source zone is observed, represented by late diorite, which intrudes with a coarser texture (Bastos *et al.*, 2024). Finally, late granites indicate the magma accumulation zone with clear differentiation and intrusive occurrence relative to other lithotypes.

This classification of the PMC magmatic system is based on models by Reichardt and Weinberg (2012), Gündüz and Asan (2021), and Ducea *et al.* (2015), which analyze magmatic systems with dikes in shear zones. According to these authors, dikes are related to structural features such as lineation, shear planes, maximum shortening planes, and recrystallization features in early grains, indicating contemporaneity of deformation and magmatism (Bastos *et al.*, 2021).

The shear zone possibly creates local and regional pressure gradients, driving water migration input, and thus plays an active role in guiding magma migration,

forming the complex, interconnected magmatic network observed in the PMC, for instance. The geometric variety of network styles suggests varied responses to local and regional changes in stress and rheology. The resulting crustal-scale system provides pathways that could allow for the decrease of liquid volume at the source and simultaneous increase at the pluton level, enabling differences in deformation rate and total deformation across different crustal sections (Reichardt and Weinberg, 2012; Ducea *et al.*, 2015).

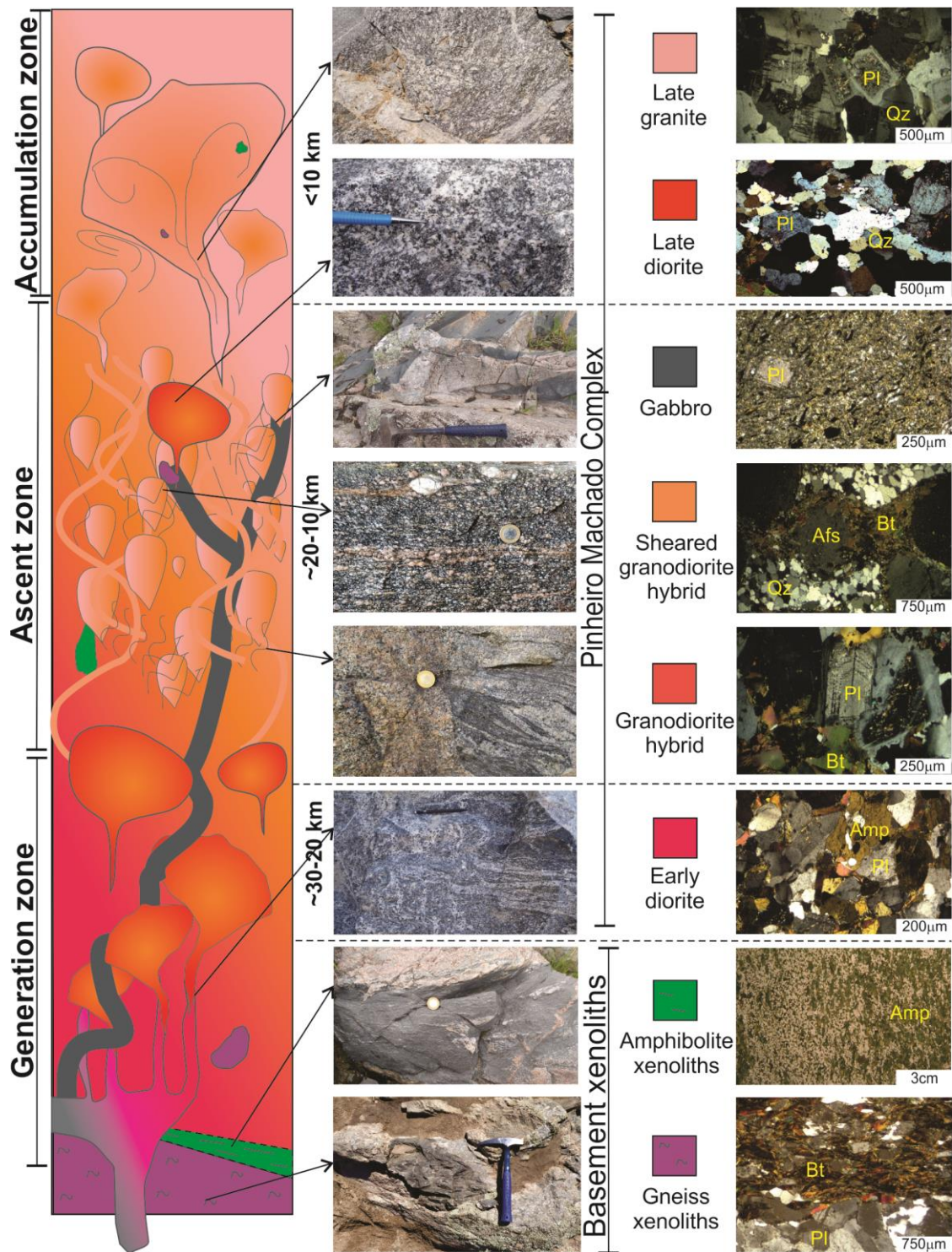


Figure 3. Schematic section showing the relationship between the Pinheiro Machado Complex rocks with macro- and microscopic associations (Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024). Classification of magmatic zones based on Reichardt and Weinberg (2012), Gündüz and Asan (2021), and Ducea *et al.* (2015). Not to scale.

5.2 Whole-rock elemental geochemistry

The geochemical data of PMC rocks were described according to the lithotypes of Figure 3. Four of these samples are not part of PMC magmatism; however, they are crucial for comparisons and regional understanding: one gneiss xenolith sample and three samples from the Viamão Suite (VS). Also included for comparative purposes are regional samples from Cruz (2019) related to PMC and the Cerro Grande Suite (CGS), along with PMC samples from Philipp *et al.* (1998). For comparison with magmatic arcs, samples from Cecil *et al.* (2012), Kelemen *et al.* (2014), and Rodriguez *et al.* (2019) were used.

The geochemistry of the analyzed samples shows that the PMC composition ranges from dioritic to granitic, with subordinate occurrences of gabbroic rocks. PMC rocks have SiO₂ ranging from 53.9 to 73.9%, typical of the calc-alkaline series (Fig. 4A), suggesting an evolutionary trend with alkali enrichment. The gabbroic magmatism stands out, plotting in the tholeiitic series field, and some samples of sheared granodiorite hybrid are more scattered. The FeO_T/MgO ratio increases with differentiation and is predominantly calc-alkaline, following Irvine and Baragar's classification (1971). In Figure 4B, the discrimination diagram by affinity (Le Maitre *et al.*, 1989) shows samples plotted in the high-K calc-alkaline series field. The rocks exhibit metaluminous to slightly peraluminous characteristics in the Shand diagram (1943), with typical trends of I-type granites (Chappell and White, 2001; Fig. 4C; Table 1 - Supplementary Material).

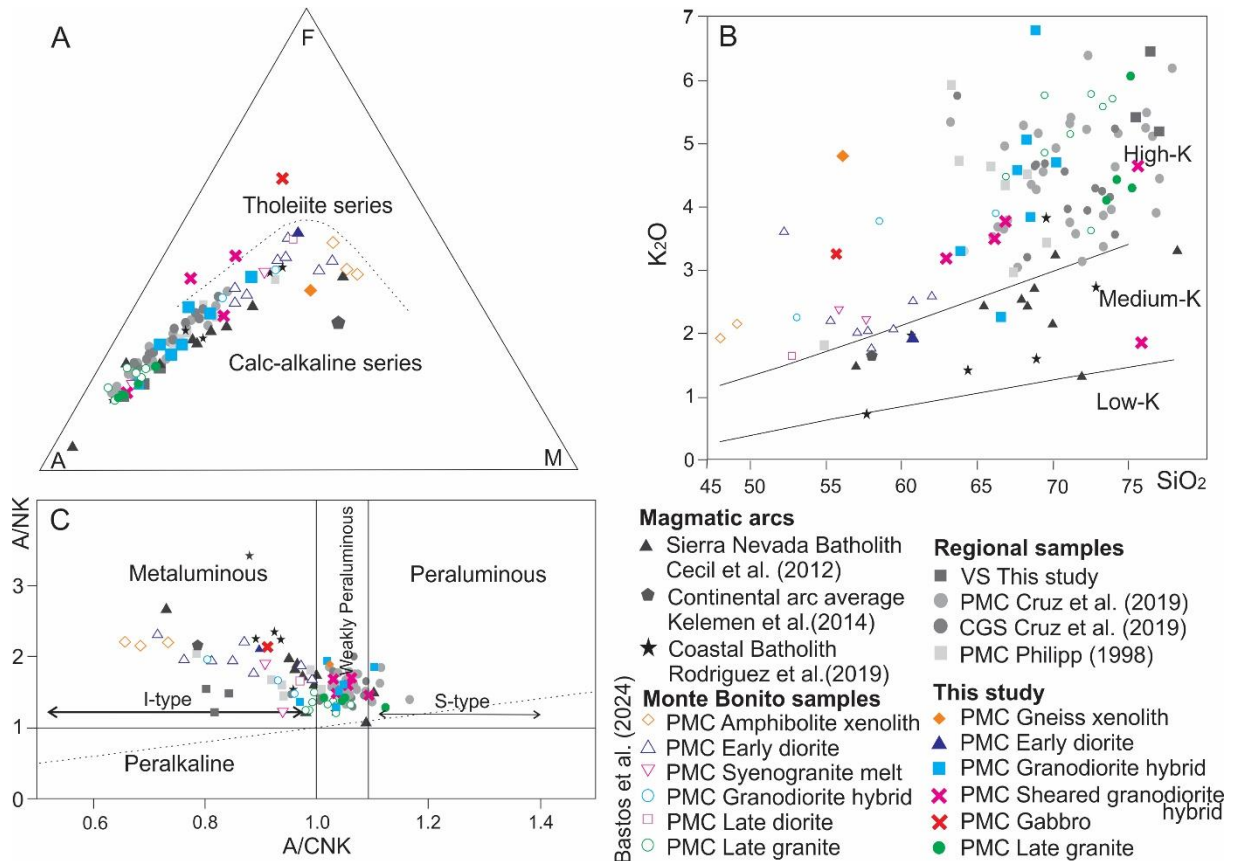


Figure 4. Geochemical diagrams for major elements. (A) FMA ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) - ($\text{FeO}_T + \text{TiO}_2$)-(MgO) diagram for defining tholeiitic series (Irvine and Baragar, 1971); (B) PMC rocks diagram (modified Le Maitre *et al.*, 1989); (C) A/CNK [molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] versus A/NK [molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] diagram (Shand, 1943), with I- and S-type granite boundary ($\text{A/CNK} = 1.1$) from Chappell and White (2001). PMC = Pinheiro Machado Complex; CGS = Cerro Grande Suite; VS = Viamão Suite.

PMC rocks exhibit REE patterns similar when normalized to MORB (Middle Ocean Ridge Basalt) values of Pearce (1983), showing enrichment in LILE (Large-Ion Lithophile Elements) such as K, Th, and Ce, and negative anomalies of HFSE (High-Field-Strength Elements) such as Ta, Nb, Ti, and P (Fig. 5A; B). These characteristics are consistent with subduction-related arc magmatism and are supported by comparisons with other regional data and classic continental arcs, as presented in Figures 5 C and D and previously suggested by Cruz (2019) and Bastos *et al.* (2024). PMC rocks also show slight enrichment in P, Zr, Hf, and Sm compared to Ti, Y, and Yb, with depletion of these latter elements. The normalized chondritic patterns (Boynton, 1984 values) of PMC rocks are similar among them (Fig. 5 E; F), and also when compared to REE patterns of regional samples and classic arcs (Fig.

5G; H). Samples from PMC generally exhibit subtle negative Eu anomalies. The patterns of PMC lithotypes are progressively parallel, suggesting the involvement of the fractional crystallization process from the initial composition promoting differentiation of these rocks.

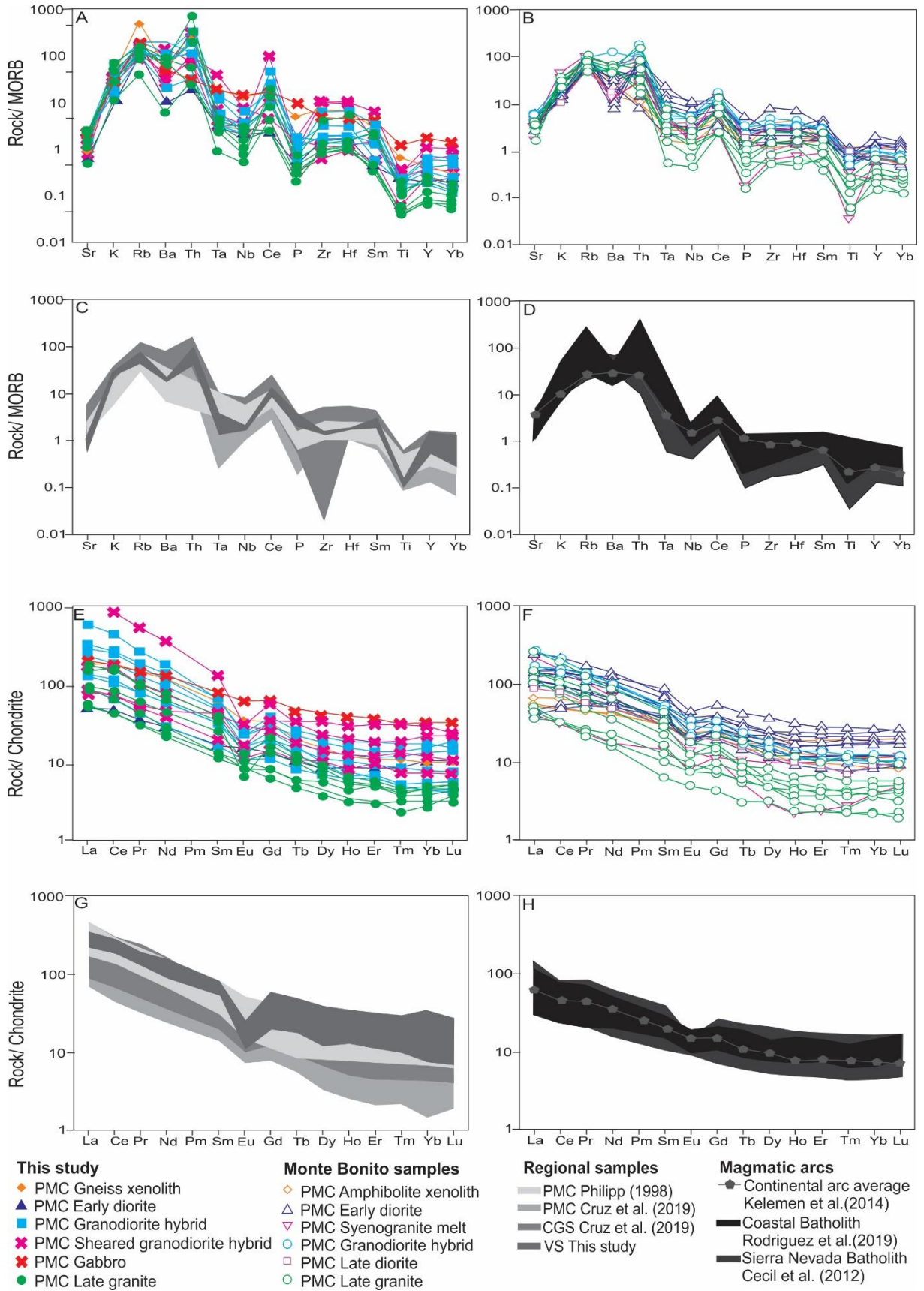


Figure 5. Spidergrams for Pinheiro Machado Complex rocks and related rocks. (A-D) MORB-normalized (Pearce, 1983) spidergram plots; (E-H) Chondrite normalized (Boynnton, 1984) REE diagram plots.

5.3 Process of Differentiation

Geochemical modeling is crucial for elucidating petrogenetic conditions during magma emplacement, particularly in complex contexts such as PMC magmatism. Moreover, it allows investigation into the underlying mechanisms of observed in situ characteristics, integrating chemical data from rocks. This study used geochemical modeling equations to analyze the rocks, applying data analysis and field observations to support the results obtained and discussed (Rollinson and Pease, 2021).

Several geochemical characteristics of magmatism should be highlighted for the subsequent application of modeled hypotheses. The low silica content combined with high MgO content in gabbro and diorites may indicate significant involvement of mantle components, as such compositions could not easily be obtained by partial melting of crustal rocks (Patiño Douce, 1995; Sisson *et al.*, 2005). However, to explain the crustal signatures evidenced by high Ta/Nb and LILE contents, it can be inferred that there was crustal contamination of the magma in a depleted mantle source or that the magma source was already enriched. The argument of crustal contamination is supported by field evidence and would explain the enriched character in incompatible elements. This process is expected as magmas from the mantle ascend and are placed in the crust at high liquidus temperatures.

According to observations, the fractionation type was modeled using Th as a comparative element, as it is an HFSE element that is preferentially concentrated in residual magmas, being incompatible. Sr is LILE, which is widely used for tracing sources. Zr is another HFSE element, less mobile under typical geological conditions. Ce and Lu are REE elements, with Ce being a light rare earth element transported by subduction fluids, while Lu is the heaviest rare earth element. In this geochemical framework, modeling results suggest 20% assimilation of gneissic basement (sample PCP13D, C_a), with a greater tendency towards the Decoupled Assimilation and Fractional Crystallization (FCA) process, corroborating the results presented by Bastos *et al.* (2024). The fractionation model applied follows the equation of Cribb and Barton (1996), which assumes that assimilation and fractional crystallization

evolve separately in a magmatic system. Assuming the curves calculated through equation 1:

$$(1) C_i^{FCA} = ((C_a r M_c) + C_f(1 - M_c)) / F. \quad F > r; \quad M_c = 1 - (F - r) / (1 - r); \quad C_f = C_0 F^{(D-1)}$$

The M_c is the mass of the solid material removed, C_f is the result of fractional crystallization, and r is the ratio between the assimilated material (M_a). In this model, the dioritic sample (sample PCP13F) was used as the initial magma (C_0), representing the earliest sample of magmatism. The diagrams show the dispersion of sheared granodiorite hybrid samples relative to the model trend line, which can be explained by element mobilization due to excess fluid fluxes in shear zones (Fig. 6).

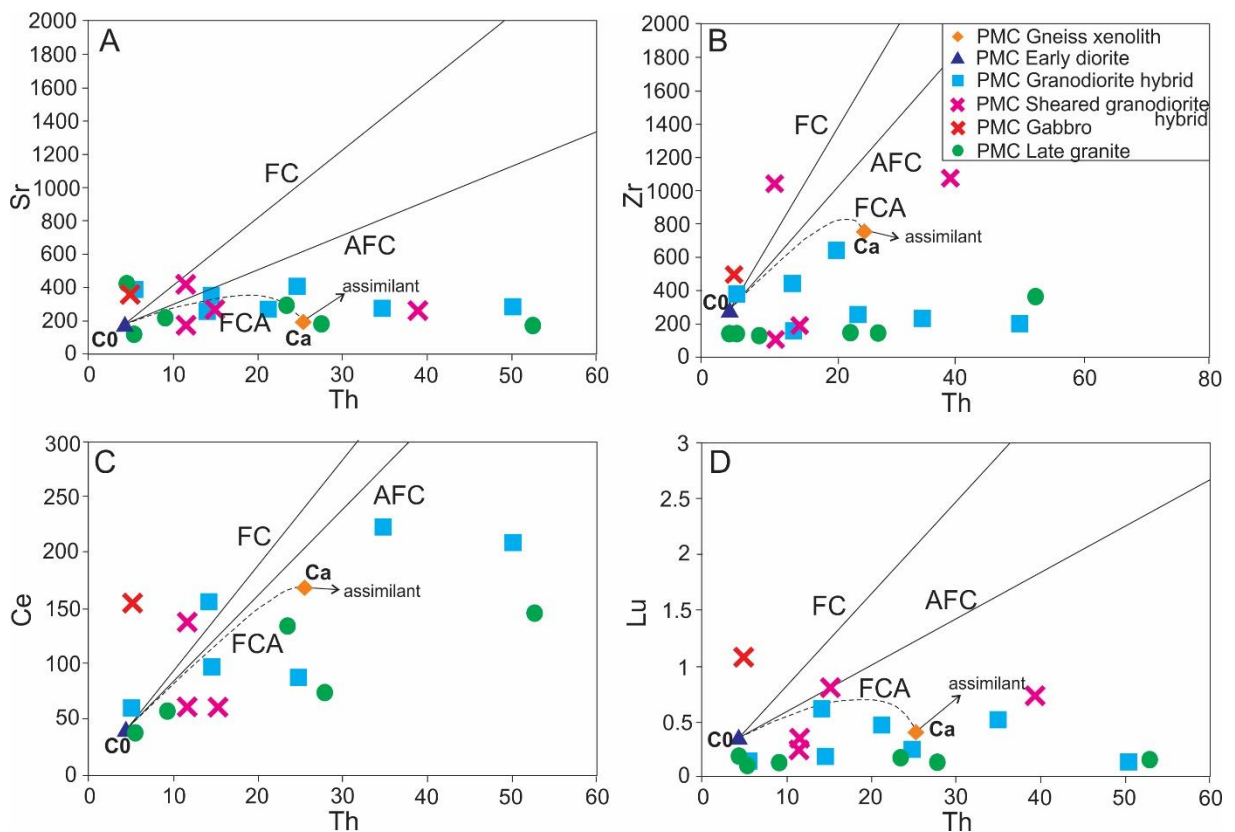


Figure 6. Modeling diagrams of the differentiation process for the Pinheiro Machado Complex. AFC model diagrams for PMC rocks. (A) Sr versus Th; (B) Zr versus Th; (C) Ce versus Th; (D) Lu versus Th. The black lines represent the fractional crystallization (FC) models and trajectories for crustal assimilation plus fractional crystallization (AFC), assuming a gneiss sample as an assimilant (orthogneiss xenolith, sample PCP13D, $r = 0.2$) and decoupled assimilation and fractional crystallization process (FCA).

These geochemical characteristics suggest the involvement of crustal components through assimilation or even contamination of the source. The flat patterns of HREE with $(\text{Ho}/\text{Yb})_N$ of PMC ranging from 0.8 to 1.4 suggest shallow mantle melting depths within the stability field of spinel, as melting of mantle facies with garnet results in significant HREE fractionation (Rollinson and Pease, 2021). Additionally, discrete negative Eu anomalies indicate the absence of residual plagioclase and reinforce the presence of spinel as the main Al-containing mineral phase in the mantle where melting occurred. Partial melting of a previously enriched lherzolite mantle lithosphere by incompatible elements during a subduction event may explain the enrichment of incompatibles in early diorite. The melt influx can cause modal metasomatism, inducing the formation of minerals rich in K, REE, and LILE (particularly pargasite and phlogopite).

Testing of spinel lherzolite mantle melting to generate early diorites follows the batch melting model. The spinel lherzolite mantle composition of McDounough (1990) resulted in a melting range of 5 to 15%, consistent with the geotectonic scenario and expected fluid influx into the lithospheric mantle of this context. Two samples of early diorites (sample PMB01E and PMB05V1; Bastos *et al.*, 2024), along with the sample of the same lithotype from this study (PCP 13F), were tested (Fig. 7) and compared to REE curves representing mantle melting at 1%, 5%, 10%, 15%, and 20%, respectively. Using the batch melting equation 2:

$$(2) C_L^{\text{BM}} = C_0/D + F(1-F)$$

The C_0 is the trace element concentration in the source rock (initial composition), and F is the fraction (%) of liquid produced during melting.

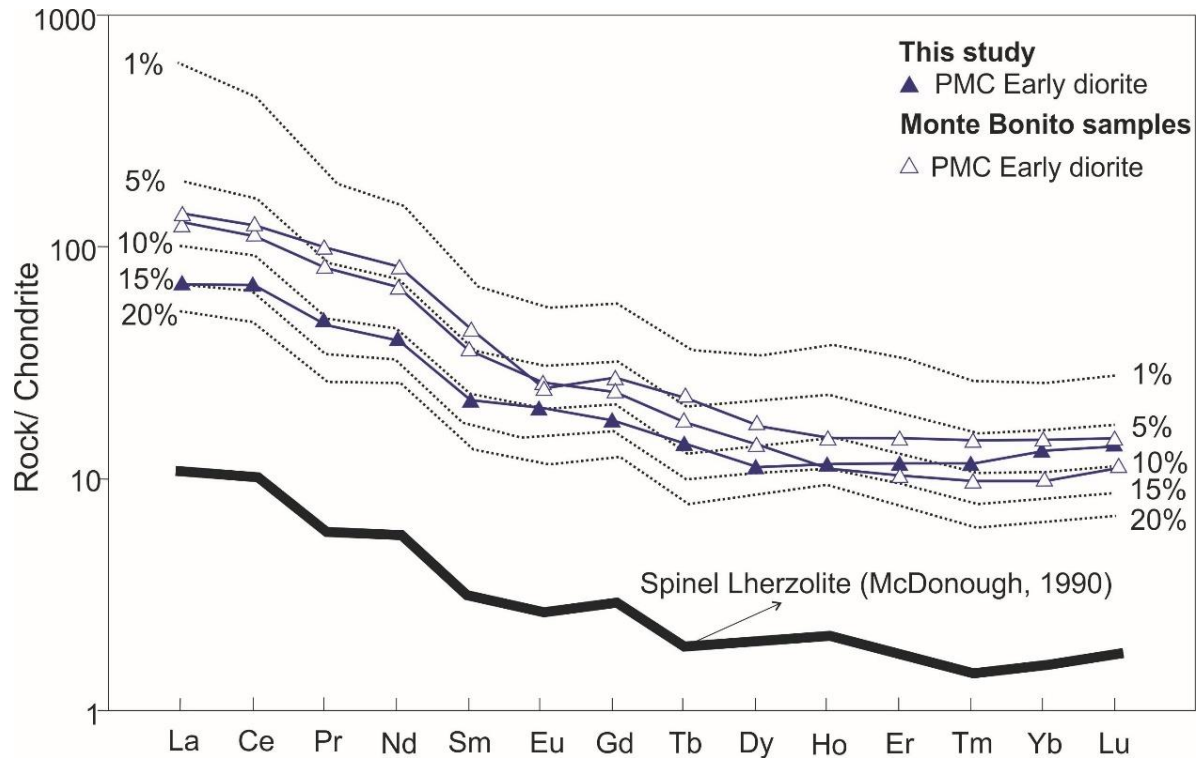


Figure 7. REE modeling liquid patterns produced by batch melting rates from 1 to 20%, compared with early diorites of the Pinheiro Machado Complex. Two samples of early diorites (Monte Bonito samples PMB01E and PMB05V1; Bastos *et al.*, 2024), along with the sample of the same lithotype from this study (PCP 13F). Partition coefficients are from Gündüz and Asan (2021). Spinel Lherzolite from McDonough (1990) (black line) was assumed as the source composition, and all samples were normalized to the chondrite of Sun and McDonough (1989). The melting mode is 57.8% olivine, 27% orthopyroxene, 11.9% clinopyroxene, and 3.3% spinel. Dashed black lines represent calculated batch melting percentages: 1%, 5%, 10%, 15%, and 20%.

5.4 Tectonic setting

Geochemical data from spidergram plots for PMC rocks (Fig. 5) show characteristic Nb depletion relative to La and Ce, observed in convergent margin magmas and virtually absent in intraplate magmas (Rudnick and Gao, 2003). In the same diagram, classical negative Ti, Nb, and Ta anomalies are recognized as related to subduction rocks, supporting the interpretation trend in this context (Bastos *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024). According to Chen *et al.* (2022), Ti-Nb-Ta elements must have been mobilized during the exhumation of subducted continental crust in the deep roots of orogenic belts, possibly serving as a critical trigger for HFSE depletion

in the magmatic arc. Ti and V are interpreted as a result of opaque fractionation during fractional crystallization of magmas, while Nb and Ta anomalies are more primitive and associated with a stable mantle phase under geodynamic conditions (Briqueu *et al.*, 1984).

Continental arc rocks have slightly higher Rb, Sr, Ba, and Ce than Nb and P, which differs from post-collisional arc rocks. These differences may relate to the progressive transition from subduction to collision, generating more alkaline magmatism in post-collisional settings. The concentrations of Nb and Y (HFSE) and Rb (LILE) are characteristic of modern volcanic arcs or subduction-related granitoids (Pearce *et al.*, 1984). The discussion between magmatic arcs and post-collisional contexts (Müller *et al.*, 1992) is addressed in the diagrams of environments applied to PMC rocks. In the 50Nb versus 3Zr versus Ce/P₂O₅ diagram (Müller *et al.*, 1992; Fig. 8A), the data correspond mostly to magmatic arc granites with dispersions into the field of post-collisional rocks, as demonstrated by compared data from Bastos *et al.* (2024), indicating the predominance of early rocks affected by partial melting in this dispersion. The Rb/Zr versus Nb diagram by Martin (1994) indicates that the rocks belong to an arc with terms of varied and relatively immature composition (Fig. 8B). HFSE (Nb and Y) and LILE (Rb) concentrations are characteristic of modern volcanic arcs or subduction-related rocks (Pearce *et al.*, 1984). Relatively low Rb/Zr ratios and Nb concentrations indicate a typical continental calc-alkaline arc setting for PMC rocks (Brown *et al.*, 1984).

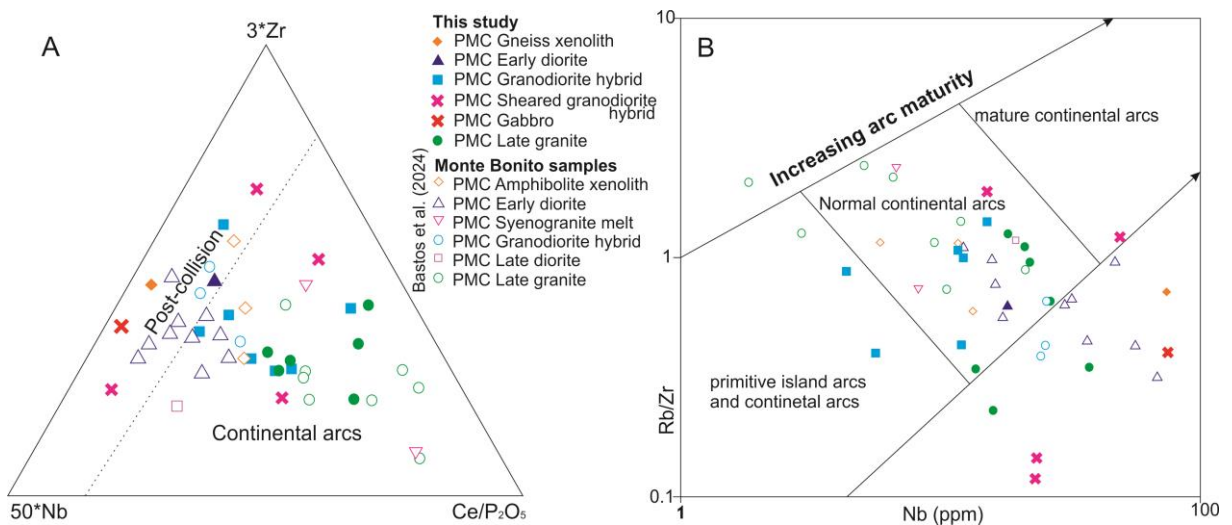


Figure 8. Tectonic discriminant diagrams for the Pinheiro Machado Complex. (A) 50Nb versus 3Zr versus Ce/P₂O₅ diagram (Müller *et al.*, 1992) showing the

continental arc magmatic character of the rocks. (B) Nb versus Rb/Zr bivariate plot with fields modified Brown *et al.* (1984).

In arc settings, partial melting can be achieved by modifying mantle geotherms near the cold subducted slab (Taylor *et al.*, 1992), while metasomatic enrichment can be achieved by overprinting and veins of mantle wedge by fluids enriched in LILE and/or low-temperature alkaline fluids, in addition to partial melts derived during dehydration of the subducted oceanic plate (Pearce, 1983; Cawood *et al.*, 2013).

Once melting begins, the interaction of different rates and/or angles of the subduction process are considered factors influencing the chemistry of all subduction-related melts produced (Saunders *et al.*, 1980). Furthermore, the different relative inputs of source components also influence (Wheller *et al.*, 1987), with the subducted oceanic crust characterized by high LILE/LREE ratios (*e.g.* Sr/Nd and Rb/Nd ratios) and high LILE/HFSE ratios (*e.g.* Ba/Nb and Th/Ta ratios). Other ratios used to distinguish rocks from different tectonic settings are $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 9A). These ratios utilize immobile elements compared to Al, with PMC rocks having low $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios and intermediate to high $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios, typical of continental arc and post-collisional rocks. From the diagram in Figure 9A, the difference between continental arcs and post-collisional settings was made by $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ ratios (Müller *et al.*, 1992), demonstrating the PMC rocks' tendency towards continental arcs ($\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 400$ ppm and $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5 > 800$ ppm) as observed in Figure 9B.

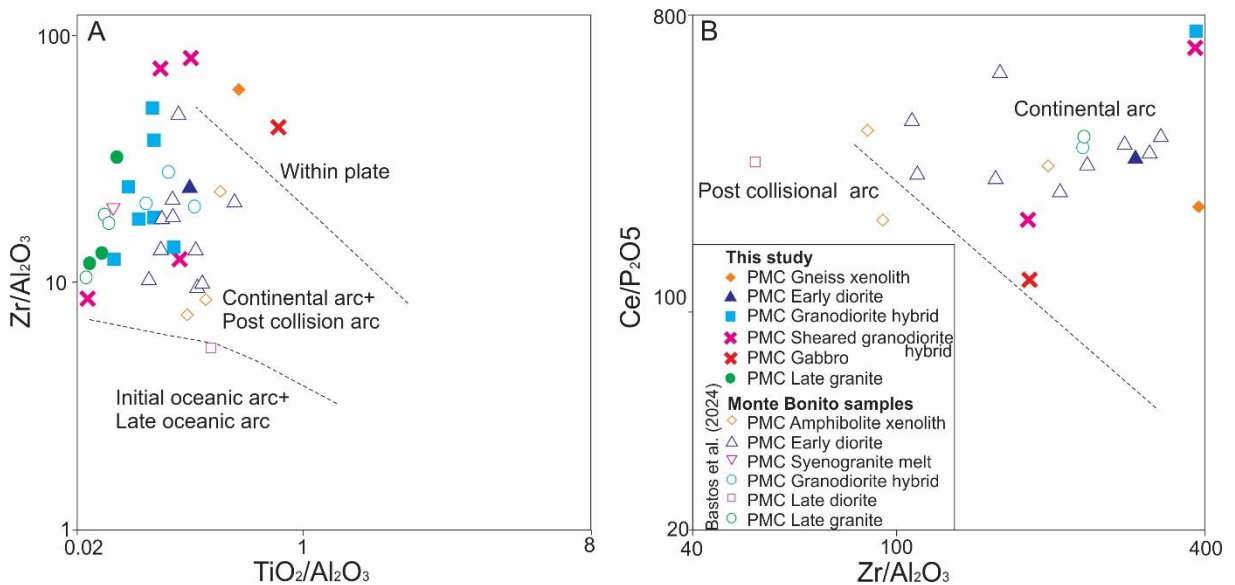


Figure 9. Tectonic discriminant diagram for the Pinheiro Machado Complex. (A) Tectonic framework diagram of PMC rocks. (B) Continental arc/post-collisional discriminant diagram (Müller *et al.*, 1992).

Variations in Sr/Y ratios and Ba abundances promote differentiation between slab melting and mantle wedge flux melting (Fig. 10, modified from Whalen *et al.*, 1999). In PMC rocks, Sr/Y ratios are likely altered due to feldspar fractionation, which negative Sr anomalies indicate. However, a trend of Ba enrichment from 344 to 1410 ppm is evident, with some samples exceeding 2000 ppm, suggesting that generated fluids likely enriched LILE concentrations.

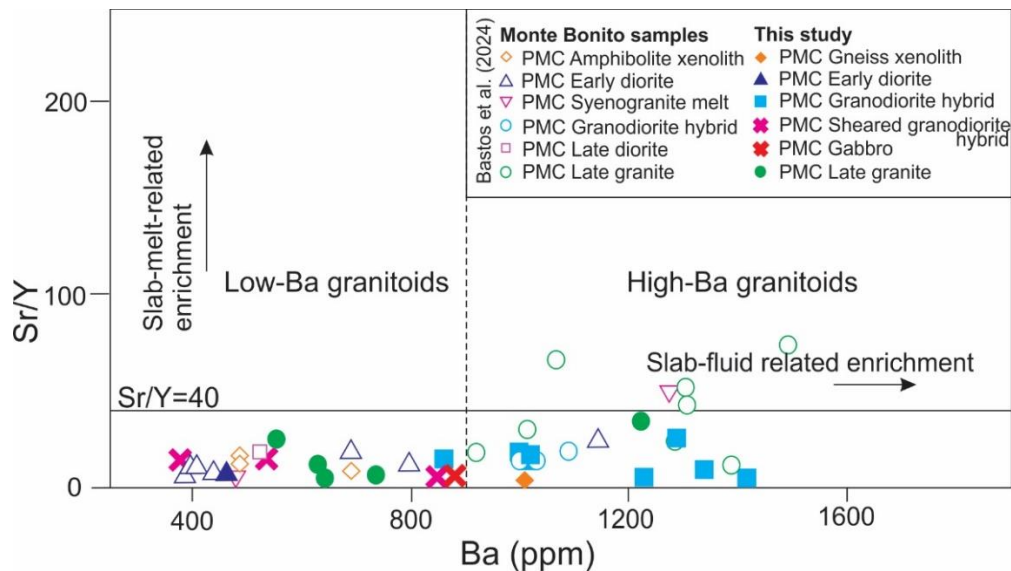


Figure 10. Ba versus Sr/Y diagram showing enrichment trends for slab fluids and mantle melts with several field boundaries (Modified from Whalen *et al.*, 1999).

5.5 Potential sources and magma evolution

Lithochemical data from the Pinheiro Machado Complex (PMC) reveal a continuous trend from dioritic to granitic compositions. The proposed geotectonic models for the evolution of the studied rocks suggest the involvement of mantle sources and crustal contamination. Geochemical evidence for PMC rocks demonstrates that enriched MORB (E-MORB) may be part of the model involving subduction as indicated in tectonic characterization through trace element data.

According to Gale *et al.* (2013), the average composition of back-arc spreading centers (e.g. South Adamastor Basin; Ramos *et al.*, 2018) requires larger extents of melting and higher concentrations of fluid-mobile elements, reflecting the

influence of water in back-arc petrogenesis, which corroborates the evidence of active fluid participation in the PMC unit (Philipp and Machado, 2002; Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024).

In the Ta/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 2008), most PMC rocks exhibit high Th/Yb ratios typical of the enriched mantle (Figure 11A). Figure 11B suggests an enriched MORB source with elements reflecting high HFSE, Th, and Nb concentrations, suggesting possible lower crust assimilation.

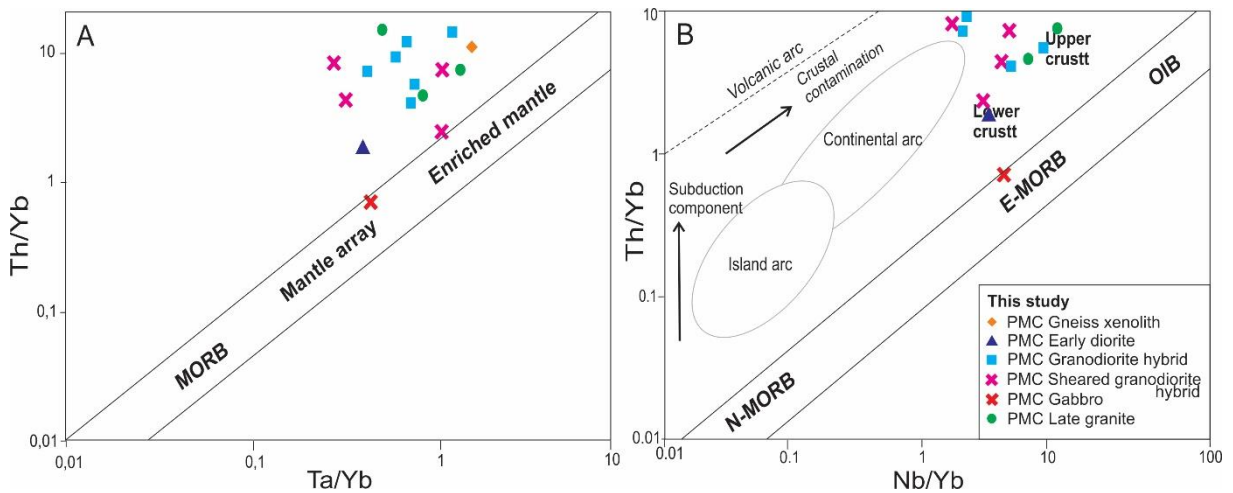


Figure 11. Ta/Yb and Nb/Yb versus Th/Yb diagrams (Pearce, 2008). (A) All samples are plotted above the enriched mantle field. (B) All samples plot within the lower and upper crust fields above E-MORB. Samples are concentrated around the point with affinity to the upper crustal component. Average values for N-MORB, E-MORB, and OIB from Sun and McDonough (1989). Average Lower and Upper Crust from Rudnick and Fountain (1995).

Regarding Sr-Nd isotopic data, literature provides different magmatic rocks from the Pelotas Terrane, with negative ϵ_{Nd} values (-9.8 to -5.1; May, 1990; Babinski *et al.*, 1997; Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 2002) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ ratios ranging from 0.511415 to 0.511657. The Nd- T_{DM} model age ranges from 1.4 to 1.9 Ga (Koester *et al.*, 2021).

In the present study, PMC rocks were plotted on the isotopic diagram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ (Fig. 12). This diagram suggests significant crustal contribution, with lower values of radiogenic Sr ratios for early diorites ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ of 0.708705 to 0.710512) and $\epsilon_{\text{Nd}_{(t)}}$ of -6.74 to -5.42. Hybrid granodiorites and late granites show similar values ranging from $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ of 0.708304 to 0.710407 and $\epsilon_{\text{Nd}_{(t)}}$ values from -6.53 to -4.49. Nd- T_{DM} ages of PMC rocks range from 1.4 to 1.7 Ga.

Representative metamorphic rock samples from country rocks in the studied area are indicated by orthogneisses from the Várzea do Capivarita Complex and Chácara das Pedras (Koester *et al.*, 2016; Martil *et al.*, 2017), which correlate with rocks from the Piratini Complex (Tambara *et al.*, 2019, Takehara and Laux, 2019), major occurrences of xenoliths of the PMC. This correlation is possible as these units were constituted in the Piratini Arc and were previously associated with Vieira *et al.* (2019a) and Cruz *et al.* (2023). The gneissic basement acted as the contaminant in the mixing curve, with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ ratios between 0.731403 and 0.768857 and isotopic values of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ ranging from 0.511241 to 0.511373. $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values for country rocks range from -9.08 to -11.98, while T_{DM} ages vary from 1.8 to 2.3Ga (Martil *et al.*, 2017).

On the other hand, amphibolites with MORB affinity from Arroio Grande (Ramos *et al.*, 2020) are the most juvenile rocks in the eastern sector of the Dom Feliciano Belt during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle and final setting of Western Gondwana, exhibiting $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ between +7.3 and +8.4, high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.176354$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ ratios of 0.512285–0.511960. It is known that interactions of hydrated fluid and melting with dehydrated mantle rocks result in metasomatic alteration of the lithospheric mantle (Kourim *et al.*, 2021). Therefore, the metasomatized spinel lherzolite mantle (enriched) was also tested, indicating the better mantle component, with $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ data between +2.06 and +8.37, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ ratios (0.512273–0.512283).

Figure 12 presents the mixing model of two components between a final mantle member (Spinel Lherzolite Mantle - sample ST0802; Kourim *et al.*, 2021) and a final crustal member (Várzea do Capivarita Complex - orthogneiss sample TM01E; Martil *et al.* 2017). The results obtained are compatible with the high initial ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ exhibited by PMC lithotypes (between 0.708 and 0.710), indicating a predominance of crustal recycling processes for the generation of this magmatism, as observed for other rocks in the Pelotas Terrane (Philipp and Machado, 2002, Cruz *et al.*, 2023). Other potential sources for the generation of PMC rocks were tested, such as metasediments (pelitic schists, quartzites, and paragneisses) from the Porongos Complex (Saalman *et al.*, 2006), but none of them proved satisfactory as probable sources for PMC granitoids.

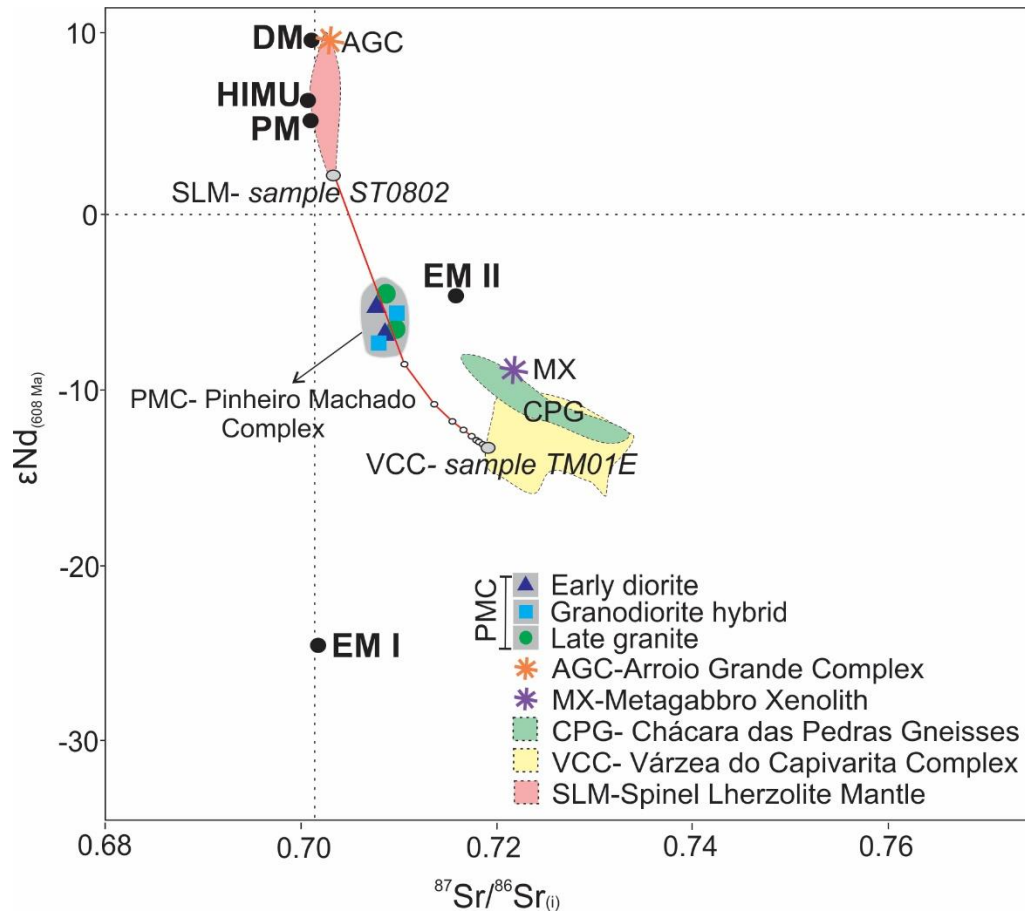


Figure 12. $\epsilon\text{Nd}_{(608\text{Ma})}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ isotopic diagram for Pinheiro Machado Complex samples. Color fields and asterisks represent country rocks in the Pinheiro Machado Complex studied area. Black dots represent mantle end-members (DM= depleted mantle, PM= primitive mantle, HIMU= high- μ mantle, and EM= enriched mantle I and II, from Rollinson and Pease, 2021). All data were calculated at 608 Ma. Red curves represent two-component mixing models between a mantle end-member (Spinel lherzolite mantle - sample ST0802) and a crustal end-member (Várzea do Capivarita Complex - orthogneiss sample TM01E). AGC= Arroio Grande Complex; MX= Metagabbro Xenolith; CPG= Chácara das Pedras Gneiss; VCC= Várzea do Capivarita Complex. Sr and Nd isotopic ratio and elemental values used to produce the diagram are presented (Data from Koester *et al.*, 2016; Martil *et al.*, 2017; Ramos *et al.*, 2020; Kourim *et al.*, 2021; Koester *et al.*, 2022).

5.6 Petrological model

Rocks from the PMC exhibit compositional variations and are derived from two mutually exclusive final sources, namely enriched lherzolitic mantle and an older crust, such as orthogneisses from the Piratini Complex (Tambara *et al.*, 2019;

Takehara and Laux, 2019), represented in the model by a sample from the Várzea do Capivarita Complex (Koester *et al.*, 2016; Martil *et al.*, 2017; Cruz *et al.*, 2023). The diversity of these granites and their voluminous distribution within a restricted period during the Neoproterozoic can only be possible in a tectonic environment where these two distinct source reservoirs were spatially proximate and could interact variably due to a heat source.

Hussain *et al.* (2004) and Mondal *et al.* (2006) attribute a variable tectonic setting between subduction and collision as an option for this tectonic environment based on a compilation of experimental granitic melts developed by Moyen *et al.* (2017). The projection $Ca+Al-3Al+2(Na+K)-Al+(Na+K)$ is used to differentiate mafic and felsic sources responsible for the variety of granitic rocks in arc and collisional systems during the Paleozoic and later extended its application to Archean granitoids (Moyen and Laurent, 2018). In the projection diagram (Figure 13), PMC rocks are confined to the mafic source field and follow the trend of tectonic settings related to subduction.

Hybrid rocks are distributed between the two groups above, indicating their heterogeneous nature in the source or tectonic environment. Based on the trend in Figure 13 and other data shown in this study, it can be inferred that PMC rocks were placed in a tectonic scenario involving subduction transitioning to collision. In this scenario, the subduction episode before collision results in mantle metasomatism (Halla *et al.*, 2009; Laurent *et al.*, 2014). Arc magmas typically show a transition from fluid-fluxed melting to the fusion of the felsic basement with subduction maturation (Duggen *et al.*, 2007).

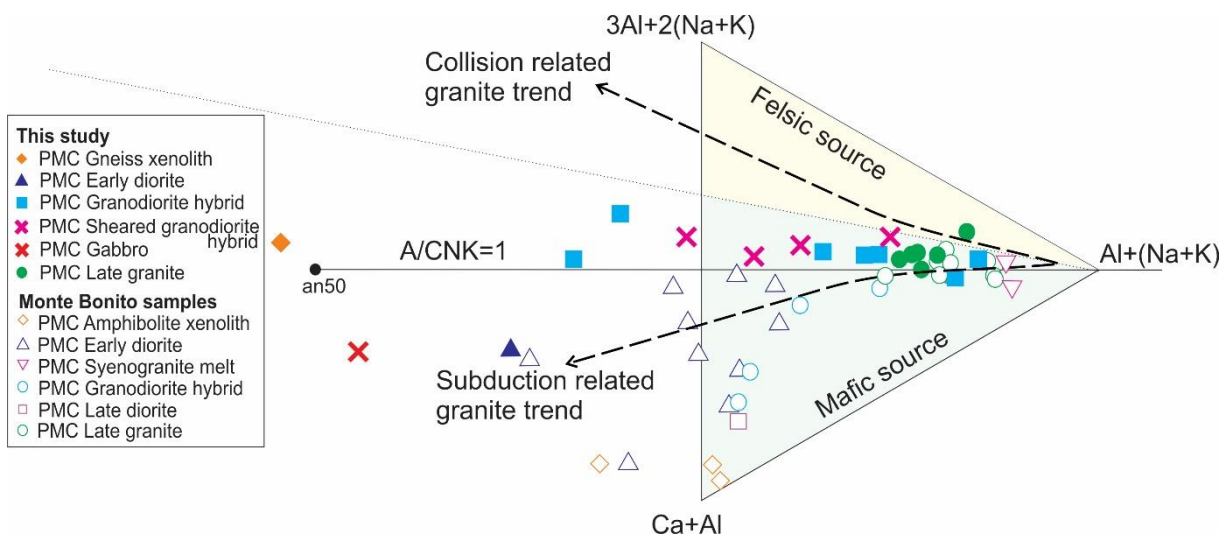


Figure 13. The $\text{Ca+Al} - 3\text{Al}+2(\text{Na+K}) - \text{Al}+(\text{Na+K})$ projection diagram to differentiate sources and tectonic setting trends for the evolution of granites (Moyen *et al.*, 2017; Moyen and Laurent, 2018).

Available tectonic models for the Pelotas Terrane point to the existence of an initial event of subduction beneath a thickened active continental margin (Philipp, 1998; Fragoso Cesar, 1991; Chemale Jr., 2000) or consider an evolution related to a post-collisional event (Bitencourt and Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2000; Konopàsek *et al.*, 2020). The pre-collisional period would be marked by the PMC, following arc maturity by the Cerro Grande Suite, which would be a transitional magmatism (Takehara and Laux, 2019; Cruz *et al.*, 2023). Finally, the post-collisional context is represented by the Dom Feliciano Suite. This final stage is characterized by a period of relaxation and uplift with the formation of alkaline to peralkaline magmatism initially represented by leucogranites, and finally by swarms of acid-basic dykes (Philipp *et al.*, 1991).

Other evidence points out that most Neoproterozoic igneous rocks in the inner part of the Kaoko – Dom Feliciano – Gariep orogenic system have been interpreted as resulting from arc magmatism above the subduction of the oceanic plate (Basei *et al.* 2018; Ramos *et al.*, 2020; Bastos *et al.*, 2021; Porcher *et al.*, 2021). Some arguments against subduction are presented in the literature (Konopàsek *et al.*, 2020) and include the syn- to post-collisional nature of plutonic bodies (Bitencourt and Nardi, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2007; De Toni *et al.*, 2023). Even in disagreement with the active subduction relationship, authors such as Janoušek *et al.* (2023) acknowledge that some of the magmatic rocks in this context show typical geochemical characteristics of arc magmatism. According to these authors, this fact demands an alternative petrogenetic model for their origin through fluid-fluxed melting in an orogenic environment far from the influence of active oceanic lithosphere subduction. De Toni *et al.* (2023) describe the evolution of the Dom Feliciano Belt as diachronous and with characteristic kinematic inversion of an oblique multi-plate convergent orogenic system. In this study, it is interpreted that subduction contributed to the magmatism of the Pelotas Terrane and is recorded by PMC rocks, as demonstrated by geochemical evidence (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Porcher *et al.*, 2021; Bastos *et al.*, 2024). Thus, the alternative model cited by authors opposed to subduction can be understood as the slab failure model,

which corroborates with the observation of multiple magmatic pulses and does not rule out the presence and importance of fluids in this genesis.

Furthermore, for the construction of the tectonic model, the Pelotas Terrane (or more broadly the Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis Terrane; ca. 633-580 Ma), according to Vieira *et al.* (2019a) is related to stages II and III of the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle (Philipp *et al.*, 2016a), must be considered. The building of the terrane occurred superimposed on the Piratini Arc rocks (Vieira *et al.*, 2019a), consisting of different orthogneiss fragments with ages around 780-680 Ma scattered in the central-eastern portion of the Dom Feliciano Belt. These rocks occur in parts as xenoliths and roof pendants in the granitoids of the Punta del Este Terrane and in the granitoids that make up the Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis Terrane (Bossi and Gaucher, 2004).

Another critical aspect of the model is the geometry of subduction; the pattern that best explains the setting of rocks in the Pelotas Terrane is presented by Caxito and Alkimim (2023). Here, the authors describe cycles of opening and closing, characterizing them by opening V-shaped basins through rifting and hyperextension of various continental segments (microcontinents) of the ancient Central African Block. The prolonged expansion of the seafloor and consumption through subduction of the inner and outer oceans led to multiple and diachronous collisions with other continental blocks. These collisions pushed the belt continents backward and closed the basins, compressing and incorporating reworked basement tracts between the major collisional blocks and the remaining rigid Central African Block (e.g. Namaqua Belt and Rio de la Plata craton). Accordingly, continental extrusion and lateral escape tectonics followed, generating networks of thousands of kilometers long anastomosed directional shear zones (called keirogens). The same authors also interpreted these conditions for other segments in the north, which are part of the Brasiliano/Panafrican cycle of Western Gondwana paleocontinent.

According to Lawrence *et al.* (2023), geochemical characteristics combined with tectonic and petrological evidence can be attributed to the successive and long-lived placement of magma batches originating from the same enriched mantle but differing in age and extent of assimilation, fractionation, and crystallization. According to Ganade *et al.* (2021), integrated models for arc thickening and preservation of the root of a continental arc (650–620 Ma) are built through a series of intrusions.

Integrating this model with the discussed data and applying it to the rocks of the Pelotas Terrane (or Cuchilla Dionísio-Pelotas Terrane), especially observing the characteristics of the PMC, some interpretations about the tectonic arrangement can be made (Chemale Jr. *et al.*, 2012; Ramos *et al.*, 2020; Figure 14). The lower portion of the arc stack, under compressive tectonic stresses related to convergence and subduction, is depressed by the placement of shallower and younger intrusions derived from the mantle, leading to arc thickening and metamorphism of dioritic intrusions (generation zone), represented by early diorites (PCP 13F). Small sills can be placed at deeper levels of the arc, originating cumulate and high-P magmatic rocks, represented in this model by the late diorite sample PMB 09K from Bastos *et al.* (2024) and the gabbro from this study (PCP 13G). Magma differentiation into intermediate or felsic arc rocks can occur at many levels but predominantly in the ascent zone, represented by samples of hybrid granodiorites. The fluid release from the serpentinized mantle would trigger mantle melting and arc enlargement. Rocks transitioning from the subduction-collision environment in this model are represented by late granites and the Cerro Grande Suite, which, according to Takehara and Laux (2019) and observations from geochemical diagrams, also resemble the Viamão Suite.

Following convergence, there is the ca. 605 Ma collision (Vieira *et al.*, 2019a), represented, for example, by the Arroio Francisquinho and Cordilheira granites (Koester *et al.*, 2001). They are evolving to exhumation (600–580 Ma) through thrust zones and exposure of deep roots of the Pinheiro Machado Arc during the Pinheiro Machado Orogeny (Porcher *et al.*, 2021). Evidence of this mechanism is found in the obduction described by Ramos *et al.* (2020) for the model of oceanic units (V-shaped basins) found in the Arroio Grande Complex. Still, regarding the collision, the shortening was relatively discrete due to the oblique continental collision setting, resulting in the formation of the tangential transpressive system, which generates PMC magmatism during the homonymous Orogeny. The evolution of this system is the phase of overlapping shear zones as a response to the accommodation of efforts and post-collisional relaxation. According to Şengör *et al.* (2019), mobile belts generated by transpression movements are linked to significant transform faults in this model represented by the Canguçu Transcurrent Ridge and Porto Alegre Suture. Subsequently, also by the Ayrosa Galvão Shear Zone evolved into other shear zones internal to the Pelotas Terrane, which form the sheared hybrid granodiorites of this

study. It should be noted, however, that this model differs from types formed by simple accretion (generated by frontal subduction) or simply collisional, which explains the more complex setting of system interactions verified in the PMC.

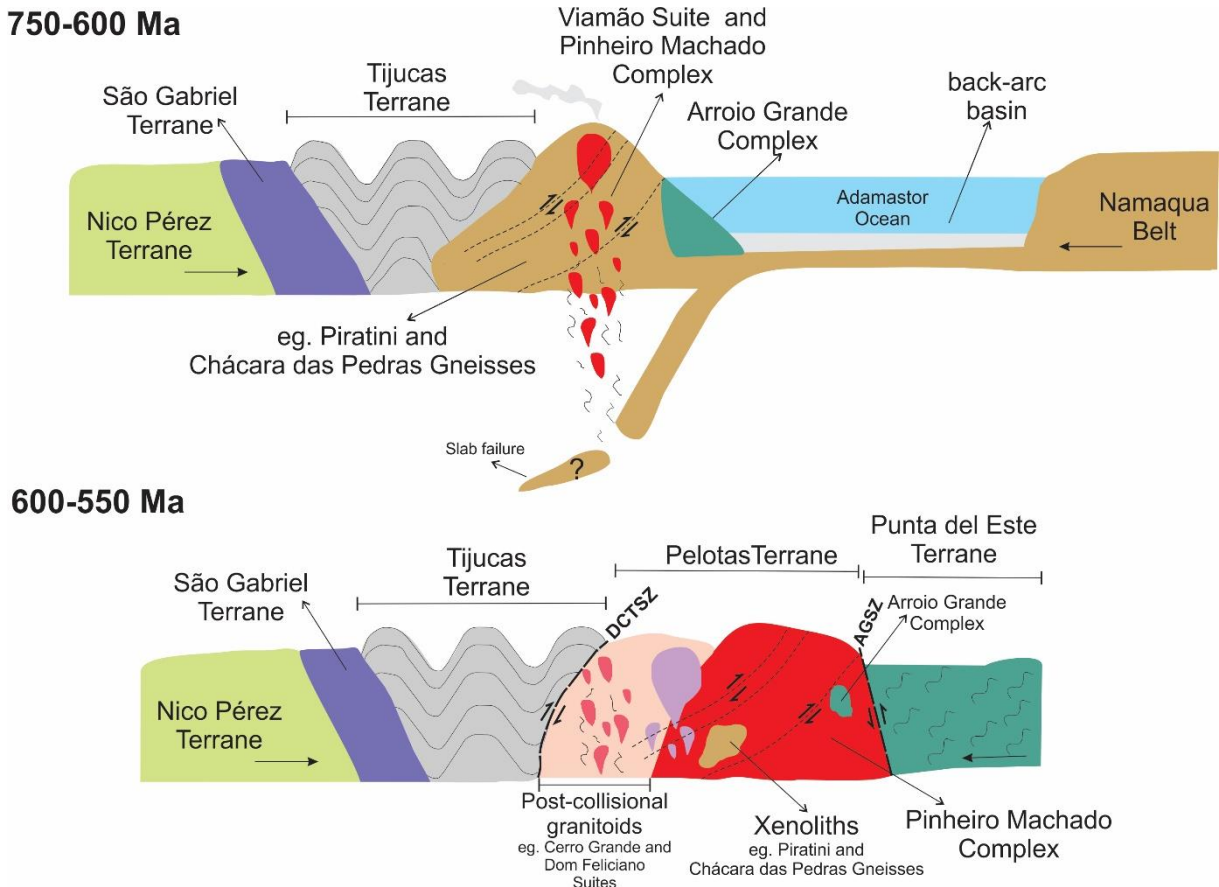


Figure 14. Simplified tectonic model of the Pinheiro Machado Complex between 750-550 Ma, without scale. Modified from Chemale Jr. *et al.* (2012), Ramos *et al.* (2017) and Porcher *et al.* (2021). (A) Oblique westward subduction of the oceanic basin (V-shaped) beneath the Piratini Arc, where the Pelotas Terrane developed (Pinheiro Machado Orogeny) and obduction of the oceanic units of Arroio Grande; (B) Situation after the collision between the Nico Pérez/São Gabriel/Tijucas Terrane and the Pelotas Terrane, final closure of the back-arc basin and generation of post-collisional granites (e.g. Dom Feliciano Suite).

5.7 Correlation along Western Gondwana paleocontinent

The connection between PMC rocks in the Dom Feliciano Belt (Brazil) and the Angra Fria Complex in the Kaoko Belt (western Africa) is essential for reconstructing the fragmentation of the Gondwana supercontinent. Ediacaran magmatic rocks

dominate both complexes and subordinately by xenoliths and roof pendants of metamorphic rocks (Paleoproterozoic and Tonian-Cryogenian), indicating tectonic and magmatic processes associated with the formation of magmatic arcs and suture zones during the Brasiliano orogeny (Philipp and Machado, 2005; Janoušek *et al.*, 2018). The correlation between these complexes suggests that both were part of the same orogenic system, supporting the hypothesis that the regions now separated by the South Atlantic were once united during the Gondwana formation. Isotopic and geochronological studies establish this connection. Zircon analyses and U-Pb dating of rocks from both complexes (640-600 Ma, western Africa = Frimmel *et al.*, 1996; Brazil = Loureiro *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023) indicate compatible ages and isotopic signatures, suggesting a common origin and shared tectonic history (Hartmann *et al.*, 2000; Konopàsek *et al.* 2016; Basei *et al.* 2018).

Whole-rock elemental geochemistry of PMC rocks indicates that they are rich in elements such as silica (SiO_2), alumina (Al_2O_3), and alkalis (K_2O and Na_2O), reflecting a continental magmatic arc environment (Philipp *et al.*, 2002; Loureiro *et al.*, 2021). Additionally, geochemical signatures show enrichment in incompatible elements and light rare earth elements (LREE) while exhibiting negative anomalies in elements such as Sr and Yb, suggesting a partial melting process of a mantle source modified by crustal components (Klein *et al.*, 2023). These data are consistent with an active subduction scenario during the Neoproterozoic, where crustal material was recycled and incorporated into the upper mantle. Similarly, whole-rock geochemistry of Angra Fria Complex rocks in Africa exhibits characteristics that corroborate a tectonic environment of a magmatic arc.

Research shows that rocks from this complex are also rich in silica and display enriched signatures in LREE, with negative anomalies in elements such as Sr and Nb (Frimmel *et al.*, 1996). The geochemical similarities between the Pinheiro Machado Complex and Angra Fria strengthen the hypothesis that both were formed in a similar tectonic environment associated with subduction and plate collision during the Gondwana amalgamation.

The Kaoko Belt in Africa is part of a larger regional correlation reconstruction that connects Neoproterozoic orogens in Western Gondwana. This reconstruction includes the Dom Feliciano Belt in Brazil and Uruguay, the Gariep Belt in Namibia and South Africa, and the Ribeira Belt in Brazil (Frimmel *et al.*, 2011; Hueck *et al.*, 2018; Lara *et al.*, 2021; De Toni *et al.*, 2023). The data presented herein for the PMC,

Pelotas Terrane, in the southernmost Brazil, Dom Feliciano Belt, are crucial for understanding the tectonic and magmatic evolution of regions that the South Atlantic now separates.

6. Conclusions

- The Pinheiro Machado Complex rocks are diorites, porphyritic granodiorites, sometimes sheared, hybrid granodiorites, granites, and subordinate gabbros.
- The Pinheiro Machado Complex is formed by two end-members sources, a spinel lherzolite mantle and an older felsic crust (similar to the Piratini Complex, represented in the isotopic model by the Várzea do Capivarita orthogneissic rock). Their variable interactions are responsible for the compositional diversity of the Pinheiro Machado Complex.
- The main magmatic process evidenced in the Pinheiro Machado Complex is decoupled fractional crystallization from a dioritic magma, with assimilation of about 20% of basement gneisses.
- The Pinheiro Machado Orogeny was established in a setting involving the closure of a V-shaped ocean basin, resulting in the formation of the oblique transpressive system generating magmatism of the Pinheiro Machado Complex in the Pelotas Terrane.
- The evolution of the Pelotas Terrane, and consequently of the rocks of the Pinheiro Machado Complex, can be determined by a transitional geodynamic environment involving subduction, slab failure contribution, and subsequent collisional tectonics during the Neoproterozoic.

Credit authorship contribution statement

Vivianne Andrade Bastos: Writing – review & editing, Original draft, Investigation, Conceptualization. **Edinei Koester:** Writing – review & editing, Visualization, Supervision, Data curation. **Cristine Lenz:** Methodology, Data curation. **Carla Cristine Porcher:** Writing – review & editing, Data curation. **Daniel Triboli Vieira** – Writing review & editing, Visualization. **Rodrigo Chaves Ramos:** Investigation, Visualization, Writing – review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgements

The authors acknowledge the Institute of Geosciences of UFRGS for technical and infrastructure support. Additionally, we acknowledge Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) and Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do RS (FAPERGS) for financial support.

Funding information

This work was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) under the Grant [no. 141173/2020–3]

7. References

- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 10 (3/4), 263–274. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00021-7).
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins, and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1).
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Campos Neto, M.D.C., de Araujo, C.E.G., de Castro, N. A., Passarelli, C.R., 2018. The tectonic history of the southern Adamastor Ocean based on a correlation of the Kaoko and Dom Feliciano belts. *Geology of Southwest Gondwana*, 63-85.
- Basei, M.A., Correa, V. X., Castro, N.A., Hueck, M., 2021. U–Pb geochronology and Lu–Hf zircon isotopy of the Santinho granitic association: A remnant of the early magmatic stages of the Florianópolis batholith, Santa Catarina, Brazil. *Journal*

of South American Earth Sciences, 108, 103148.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103148>.

- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariiep (Namibia/ South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*. 139, 195–221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.005>.
- Bastos, V.A., Koester, E., Lenz, C., Olmo-Barbosa, D., Porcher, C.C., Loureiro, P.O., Vieira, D.T., Ramos, R.C., Cedeño, D.G., 2021. Contribution to the understanding of the Pinheiro Machado complex (Dom Feliciano Belt, Brazil): A study of textures, mineral chemistry, and crystallization conditions. *Geological Journal*, 56(2), 1012–1033. <https://doi.org/10.1002/gj.3980>.
- Bastos, V.A., Koester, E., Lenz, C., Porcher, C.C., Vieira, D.T., Ramos, R.C., Loureiro, P.O., 2024. Slab failure-related magmatism in the Pinheiro Machado Complex, southern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Geological Journal*, 59, 1774-1793. <https://doi.org/10.1002/gj.4969>.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and source of magmatism related to the southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 184–187.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3), 661-674. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71054-6](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71054-6).
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Developments in Geochemistry*. Elsevier, 2(3), 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Briqueu, L., Bougault, H., Joron, J.L., 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 297-308. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90161-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90161-4).
- Brito Neves B.B., Fuck R.A., 2014. The basement of South American platform: half Gondwana half Laurentia. *Precambrian Research*. 244, 75– 86. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.020>.

- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 413-426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2013. The continental record and the generation of continental crust. *Bulletin*, 125(1-2), 14-32. <https://doi.org/10.1130/B30722.1>.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., Windley, B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history. Geological Society, London, Special Publications, 318(1), 1-36. <https://doi.org/10.1144/SP318>.
- Caxito, F.D.A., Alkmim, F.F., 2023. The role of V-shaped oceans and ribbon continents in the Brasiliano/PanAfrican assembly of western Gondwana. *Scientific Reports*, 13(1), 1568.
- Cecil, M.R., Rotberg, G.L., Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Gehrels, G.E., 2012. Magmatic growth and batholithic root development in the northern Sierra Nevada, California. *Geosphere*, 8(3), 592-606. <https://doi.org/10.1130/GES00729.1>.
- Chappell, B.W., White, A.J., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian journal of earth sciences*, 48(4), 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x>.
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande do Sul*, 13-52.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10, 153-168.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22, 184-199. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.08.018>.
- Chen, X., Schertl, H.P., Hart, E., Majka, J., Cambeses, A., Hernández-Urbe, D., Zheng, Y., 2022. Mobilization and fractionation of Ti-Nb-Ta during exhumation of deeply subducted continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 319, 271-295. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.11.024>.
- Cordani, U.G., Ramos, V.A., Fraga, L.M., Cegarra, M., Delgado, I., Souza, K.G.D., F.E.M. Gomes, Schobbenhaus, C., 2016. Tectonic map of South America: scale

- 1: 5 000 000: explanatory notes. Commission for the Geological Map of the World, Paris. <https://doi.org/10.14682/2016TEMSA>.
- Costa, A.F.U., 1997. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre. PhD thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cribb, J.W., Barton, M., 1996. Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos*, 37(4), 293–307. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)00027-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00027-5).
- Cruz, R.F., Basei, M.A.S., Ganade, R.P., 2023. Potential flare-ups and lulls in the multi-stage magmatism of the Dom Feliciano belt, southern Brazil: Evidence from geochemistry and isotopic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 123, 104205. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104205>.
- Cruz, R.F., Basei, M.A.S., Philipp, R.P., Iglesias, C.M.F., 2024. Unveiling the stratigraphy of the northern Punta del Este Terrane (Jaguarão Domain) and its role in the Neoproterozoic tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt (southern Brazil and Uruguay). *International Geology Review*, 66(5), 1023-1045. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2225076>.
- Cruz, R.F., 2019. Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul / Relatório do Programa geologia, mineração e transformação mineral. CPRM, Porto Alegre.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Almeida, B.S., Geraldes, M., 2020. Dom Feliciano Belt orogenic cycle tracked by its pre-collisional magmatism: the Tonian (ca. 800 Ma) Porto Belo Complex and its correlations in southern Brazil and Uruguay. *Precambrian Research*, 342, 105702. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105702>.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Martini, A., Nardi, L.V.S., 2023. Anatomy of the transpressional Dom Feliciano Belt and its pre-collisional isotopic (Sr-Nd) signatures: A contribution towards an integrated model for the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle. *Gondwana Research*. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.08.008>.
- Diener, J.F.A., Thomas, R.J., Macey, P.H., 2017. Pan-african accretionary metamorphism in the Sperrgebiet domain, Gariiep belt, SW Namibia. *Precambrian Res.* 292, 152–162. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.006>.

- Ducea, M.N., Paterson, S.R., DeCelles, P.G., 2015. High-volume magmatic events in subduction systems. *Elements*, 11(2), 99-104. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.2.99>.
- Duggen, S., Portnyagin, M., Baker, J., Ulfbeck, D., Hoernle, K., Garbe-Schönberg, D., Grassineau, N., 2007. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 452-480. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.018>.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I-uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II-uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 375–384.
- Figueiredo, M.C.H., Fragoso-César, A.R.S. Kronberg, B.I., 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal. Anais. Natal, SBG, 4, 1623-1638.
- Fragoso Cesar, A.R.S, 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo. PhD thesis. Universidade de São Paulo.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini., U. F., 1986 O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/Eo-paleozoico) no Escudo do Rio Grande do Sul. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia , Goiânia, 1322-1342.
- Frimmel, H.E., Basei, M.S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 323-354.

- Frimmel, H.E., Hartnady, C.J.H., Koller, F., 1996. Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. *Chemical Geology*, 130 (1–2), 101–121. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00188-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00188-3).
- Frost, C.D., Bell, J.M., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., 2001. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology*, 29(6), 515-518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0515:CGBMUI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0515:CGBMUI>2.0.CO;2).
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y., Schilling, J.G., 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489-518. <https://doi.org/10.1029/2012GC004334>.
- Ganade, C.E., Lanari, P., Rubatto, D., Hermann, J., Weinberg, R.F., Basei, M. A., Tesser, L. R., Caby, R., Agbossoumondé, Y., Ribeiro, C.M., 2021. Magmatic flare-up causes crustal thickening at the transition from subduction to continental collision. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 41.
- Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B., 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of southern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), *Neoproterozoic- Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a Focus on Southwestern Gondwana*, 16. Elsevier, pp. 295–316 *Developments in Precambrian Geology*. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01621-1](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01621-1).
- Girelli, T.J., Chemale Jr, F., Lavina, EL. C., Laux, J.H., Bongiollo, E.M., Lana, C., 2018. Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Research*, 56, 105-118. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.010>.
- Gündüz, M., Asan, K., 2021. PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*, 12(1), 81-92. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.06.010>.
- Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E., Hölttä, P., 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, 174(1-2), 155-162. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.07.008>.
- Hartmann, LA., Leite, J. A.D., Da Silva, L. C., Remus, M.V.D., McNaughton, N. J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M. A. Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of*

Earth Sciences, 47(5), 829–844. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00815.x>.

- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do rio grande do sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97.
- Hartmann, L.A., Lopes, W.R., Savian, J.F., 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 88(1), 75-92. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140495>.
- Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4(2), 215-253. <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>.
- Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C., Frantz, J.C., 2018. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306, 189-208. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.031>.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R.P., Basei, M.A.S., Siegesmund, S., 2018. The Dom Feliciano Belt in southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana*, 1, 267–302.
- Hussain, M.F., Mondal, M.E.A., Ahmad, T., 2004. Petrological and geochemical characteristics of Archean gneisses and granitoids from Bastar craton, Central India—implication for subduction related magmatism. *Gondwana Research*, 7(2), 531-537. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70803-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70803-0).
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of wholerock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>.
- Janoušek, V., Florisbal, L. M., Konopásek, J., Jeřábek, P., Bitencourt, M.F., Gadas, P., Erban, V., Kopačková-Strnadová, V., 2023. Arc-like magmatism in syn-to post-collisional setting: The Ediacaran Angra Fria Magmatic Complex (NW

- Namibia) and its cross-Atlantic correlatives in the south Brazilian Florianópolis Batholith. *Journal of Geodynamics*, 155, 101960. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2022.101960>.
- Janoušek, V., Moyen, J.F., Martin, H., Erban, V., Farrow, C., 2015. *Geochemical modelling of igneous processes: principles and recipes in R language*. p. 257. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-46792-3>.
- Kelemen, P.B., Høghøj, K., Greene, A.R., 2014. One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry*, 749–806. doi:10.1016/b978-0-08-095975-7.00323-5.
- Klein, B.Z., Jagoutz, O., Schmidt, M.W., Kueter, N., 2023. A global assessment of the controls on the fractionation of arc magmas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(5). <https://doi.org/10.1029/2023GC010888>.
- Klein, B.Z., Jagoutz, O., Schmidt, M.W., Kueter, N., 2023. A global assessment of the controls on the fractionation of arc magmas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(5). <https://doi.org/10.1029/2023GC010888>.
- Koester, E., Bertotti, A.L., Porcher, C.C., Lenz, C., Vieira, D.T., Barbosa, L.D.O., Ramos, R.C., Bastos, V.A., Pinto, V.M., 2021. A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. In: Jelinek, A.R., Sommer, C.A. (Eds.), *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*, Compasso Lugar-Cultura, p. 13-27.
- Koester, E., Porcher, C.C., Ramos, R.C., Vieira, D.T., Dal Olmo-Barbosa, L., Bastos, V.A., 2022. Paleoproterozoic metagabbro xenolith in the southeastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: A new piece in the West Gondwana assembly. *Journal of South American Earth Sciences*, 119, 104040. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104040>.
- Koester, E., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Fernandes, L.A.D., Vignol-Lelarge, M.L., Oliveira, L.D., Ramos, R.C., 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 155-166. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.12.006>.
- Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L.A.D., Soliani Jr., E., Nardi, L.V.S., Kraemer, G., 2001. *Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de*

- Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 131-140.
- Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H., Janoušek, V., 2020. Adamastor—an ocean that never existed? *Earth-Science Reviews*, 205, 103201. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103201>.
- Konopásek, J., Hoffmann, K.H., Sláma, J., Košler, J., 2017. The onset of flysch sedimentation in the Kaoko Belt (NW Namibia) – Implications for the pre-collisional evolution of the Kaoko–Dom Feliciano–Gariep orogeny. *Precambrian Research*, 298, 220-234. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.017>.
- Konopásek, J., Sláma, J., Košler, J., 2016. Linking the basement geology along the Africa-South America coasts in the South Atlantic. *Precambrian Research*, 280, 221-230. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.05.011>.
- Kourim, F., Wang, K.L., Beinlich, A., Chieh, C.J., Dygert, N., Lafay, R., Kovach, V., Michibayashi, K., Yarmolyuk, V., Iizuka, Y., 2021. Metasomatism of the off-cratonic lithospheric mantle beneath Hangay Dome, Mongolia: Constraints from trace-element modelling of Iherzolite xenoliths. *Lithos*, 400, 106407. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106407>.
- Lara, P., Oyhantçabal, P., Belousova, E., Hueck, M., 2021. Source diversity of Late Neoproterozoic granitoid magmatism across an orogen-scale lineament in southern Brazil and Uruguay: Whole-rock geochemistry, zircon geochronology and Sr-Nd-Hf isotope evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103597. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103597>.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208-235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.
- Lawrence, A., Fowler, M., Kingsbury, C.G., Knott, T., Mark, D., Stevenson, C.T.E., 2023. Slab-failure or Slab-success? Examining the contributions of crust and mantle to post-subduction magmatism in the Ratagain Complex, NW Scotland. *Lithos*, 448, 107139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107139>.
- Le Maitre, R. W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks.

- Loureiro, P.O., Koester, E., Weinberg, R.F., Lenz, C., Porcher, C.C., Ramos, R.C., Vieira, D.T., Bastos, V.A., Knijnik, D., Pimentel, M.M., 2021. Recycling and hybridization of incremental episodes of magma intrusions: Pinheiro Machado complex, southeastern Dom Feliciano belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102922. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102922>.
- Martil, M.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., Pimentel, M.M., 2017. Precollisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274/275, 39-52. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.011>.
- Martin, H. 1994. Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. En Condie, K. (Ed.) In: *Archean crustal evolution*. Elsevier Scientific Publishers, Netherland, pp. 205-260. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70224-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70224-X).
- May, G.E., 1990. Pan-African Magmatism and Regional Tectonics of South Brazil. Open University, Milton Keynes, p. 343. Ph.D. Thesis.
- McDonough, W.S., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1), 1-18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90119-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90119-I).
- Mondal, M.E.A., Hussain, M.F., Ahmad, T., 2006. Continental growth of Bastar craton, Central Indian Shield during Precambrian via multiphase subduction and lithospheric extension/rifting: Evidence from geochemistry of gneisses, granitoids and mafic dykes. *Journal of Geoscience Osaka City University*, 49(8), 137-151.
- Moyen, J.F., Laurent, O., 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*, 302, 99-125. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.038>.
- Moyen, J.F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*, 277, 154-177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018>.
- Müller, D., Rock, N., Groves, D., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259-289.
- Nardi, L.V.S., Hartmann, L.A., 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6), 45-75.

- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2016. The Nico Pérez Terrane (Uruguay): from Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147-160. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.04.014>.
- Oriolo, S., Wemmer, K., Oyhantçabal, P., Fossen, H., Schulz, B., Siegesmund, S., 2018. Geochronology of shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, 185, 665-683. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.07.007>.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1-4), 141-159. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.03.001>.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1075-1084. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-1>.
- Patiño Douce, A.E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15623-15639. <https://doi.org/10.1029/94JB03376>.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (Eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, p. 230-249.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, *Special Publications*, 16(1), 77-94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>.
- Peel, E., Sánchez Betucci, L., Basei, M.A.S, 2018. Geology and geochronology of Paso del Dragón Complex (northeastern Uruguay): implications on the evolution

- of the Dom Feliciano Belt (Western Gondwana). *Journal South American Earth Sciences*. 85, 250–262. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.009>.
- Philipp, R.P., Bom, F.M., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Zvirtes, G., 2016b. SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 196-207. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.008>.
- Philipp, R.P., Machado R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19:461-478. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.010>.
- Philipp, R.P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. São Paulo. PhD thesis. Universidade de São Paulo.
- Philipp, R.P., Almeida, D.P.M., Gomes, M.E.B. Pintaúde, D.A., 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo. *Acta Geologica Leopoldensia*, 14(34), 95-122.
- Philipp, R.P., Mesquita, M.J.M., Gomes, M.E.B., Almeida, D.D.P., 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(1), 3-13. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21275>.
- Philipp, R.P., Machado, R., 2001. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3), 257-266.
- Philipp, R.P., Machado, R., 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29(1), 43-60.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2000. O Batólito Pelotas no RS. In: Holz, M. De Ros, L. F., (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, p.133-160.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 277-290.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S., 2018. The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua

- ocean. In: Siegesmund, S., Basei, M., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana*. Springer, Regional Geology Reviews, p. 243–265.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr., F., 2016a. Tectonic evolution of the Dom Feliciano belt in southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*. 46 (1), 83–104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>.
- Porcher, C.C., Lenz, C., Koester, E., Bastos, V.A., Barbosa, L.D.O., Vieira, D.T., Ramos, R.C., Pinto, V.M., Bertotti, A.L., Fernandes, L.A.D., 2021. O Terreno Pelotas e a orogênese Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, da evolução magmática e tectônica, In: Jelinek, A. R., Sommer, C. A. (Eds.), *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*, Compasso Lugar-Cultura, p. 29- 42. <https://doi.org/10.29327/537860>.
- Ramos, R.C., Koester, E., 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, 41(1), 25-38. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78030>.
- Ramos, R.C., Koester, E., Porcher, C.C., 2017. Chemistry of chromites from Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 192-206. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.032>.
- Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., 2020. Sm–Nd systematics of metaultramafic-mafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean. *Geoscience Frontiers*, 11(6), 2287-2296. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.02.013>.
- Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., Cristine, P.C., Neri, G.J., Luiz, S.R., 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 38–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.004>.
- Reichardt, H., Weinberg, R.F., 2012. Hornblende chemistry in meta-and diatexites and its retention in the source of leucogranites: an example from the Karakoram Shear Zone, NW India. *Journal of Petrology*, 53(6), 1287-1318. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs017>.

- Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Fuentes, P., Breitzkreuz, C., Tassinari, C.C.G., 2019. The significance of U–Pb zircon ages in zoned plutons: the case of the Flamenco pluton, Coastal Range batholith, northern Chile. *Geoscience Frontiers*, 10(3), 1073-1099. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.06.003>.
- Rollinson, H.R., Pease, V., 2021. Using geochemical data: to understand geological processes. Cambridge University Press.
- Rudnick, R.L., Fountain, D. M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), 267-309. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>.
- Rudnick, R., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, vol. 3. Elsevier–Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A., 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*. 100, p. 355–378.
- Saalmann, K., Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos Belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143(1), 59-88. <https://doi.org/10.1017/S0016756805001433>.
- Santosh, M., Maruyama, S., Yamamoto, S., 2009. The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere. *Gondwana Research*, 15(3-4), 324-341. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.11.004>.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(3), 344-360. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90050-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90050-3).
- Şengör, A.C., Zabcı, C., Natal'in, B.A., 2019. Continental transform faults: congruence and incongruence with normal plate kinematics. In *Transform plate boundaries and fracture zones* (pp. 169-247). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812064-4.00009-8>.

- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks. In Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. John Wiley and Sons, 488.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *Int. International Geology Review*, 41, 531–551. <https://doi.org/10.1080/00206819909465156>.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based UPb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136, 203–240. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.004>.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B., Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 635-661.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Takehara, L., Laux, J.H., 2019. Área de relevante interesse mineral Batólito Pelotas-Terrenos Tijucas: estado do Rio Grande do Sul. p. 186.
- Tambara, G.B., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C.C., Vieira, D.T., Fernandes, L.A.D.Á., Lenz, C., 2019. Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alcálico médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 46(2). <https://doi.org/10.22456/1807-9806.95466>.
- Taylor, R.N., Murton, B.J., Nesbitt, R.W., 1992. Chemical transects across intra-oceanic arcs: implications for the tectonic setting of ophiolites. Geological Society, London, Special Publications, 60(1), 117-132. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.060.01.07>.
- Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C., 2019a. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: a 680 Ma shoshonitic event in the final stages of the

- Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102294. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102294>.
- Vieira, D.T., Porcher, C.C., Koester, E., Ramos, R.C., Gross, A.O.M.S., Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., 2019b. Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Reflections on the evolution of the Punta del Este Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 102420. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102420>.
- Warr, L.N., 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral.Mag.* 85, 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.
- Weinberg, R.F., Vernon, R.H., Schmelting, H., 2021. Processes in mushes and their role in the differentiation of granitic rocks. *Earth-Science Reviews*, 220, 103665. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103665>.
- Whalen, J.B., Syme, E.C., Stern, R.A., 1999. Geochemical and Nd isotopic evolution of Paleoproterozoic arc-type granitoid magmatism in the Flin Flon Belt, Trans-Hudson orogen, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(2), 227–250. <https://doi.org/10.1139/e98-026>.
- Wheller, G.E., Varne, R., Foden, J.D., Abbott, M.J., 1987. Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1-3), 137-160. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90041-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90041-2).

Supplementary Material-S1

Table S1. Whole-rock geochemical data (Pinheiro Machado Complex and Viamão Suite).

PCP 17A	PCP 23A	PCP 24A	PCP 25B	PCP 18A	PCP 31E	PCP 16A	PCP 13F	PCP 12D	Samples
Granodiorite hybrid							Early diorite	Gneiss xenolith	Lithology
66.4	66.1	68.1	65.5	64.4	66.7	61.9	58.6	53.9	SiO ₂
0.62	0.7	0.66	0.7	0.62	0.46	0.98	1	1.91	TiO ₂
15.35	14.6	13.95	14.85	17.2	15.45	16.1	13.8	14.7	Al ₂ O ₃
3.13	3.82	3.66	5.51	4.73	2.68	7.29	10.35	9.23	Fe ₂ O ₃
0.05	0.07	0.06	0.1	0.07	0.05	0.12	0.22	0.19	MnO
1.08	1.32	0.76	1.07	1.55	0.82	2.55	3.56	6.08	MgO
2.67	2.28	2.16	2.19	3.33	1.48	3.98	4.72	3.53	CaO
3.45	2.71	3.27	3.29	4.35	2.99	3.06	2.89	1.7	Na ₂ O
3.81	5.04	4.68	4.55	2.22	6.77	3.27	1.89	3.22	K ₂ O
0.22	0.21	0.2	0.17	0.25	0.13	0.32	0.14	1.26	P ₂ O ₅
98.12	98.15	98.45	99.06	100.08	99.2	101.1	98.75	98.96	TOTAL
919	1410	1180	1315	366	2230	344	269	921	Ba
161	228	159.5	150	125.5	225	229	180	537	Rb
404	269	271	273	384	348	281	181	192	Sr
250	238	453	645	369	179	203	287	748	Zr
18.7	15.95	25.4	11.9	10.5	13.4	15.35	13.3	47.4	Nb
15	27	5	5	14	7	49	81	254	Cr
41.2	103.5	74.7	185	28.3	44	92.4	17	62.8	La
87.5	222	155.5	368	54.5	96.8	209	42.1	167	Ce
9.9	23.4	16.45	33.5	5.45	10	20.8	4.64	20.1	Pr
36	85	58.9	112	18.3	37.1	73.3	18.8	79.4	Nd
6.46	13.45	9.56	12.9	3.28	6.52	10.25	3.48	13.25	Sm
1.26	1.82	1.7	1.79	0.84	1.07	1.22	1.21	2.83	Eu
5.38	10.35	7.92	8.63	2.99	5.12	6.62	3.74	9.4	Gd
0.75	1.29	1.1	0.9	0.41	0.62	0.8	0.54	1.05	Tb
3.8	7.14	6.06	4.7	2.35	3.22	3.38	2.9	5.45	Dy
0.79	1.39	1.17	0.94	0.47	0.51	0.58	0.67	0.94	Ho
2.03	3.97	3.06	2.59	1.4	1.54	1.37	1.91	2.5	Er
0.29	0.59	0.47	0.41	0.17	0.18	0.17	0.3	0.39	Tm
1.72	3.79	3.44	2.95	0.96	1.2	0.97	2.35	2.25	Yb
0.26	0.52	0.62	0.48	0.15	0.19	0.14	0.37	0.36	Lu
19.6	36.1	31.3	23.7	11.9	15	15	17.4	27.5	Y
3.62	5.68	6.8	4.78	3.59	4.3	4.07	6.3	21.9	Cs
2	2.2	2.4	1.2	0.7	0.8	1	0.9	3.3	Ta
6.62	6.79	11.7	17.3	9.58	5.01	5.7	7.78	19.4	Hf
1.71	2.94	3.53	3.45	0.77	3	0.92	0.73	3.66	U
24.7	34.8	14.2	21.2	5.35	14.45	50	4.45	25.3	Th
58	58	47	51	83	34	100	151	153	V
1.19	1.11	0.78	0.94	1.28	1.38	1.45	1.52	1.99	LoI

PCP 15B	PCP 31A	PCP 17B	PCP 3A	PCP 7A	PCP 22F	PCP 13G	PCP 5C	PCP 25C	PCP 17C	PCP 13A	
Late granite						Gabbro	Granodiorite hybrid Sheared				
73.7	73.1	73	73.9	71.4	72.1	53.5	64.7	60.8	64	73.5	
0.21	0.32	0.41	0.37	0.24	0.19	2.79	1.04	1.17	0.88	0.3	
13.65	14	13.3	13.6	14.55	13.9	13.65	16.05	15.8	16.95	13.95	
1.32	2.11	2.98	2.74	1.72	1.72	15.55	5.36	8.65	6.88	1.79	
0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.03	0.35	0.11	0.17	0.08	0.04	
0.28	0.65	0.41	0.83	0.41	0.48	2.48	2.19	1.82	0.72	0.52	
2.07	1.8	0.69	2.01	1.8	1.91	4.55	3.21	2.95	2.91	1.64	
4.53	3.31	2.47	2.86	3.81	3.09	1.96	3.47	3.71	4.28	2.9	
1.82	4.27	6.04	4.68	4.07	4.4	3.22	3.74	3.16	3.47	4.63	
0.06	0.11	0.11	0.11	0.08	0.09	1.26	0.32	0.33	0.2	0.09	
98.38	100.69	101.05	101.77	98.99	99.12	101.41	101.61	100.19	101.25	100.56	
154	908	739	459	1175	1250	760	479	720	2010	587	
68.2	158.5	155	230	159.5	126	204	227	158.5	127	211	
117	290	175.5	184	419	222	362	290	259	420	176	
152	151	372	155	141	138	497	185	1080	1060	112	
9.24	9.48	4.68	11.4	9.08	3.71	47.5	32.7	16.9	16.65	11.4	
<5	5	<5	17	<5	15	<5	39	11	8	6	
17.3	60.9	50.6	32.7	18	29.5	67.7	25.8	379	54.3	27.3	
37.1	134	144.5	72.8	37.2	57.3	155.5	60.8	705	137	60.7	
4.01	13.65	12.65	8	4.06	5.68	19.1	6.93	66.5	12.85	6.46	
13.7	50.2	42.1	28.8	15.1	18.1	83.4	28.5	221	46.6	23.6	
2.37	8.31	7.17	5.33	2.74	2.77	16.45	8.55	26.4	8.24	3.95	
0.69	1.02	0.51	0.84	0.65	0.81	4.86	1.21	2.38	2.3	0.88	
1.73	5.81	4.66	3.77	2.25	2.29	17.25	9.22	15.2	6.77	3.92	
0.24	0.64	0.56	0.52	0.3	0.29	2.48	1.67	1.6	0.88	0.54	
1.33	3.09	2.89	2.3	1.96	1.54	14.4	11.3	7.73	4.69	3.5	
0.24	0.5	0.44	0.42	0.34	0.27	3.03	2.2	1.52	0.94	0.62	
0.66	1.32	1.15	1.11	1.1	0.7	8.18	6.65	4.03	2.62	2.11	
0.11	0.16	0.15	0.13	0.14	0.08	1.09	1.04	0.63	0.45	0.25	
0.71	1.11	1.04	0.85	1	0.62	7.06	6.29	4.77	2.6	1.59	
0.11	0.18	0.16	0.15	0.18	0.13	1.11	0.8	0.74	0.36	0.24	
6.7	13.6	10.5	11	10.2	7.1	74.3	58.6	36.9	25.1	17.6	
2.05	3.63	1.01	4.22	3.02	2.42	11.5	8.93	6.52	2.82	6.84	
0.9	0.7	0.6	0.7	0.8	0.3	3	6.3	1.3	0.8	1.6	
5.02	4.46	11.5	4.73	4.25	4.16	12.75	4.87	28.4	26.4	4.21	
2.49	4.18	2.11	14.65	2.57	1.23	1.31	4.48	4.45	1.98	1.35	
5.29	23.4	52.5	27.7	4.68	9.11	5.02	15	39	11.5	11.5	
8	25	19	37	20	25	163	92	86	32	28	
0.67	0.83	1.49	0.53	0.67	1.04	1.97	1.32	1.51	0.59	1.11	

PX 9	PX 5	PX 10
Passo da Mozinha Granite	Viamão Suite	Barão do Triunfo Granite
73.13	74.21	73.89
0.31	0.36	0.26
11.59	12.53	12.29
3.54	2.19	1.90
0.05	0.05	0.04
3.37	1.85	1.41
1.54	3.45	3.10
5.26	4.86	6.45
0.70	0.40	0.60
99.49	99.90	99.94
566	1580	605
184.5	137.5	238
109.50	480	121
203	217	193
9.47	14.40	11.60
103	73.30	92.70
215	148.50	170.50
21.1	15.95	22.50
71.40	53.40	87.30
10.65	10.40	15.80
0.82	1.16	1.86
6.74	5.06	15.35
0.85	0.81	2.28
3.88	4.54	12.4
0.94	1.12	2.38
2.40	2.35	6.53
0.32	0.35	0.94
1.57	2.34	6.98
0.42	0.22	0.86
26.80	26.30	68.10
1.57	3.03	4.92
0.40	1.10	1.10
7.05	7.05	6.70
1.65	1.44	5.03
30.8	13.7	24.3
15	26	14

Supplementary Material-S2

Table S2. Sr-Nd isotopic data of whole-rock (Pinheiro Machado Complex).

PMB05X	PMB04A	PMB02D	PMB04B	PMB01G	PMB01D	Sample
	Late Granite	Granodiorite hybrid		Early Diorite		Lithology
608	608	608	608	608	608	Age (Ma)
325	537	495	359	357	458	Sr
176.5	123	182	183.5	149	135	Rb
38.66	13.64	58.37	38.76	55.13	55.55	Nd
6.54	2.69	10.57	6.56	10.21	10.50	Sm
0.71879	0.71666	0.72301	0.71616	0.71975	0.72155	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
0.512044	0.511975	0.512032	0.512017	0.512013	0.511917	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
0.1120	0.1142	0.1023	0.1192	0.1094	0.1023	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
0.708304	0.709256	0.70936	0.710407	0.710512	0.708705	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
0.511598	0.51152	0.511624	0.511542	0.511577	0.511509	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$
-5.01	-6.53	-4.49	-6,10	-5.42	-6.74	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$

CAPÍTULO 6

Discussões

6 DISCUSSÕES

O modelo elaborado com os resultados desta tese contempla as duas principais características do Gondwana Ocidental: (i) a presença de grandes extensões de embasamento retrabalhado dentro das áreas orogênicas e, (ii) o desenvolvimento de grandes sistemas de zonas de cisalhamento (*keirogens*) durante os estágios finais da amalgamação continental. Além disso, tem-se a presença dos fragmentos do Arco Piratini e rochas supracrustais relacionadas, bem como os fragmentos Paleoproterozoicos referentes ao embasamento, na forma de xenólitos e/ou *roof pendants* nos granitoides, relacionado aos estágios do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano (Philipp *et al.*, 2003; Masquelin *et al.*, 2012; Philipp *et al.*, 2016b; Vieira *et al.*, 2019a; 2019b). Assim, há a sugestão de que parte da crosta envolvida na gênese das rochas do Complexo Pinheiro Machado, durante a orogênese homônima, esteja relacionada às rochas do Arco Piratini, por meio do processo magmático de assimilação.

Vários modelos tectônicos para o Terreno Pelotas mostram que existiu um evento inicial de subducção sob uma margem continental ativa espessada (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Fragoso Cesar, 1991; Figueiredo *et al.*, 1990; Philipp, 1998; Fernandes *et al.*, 1995a;1995b; Chemale Jr., 2000; Cruz *et al.*, 2023). Enquanto, outros consideram uma evolução relacionada a um evento colisional (Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 1993; Konopàsek *et al.*, 2020).

Evidências apontam que uma parte das rochas ígneas do final do Neoproterozoico na parte interior do sistema orogênico Kaoko – Dom Feliciano – Gariép têm sido interpretadas como resultante do magmatismo de arco acima da subducção da placa oceânica (Basei *et al.*, 2018; Goscombe & Gray, 2007, Ramos *et al.*, 2020; Bastos *et al.*, 2021; Porcher *et al.*, 2021). Alguns argumentos contrários à subducção são apresentados na literatura (Konopàsek *et al.*, 2020) e incluem a natureza sin a pós-colisional dos corpos plutônicos (Bitencourt & Nardi, 2000; Oyhançabal *et al.*, 2007).

Mesmo em discordância com a relação de subducção ativa, os autores Janoušek *et al.* (2023) admitem que há contribuição, em algumas das rochas magmáticas deste contexto, de características geoquímicas típicas do magmatismo de arco. Segundo os autores, este fato demanda por um modelo petrogenético alternativo para sua origem (*fluid-fluxed melting*) em um ambiente orogênico longe de qualquer influência de uma subducção ativa da litosfera oceânica. De Toni *et al.*

(2023) indicam a evolução do Cinturão Dom Feliciano como diacrônica e com inversão cinemática característicos de um sistema orogênico multiplacas, convergente e oblíquo.

Nesta tese, assim como em outros (Bastos *et al.*, 2021; Loureiro *et al.*, 2021; Porcher *et al.*, 2021; Ramos *et al.* 2018; Vieira *et al.* 2019a; Bastos *et al.*, 2024a; 2024b), interpreta-se que a subducção contribuiu no magmatismo do Terreno Pelotas e está registrada pelas rochas do Complexo Pinheiro Machado, assim como demonstraram os resultados geoquímicos dos Capítulos 4 e 5. Deste modo, o modelo alternativo citado pelos autores que se opõem a subducção, pode ser enquadrado ao modelo *slab failure* (Capítulo 4) que corrobora com a observação de múltiplos pulsos magmáticos e não descarta a presença e importância dos fluidos na gênese do Complexo Pinheiro Machado.

Para construção do modelo tectônico, deve-se levar em consideração o Terreno Pelotas (ou mais amplamente Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis; ca. 633-580 Ma), que de acordo com Philipp *et al.* (2016a; 2016b) e Vieira *et al.* (2020) está relacionado aos estágios II e III do ciclo orogênico Brasiliano/Pan-Africano. A edificação do Terreno se deu superexposto às rochas do Arco Piratini (Vieira *et al.*, 2019a), constituído por diferentes fragmentos de ortognaisses com idades em torno de 780-680 Ma dispersos na porção centro-leste do Cinturão Dom Feliciano. Estas rochas ocorrem em partes como xenólitos e *roof pendants* nos granitoides do Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis e do Terreno Punta del Este (Bossi & Gaucher, 2004).

Outro aspecto importante no modelo é a geometria da subducção, o padrão que melhor explica a configuração das rochas no Terreno Pelotas é o de Caxito & Alkimim (2023). Neste, os autores descrevem os ciclos de abertura e fechamento, caracterizando-os pela abertura de bacias em forma de V através de *rifting* e hiperextensão de vários segmentos continentais (microcontinentes) do antigo Bloco Centro-Africano. A expansão prolongada do fundo do mar e o consumo através da subducção dos oceanos internos e externos, respectivamente, levaram a colisões múltiplas e diacrônicas com outros blocos continentais.

Estas colisões empurraram os continentes da faixa para trás e fecharam as bacias, comprimindo e incorporando os tratos de embasamento retrabalhados entre os principais blocos em colisão e o restante rígido do Bloco Centro-Africano (e.g. *Namaqua Belt* e o Cráton Rio de la Plata). Então, segue-se a extrusão continental e

a tectônica de escape lateral, gerando redes de milhares de quilômetros de comprimento de zonas de cisalhamento direcionais anastomosadas, chamadas de keirógenos. Os mesmos autores interpretaram estas condições também para outros segmentos que fazem parte do ciclo Brasileiro/Panafricano do Gondwana Ocidental. De acordo com Lawrence *et al.* (2023), tais características geoquímicas, combinadas com evidências tectônicas e petrológicas, podem ser atribuídas à colocação sucessiva e de vida longa de lotes de magma originados do mesmo manto enriquecido, mas diferindo em idade e extensão de assimilação, fracionamento, cristalização. Segundo Ganade *et al.* (2021), os modelos integrados para espessamento do arco e preservação da raiz de um arco continental (650–620 Ma) são construídos através de uma série de intrusões.

Integrando este modelo aos dados discutidos e aplicando-o às rochas do Terreno Pelotas (ou Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas), especialmente observando as características do Complexo Pinheiro Machado, têm-se algumas interpretações sobre o arranjo tectônico (Chemale Jr., 2000; Chemale *et al.*, 2012; Ramos *et al.*, 2020; Fig. 9). A porção inferior da pilha do arco, sob tensões tectônicas compressivas de fundo relacionadas à convergência e subducção, é deprimida pela colocação de intrusões mais rasas e derivadas do manto, levando ao espessamento do arco e ao metamorfismo das intrusões dioríticas precoces, antes mais rasas (zona de geração). Pequenas soleiras podem ser colocadas nos níveis mais profundos do arco originando rochas cumuláticas e magmáticas de alto P, evidenciadas por rochas indiferenciadas tardias resultantes da recarga do sistema. A diferenciação do magma para rochas intermediárias ou de arco félsico pode ocorrer em vários níveis, mas predominantemente na zona de transporte, representada pelas amostras de rochas híbridas do Complexo Pinheiro Machado, por exemplo. A liberação de fluido do manto serpentinizado desencadearia a fusão do manto e o aumento do arco.

As rochas de transição do ambiente de subducção-colisão neste modelo seriam representadas pelos granitos tardios e pela Suíte Cerro Grande, que segundo Takehara & Laux (2019), assemelham-se com a Suíte Viamão. Seguindo a convergência, tem-se a colisão de ca. 615 Ma (Vieira *et al.*, 2020), representada, por exemplo, pelos granitos Arroio Francisquinho e Cordilheira (Koester *et al.*, 2016). Evoluindo para exumação (600–580 Ma) através de zonas de empuxo e exposição de raízes profundas do Arco Pinheiro Machado (Porcher *et al.*, 2021). Uma evidência

deste mecanismo é encontrada na obducção descrita por Ramos *et al.* (2020) para o modelo das unidades oceânicas encontradas no Complexo Arroio Grande. Ainda sobre a colisão, tem-se que o encurtamento foi relativamente discreto devido à colisão continental oblíqua de configuração relacionada ao fechamento de bacia *V-shaped*, resultando na formação do sistema transpressivo tangencial, que gera o magmatismo do Complexo Pinheiro Machado. A evolução deste sistema é a fase de sobreposição de cisalhamentos como resposta a acomodação dos esforços e relaxamento pós-colisional. De acordo com Şengör *et al.* (2019), faixas móveis geradas por movimentos de transpressão são ligadas a grandes falhas transformantes, neste modelo representadas pela Dorsal Transcorrente de Canguçu e Sutura de Porto Alegre. Posteriormente, também pela Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão, além de evoluir para outras zonas de cisalhamento internas no Complexo Pinheiro Machado. Ressalta-se, no entanto, que este modelo se difere dos tipos formados por acreção simples (gerados por subducção frontal) ou simplesmente colisionais, o que explica a configuração mais complexa de interações dos sistemas exibidos no Complexo Pinheiro Machado.

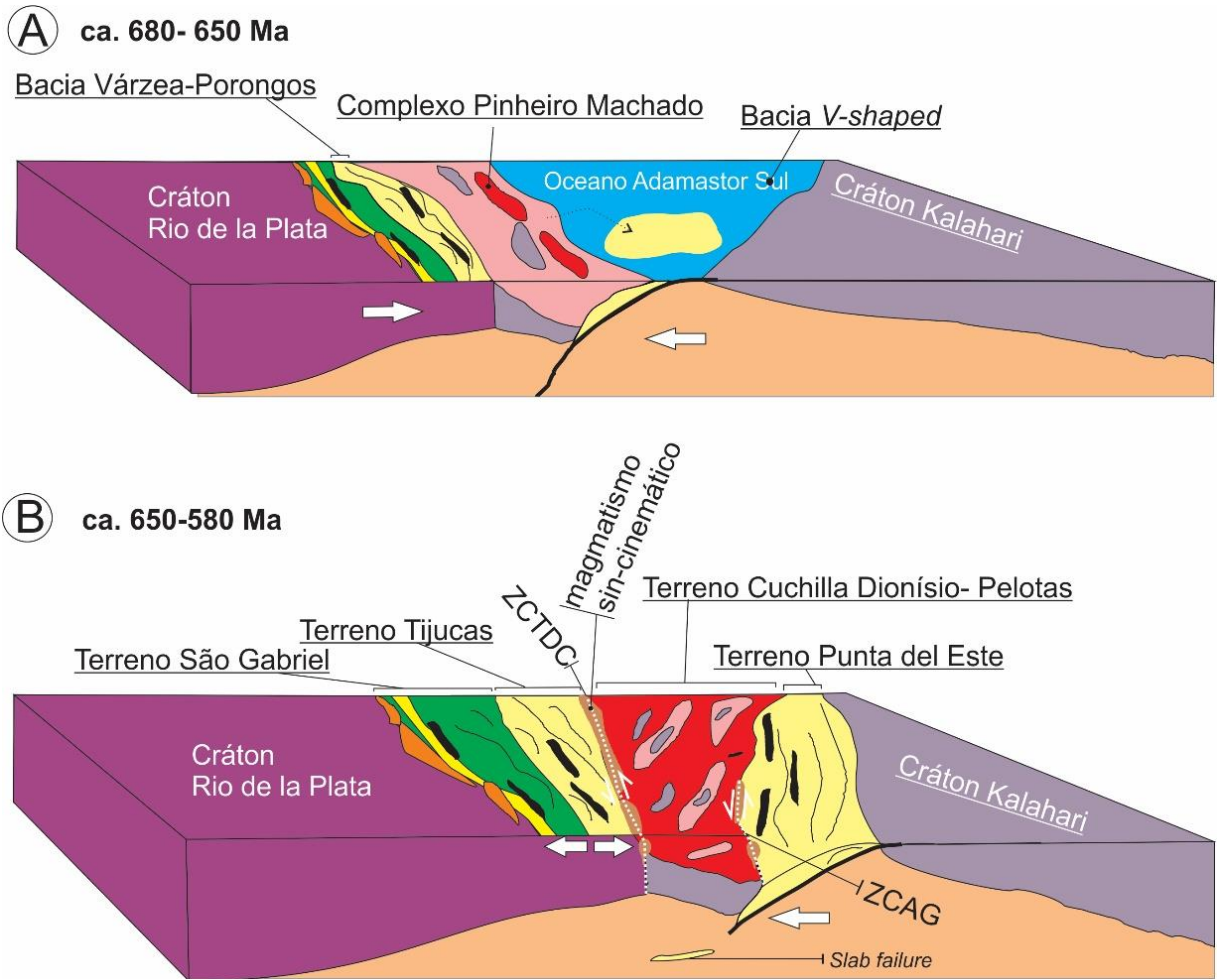


Figura 9. Evolução geodinâmica simplificada do Arco Pinheiro Machado (modificado de Vieira, 2020 e Ramos *et al.*, 2017). A) Fechamento do Oceano Charrua com geração da Sutura de Porto Alegre, concomitante ocorre a subducção para oeste da placa oceânica Adamastor do Sul sob o Arco Piratini; B) Evolução do magmatismo continental relacionado ao Arco Pinheiro Machado, Complexo Pinheiro Machado, e desenvolvimento das zonas de cisalhamento sin-transcorrentes de tendência NE-SW (e.g. Dorsal de Canguçu) culminando no retrabalhamento crustal e evolução do magmatismo. ZCTDC- Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCAG- Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.

CAPÍTULO 7

Conclusões

7 CONCLUSÕES

A integração dos resultados obtidos nesta pesquisa, sumarizados nos artigos que compõem a presente tese, aliados a uma compilação bibliográfica, permitiu propor um modelo evolutivo petrológico e tectônico simplificado para o Terreno Pelotas, no Cinturão Dom Feliciano. Este modelo contempla evidências sobre a indicação de múltiplos pulsos, existência de xenólitos de composição variada do embasamento e a participação de fusão envolvendo fluido na gênese do Complexo Pinheiro Machado. A partir disso, é adicionado o conceito do Arco Pinheiro Machado, relacionando-o à evolução do Terreno Pelotas.

Todos os aspectos resumidos nas conclusões deste trabalho são fundamentados nos resultados apresentados nos artigos discutidos, a partir do estudo das rochas do Complexo Pinheiro Machado. Em relação ao Complexo Pinheiro Machado e suas implicações para o entendimento regional, algumas conclusões podem ser consideradas:

- O Complexo Pinheiro Machado pode ser categorizado por litotipos e classificado em duas fases magmáticas principais: precoce e tardia, utilizando relações cronológicas e texturais.
- A cristalização fracionada desacoplada, a assimilação e a mistura são os processos magmáticos responsáveis pela diversidade composicional do Complexo Pinheiro Machado.
- Resultados geoquímicos comprovam que a fusão parcial afeta quimicamente as rochas formadas durante o magmatismo precoce do Complexo Pinheiro Machado.
- As rochas híbridas mostram contribuições do processo de mistura, sendo adicionadas à categorização do Complexo Pinheiro Machado.
- A petrogênese do Complexo Pinheiro Machado é gerada pela interação de duas fontes, o manto espinélio lherzolito e uma crosta ortognáissica (Rochas Tonianas do Complexo Piratini).
- O Complexo Pinheiro Machado cristalizou em um sistema aberto com recarga e assimilação, em dinâmica de eventos multi-intrusivos.
- A Orogênese Pinheiro Machado se estabeleceu em configuração envolvendo o fechamento de bacia oceânica *V-shaped*, o que resultou na formação do sistema transpressivo oblíquo gerador do magmatismo do Complexo Pinheiro Machado no Terreno Pelotas.

- A evolução do Terreno Pelotas, e por consequência das rochas do Complexo Pinheiro Machado, pode ser determinada por um ambiente geodinâmico de transição, envolvendo subducção inicial, contribuição de *slab failure*, e tectônica posterior colisional durante o Neoproterozoico.

8 REFERÊNCIAS

- Albarede, F., Bottinga, Y., 1972. Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36(2), 141-156.
- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B., Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60(1), 57-75.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Anderson, A.T., Greenland, L.P., 1969. Phosphorus fractionation diagram as a quantitative indicator of crystallization differentiation of basaltic liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(4), 493-505.
- Andrews, B.J., Manga, M., 2014. Thermal and rheological controls on the formation of mafic enclaves or banded pumice. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(1), 1-16.
- Asimow, P.D., Ghiorso, M.S., 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83(9-10), 1127-1132.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 10 (3/4), 263–274.
- Bacon, C.R., 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B6), 6091-6112.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1-4), 155-177.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Campos Neto, M. D. C., de Araujo, C. E. G., de Castro, N. A., Passarelli, C. R., 2018. The tectonic history of the southern Adamastor Ocean based on a correlation of the Kaoko and Dom Feliciano belts. *Geology of Southwest Gondwana*, 63-85.
- Basei, M. A., Correa, V. X., Castro, N. A., Hueck, M., 2021. U–Pb geochronology and Lu–Hf zircon isotopy of the Santinho granitic association: A remnant of the early

- magmatic stages of the Florianópolis batholith, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103148.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F.; Jacob J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariiep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139: 195-221.
- Bastos, V. A., 2020. Química mineral, geotermobarometria e suas implicações na evolução do Complexo Pinheiro Machado, região de Monte Bonito, RS. Porto Alegre. Dissertation. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bastos, V. A., Koester, E., Lenz, C., Olmo-Barbosa, D., Porcher, C. C., Loureiro, P. O., Vieira, D. T., Ramos, R. C., Cedeño, D. G., 2021. Contribution to the understanding of the Pinheiro Machado complex (Dom Feliciano Belt, Brazil): A study of textures, mineral chemistry, and crystallization conditions. *Geological Journal*, 56(2), 1012–1033.
- Bastos, V. A., Koester, E., Lenz, C., Porcher, C. C., Vieira, D. T., Ramos, R. C., Loureiro, P.O., 2024a. Slab failure-related magmatism in the Pinheiro Machado Complex, southern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Geological Journal*, 59, 1774-1793.
- Bastos, V. A., Koester, E., Lenz, C., Porcher, C. C., Vieira, D. T., Ramos, R. C., 2024b. Evidence of Ediacaran oblique arc magmatism in the Pelotas Terrane, southernmost Brazil: Insights into the source and magmatic processes of the Pinheiro Machado Complex. *Precambrian Research* (submetido).
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 186-189.
- Blake, D. H., Elwell, R. W. D., Gibson, I. L., Skelhorn, R. R., Walker, G. P. L. 1965. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 121(1-4), 31-49.
- Blake, S., Fink, J.H., 1987. The dynamics of magma withdrawal from a density stratified dyke. *Earth and planetary science letters*, 85(4), 516-524.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3), 661-674.

- Boudreau, A.E., 1999. PELE-a version of the MELTS software program for the. Computers & Geosciences, 25, 201-203.
- Bowen, N.L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, New Jersey, (reprinted in 1956 by Dover Publications, New York).
- Brito Neves B. B., Fuck R. A., 2014. The basement of South American platform: half Gondwana half Laurentia. Precambrian Research. 244, 75– 86.
- Campbell, I.H., Turner, J.S., 1986. The influence of viscosity on fountains in magma chambers. Journal of Petrology, 27(1), 1-30.
- Campbell, I.H., Turner, J.S., 1989. Fountains in magma chambers. Journal of Petrology, 30(4), 885-923.
- Castaing, R., 1951. Application of electron probes to local chemical and crystallographic analysis. Paris. PhD thesis. University of Paris.
- Caxito, F. D. A., Alkmim, F. F., 2023. The role of V-shaped oceans and ribbon continents in the Brasiliano/PanAfrican assembly of western Gondwana. Scientific Reports, 13(1), 1568.
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. Geologia do Rio Grande do Sul, 13-52.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. Communications of the Geological Survey of Namibia, 10, 153-168.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. Gondwana Research, 22, 184-199.
- Clynne, M.A., 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. Journal of Petrology, 40(1), 105-132.
- Costa, A.F.U., 1997. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre. PhD thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2006. Mapa geológico do Rio Grande do Sul. CPRM, Brasília. Escala (1:750.000).
- Cribb, J.W., Barton, M., 1996. Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. Lithos, 37(4), 293-307.

- Cruz, R. F., Basei, M. A. S., Ganade, R. P., 2023. Potential flare-ups and lulls in the multi-stage magmatism of the Dom Feliciano belt, southern Brazil: Evidence from geochemistry and isotopic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 123, 104205.
- Cruz, R.F., 2019. Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul / Relatório do Programa geologia, mineração e transformação mineral. CPRM, Porto Alegre.
- Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E., Vieira, D. T., Porcher, C. C., Cedeño, D. G., 2021. Crystallization ages of the basic intrusive Ediacaran magmatism in the southeastern Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: implications in the belt geodynamic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103143.
- Danyushevsky, L.V., Plechov, P., 2011. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes: *Geochemistry Geophysics Geosystem*, v. 12. doi, 10, 214-235.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Almeida, B.S., Geraldés, M., 2020. Dom Feliciano Belt orogenic cycle tracked by its pre-collisional magmatism: the Tonian (ca. 800 Ma) Porto Belo Complex and its correlations in southern Brazil and Uruguay. *Precambrian Research*, 342, 105702.
- De Toni, G. B., de Fátima Bitencourt, M., Florisbal, L. M., Martini, A., Nardi, L. V. S., 2023. Anatomy of the transpressional Dom Feliciano Belt and its pre-collisional isotopic (Sr-Nd) signatures: A contribution towards an integrated model for the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle. *Gondwana Research*.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planetary science letters*, 53(2), 189-202.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(4), 615-627.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96-127.
- D'Lemos, R.S., 1987. Relationships between the Cobo Granite and the Bordeaux Diorite Complex, Guernsey (Doctoral dissertation, Oxford Polytechnic).
- Ducea, M. N., Paterson, S. R., DeCelles, P. G., 2015. High-volume magmatic events in subduction systems. *Elements*, 11(2), 99-104.

- Eichelberger, J.C., 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288(5790), 446-450.
- Elwell, R.W.D., Skelhorn, R.R., Drysdall, A.R., 1960. Inclined granitic pipes in the diorites of Guernsey. *Geological Magazine*, 97(2), 89-105.
- Ersoy, E.Y., 2013. PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel® spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 115-125.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2010. FC–AFC–FCA and mixing modeler: a Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36(3), 383-390.
- Fan, X., Pan, D., Li, M., 2020. Rethinking Lindemann criterion: A molecular dynamics simulation of surface mediated melting. *Acta Materialia*, 193, 280-290.
- Fenner, C.N., 1926. The Katmai magmatic province. *The Journal of Geology*, 34(7, Part 2), 673-772.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., Camozzato, E., 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II-uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 375–384.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., Camozzato, E., 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I-uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 351-374.
- Figueiredo, M.C.H., Fragozo-César, A.R.S. Kronberg, B.I., 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal. Anais. Natal, SBG, 4, 1623-1638.
- Fragoso Cesar, A. R. S, 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogênias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo. PhD thesis. Universidade de São Paulo.

- Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini., U. F., 1986 O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/Eo-paleozoico) no Escudo do Rio Grande do Sul. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia , Goiânia, 1322-1342.
- Frimmel, H. E., Basei, M. S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 323-354.
- Frimmel, H.E., Hartnady, C.J.H., Koller, F., 1996. Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. *Chemical Geology*. 130 (1–2), 101–121.
- Frost, T.P., Mahood, G.A. 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 99(2), 272-291.
- Ganade, C. E., Lanari, P., Rubatto, D., Hermann, J., Weinberg, R. F., Basei, M. A., Tesser, L. R., Caby. R, Agbossoumondé, Y., Ribeiro, C. M., 2021. Magmatic flare-up causes crustal thickening at the transition from subduction to continental collision. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 41.
- Gast, P.W., 1968. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(10), 1057-1086. University Press, Cambridge.
- Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B., 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, 16, 295-316.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2), 197-212.
- Gill, R., 2014. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Bookman Editora.

- Goscombe, B., Gray, D.R., 2007. The coastal terrane of the Kaoko Belt, Namibia: outboard arc-terrane and tectonic significance. *Precambrian Res.* 155, 139–158.
- Grasset, O., Albarède, F., 1994. Hybridization of mingling magmas with different densities. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4), 327-332.
- Greenland, L.P. 1970. An equation for trace element distribution during magmatic crystallization. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 55, 455-465.
- Gündüz, M., Asan, K., 2021. PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*, 12(1), 81-92.
- Hanson, G.N., Langmuir, C.H., 1978. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(6), 725-741.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methuen, London, p 384.
- Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., Da Silva, L. C., Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R., Santos, J. O. S., Vasconcellos, M. A. Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 829–844.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do rio grande do sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, 97.
- Hartmann, L.A., Lopes, W.R., Savian, J.F., 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 88(1), 75-92.
- Henry, W., 1803. III. Experiments on the quantity of gases absorbed by water, at different temperatures, and under different pressures. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, (93), 29-274.
- Holland, T.J.B. Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.

- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., Siegesmund, S., 2018. The Dom Feliciano Belt in southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana*, 1, 267–302.
- Humphreys, M.C.S., Edmonds, M., Christopher, T., Hards, V., 2010. Magma hybridisation and diffusive exchange recorded in heterogeneous glasses from Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, 37(19).
- Huppert, H. E., Stephen, R., Sparks, J., Turner, J.S., 1984. Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B8), 6857-6877.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., Whitehead, J.A., Hallworth, M.A., 1986. Replenishment of magma chambers by light inputs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B6), 6113-6122.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., 2006. Interpretation of wholerock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259.
- Janoušek, V., Florisbal, L. M., Konopásek, J., Jeřábek, P., de Fátima Bitencourt, M., Gadas, P., Erban, V., Kopačková-Strnadová, V., 2023. Arc-like magmatism in syn-to post-collisional setting: The Ediacaran Angra Fria Magmatic Complex (NW Namibia) and its cross-Atlantic correlatives in the south Brazilian Florianópolis Batholith. *Journal of Geodynamics*, 155, 101960.
- Janoušek, V., Moyen, J.F., Martin, H., Erban, V., Farrow, C., 2016. *Geochemical modelling of igneous processes: principles and recipes in R language*. Springer.
- Judd, J.W., 1893. On composite dykes in Arran. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 49(1-4), 536-563.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., Vine, F. J., 2014. *Tectônica Global*. Bookman Editora.
- Keskin, M., 2002. FC-Modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers & Geosciences*, 28(8), 919-928.
- Keskin, M., 2013. AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(2), 304-319.

- Klein, B. Z., Jagoutz, O., Schmidt, M. W., Kueter, N., 2023. A global assessment of the controls on the fractionation of arc magmas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(5).
- Koester, E., Bertotti, A. L., Porcher, C. C., Lenz, C., Vieira, D. T., Barbosa, L. D. O., Ramos, R. C., Bastos, V.A., Pinto, V. M., 2021. A evolução crustal do Escudo Sul Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. In: Jelinek, A. R., Sommer, C. A. (Eds.), *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina, Compasso Lugar Cultura*, p. 13-27.
- Koester, E., Porcher, C. C., Ramos, R. C., Vieira, D. T., Dal Olmo-Barbosa, L., Bastos, V. A., 2022. Paleoproterozoic metagabbro xenolith in the southeastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: A new piece in the West Gondwana assembly. *Journal of South American Earth Sciences*, 119, 104040.
- Koester, E., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Fernandes, L.A.D., Vignol-Lelarge, M.L., Oliveira, L.D. Ramos, R.C., 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 155-166.
- Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L.A.D., Soliani Jr., E., Nardi, L.V.S. Kraemer, G., 2001. Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 131-140.
- Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H., Janoušek, V., 2020. Adamastor—an ocean that never existed?. *Earth-Science Reviews*, 205, 103201.
- Konopásek, J., Sláma, J., Košler, J., 2016. Linking the basement geology along the Africa-South America coasts in the South Atlantic. *Precambrian Research*, 280, 221-230.
- Koyaguchi, T., Blake, S., 1989. The dynamics of magma mixing in a rising magma batch. *Bulletin of Volcanology*, 52(2), 127-137.
- Langmuir, C.H., 1989. Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature*, 340(6230), 199-205.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N., Taylor, S.R., 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1), 133-156.

- Lara, P., Oyhançabal, P., Belousova, E., Hueck, M., 2021. Source diversity of Late Neoproterozoic granitoid magmatism across an orogen-scale lineament in southern Brazil and Uruguay: Whole-rock geochemistry, zircon geochronology and Sr-Nd-Hf isotope evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103597.
- Lawrence, A., Fowler, M., Kingsbury, C. G., Knott, T., Mark, D., Stevenson, C. T. E., 2023. Slab-failure or Slab-success? Examining the contributions of crust and mantle to post-subduction magmatism in the Ratagain Complex, NW Scotland. *Lithos*, 448, 107139.
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Masquelin, H., Koester, E., Conceição, R.V., 2013. Geochemistry of the neoproterozoic (800-767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineral. Petrol.* 107 (5), 785–806.
- Leshner, C.E., 1994. Kinetics of Sr and Nd exchange in silicate liquids: theory, experiments, and applications to uphill diffusion, isotopic equilibration, and irreversible mixing of magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B5), 9585-9604.
- Loureiro, P. O., Koester, E., Weinberg, R. F., Lenz, C., Porcher, C. C., Ramos, R. C., Vieira, D. T., Bastos, V. A., Knijnik, D., Pimentel, M. M., 2021. Recycling and hybridization of incremental episodes of magma intrusions: Pinheiro Machado complex, southeastern Dom Feliciano belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102922.
- Lu, Y.F., 2004. GeoKit-A geochemical toolkit for Microsoft Excel. *Geochimica*, 33, 459-464.
- Maaløe, S., 1994. Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2519–2525.
- Martil, M.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., Pimentel, M.M., 2017. Precollisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274/275, 39-52.
- Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., Porcher, C.C., McNaughton, N.J., 2012. The Cerro Olivo complex: a pre-collisional neoproterozoic magmatic arc in eastern Uruguay. *International Geology Review*. 54, 1161–1183.

- McKenzie, D., 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of petrology*, 25(3), 713-765.
- McKenzie, D., 1985. $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium and the melting processes beneath ridge axes. *Earth and Planetary Science Letters*, 72(2-3), 149-157.
- Montagna, C.P., Papale, P., Longo, A., 2015. Timescales of mingling in shallow magmatic reservoirs. *Geological Society, London, Special Publications*, 422(1), 131-140.
- Morgavi, D., Arienzo, I., Montagna, C., Perugini, D., Dingwell, D.B. 2017. Magma mixing: history and dynamics of an eruption trigger. *Volcanic Unrest*, 123.
- Morgavi, D., Arzilli, F., Pritchard, C., Perugini, D., Mancini, L., Larson, P., Dingwell, D.B., 2016. The Grizzly Lake complex (Yellowstone Volcano, USA): Mixing between basalt and rhyolite unraveled by microanalysis and X-ray microtomography. *Lithos*, 260, 457-474.
- Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C.P., Ertel-Ingrisch, W., Dingwell, D.B., 2013. Time evolution of chemical exchanges during mixing of rhyolitic and basaltic melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(2), 615-638.
- Nishimura, K., 2009. A trace-element geochemical model for imperfect fractional crystallization associated with the development of crystal zoning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(7), 2142-2149.
- Nishimura, K., 2012. A mathematical model of trace element and isotopic behavior during simultaneous assimilation and imperfect fractional crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(3), 427-440.
- Nishimura, K., 2013. AIFCCalc: An Excel spreadsheet for modeling simultaneous assimilation and imperfect fractional crystallization. *Computers and Geosciences*, 51, 410-414.
- Nockolds, S.R., 1933. Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. *The Journal of Geology*, 41(6), 561-589.
- O'Hara, M.J., 1993. Trace element geochemical effects of imperfect crystal-liquid separation. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 39-59.
- Oldenburg, C.M., Spera, F.J., Yuen, D.A., Sewell, G, 1989. Dynamic mixing in magma bodies: theory, simulations, and implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B7), 9215-9236.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M. A., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2016. The Nico Pérez Terrane (Uruguay): from Archean crustal growth and connections

- with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147-160.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1-4), 141-159.
- Ozawa, K., 2001. Mass balance equations for open magmatic systems: Trace element behavior and its application to open system melting in the upper mantle.
- Ozawa, K., Shimizu, N., 1995. Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B11), 22315-22335.
- Peel E, Sánchez Betucci L, Basei M.A.S, 2018. Geology and geochronology of Paso del Dragón Complex (northeastern Uruguay): implications on the evolution of the Dom Feliciano Belt (Western Gondwana). *Journal South American Earth Sciences*. 85, 250–262.
- Perugini, D., Poli, G., 2004. Analysis and numerical simulation of chaotic advection and chemical diffusion during magma mixing: petrological implications. *Lithos*, 78(1-2), 43-66.
- Perugini, D., Poli, G., 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences. *Lithos*, 153, 261-277.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7).
- Philipp R.P., Bom F.M., Pimentel M.M., Junges S.L., Zvirtes G., 2016b. SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 196-207.
- Philipp R.P., Machado R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19:461-478.
- Philipp R.P., Machado R., Chemale Jr. F., 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade

das zonas de cisalhamento. Boletim do Instituto de Geociências da USP, São Paulo, 3:71-84.

- Philipp R.P., Massone H.J., Campos R.S., 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite, record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 8-24.
- Philipp, R. P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. São Paulo. PhD thesis. Universidade de São Paulo.
- Philipp, R. P., Almeida, D.P.M., Gomes, M.E.B. Pintaúde, D.A., 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. XIV, 34:95-122.
- Philipp, R. P., Mesquita, M. J. M., Gomes, M. E. B., Almeida, D. D. P., 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitoides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(1), 3-13.
- Philipp, R. P., Machado, R., 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29(1), 43-60.
- Philipp, R.P., Campos, R. 2004. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos Gnaisses. Porto Alegre, RS, Brasil: implicações geotectônicas. *Pesquisas em Geociências*, 31(2): 79-94.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S. Lafon, J.M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 277-290.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr., F., 2016a. Tectonic evolution of the Dom Feliciano belt in southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*. 46 (1), 83–104.
- Phillips, J.A., 1880. On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 36(1-4), 1-22.
- Porcher, C. C., Lenz, C., Koester, E., Bastos, V. A., Barbosa, L. D. O., Vieira, D. T., Ramos, R. C., Pinto, V. M., Bertotti, A. L., Fernandes, L. A. D., 2021. O Terreno Pelotas e a orogênese Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, da evolução magmática e tectônica, In: Jelinek, A. R., Sommer, C. A. (Eds.),

- Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina, Compasso Lugar-Cultura, p. 29- 42.
- Potts, P. J., 1987. X-ray fluorescence analysis: principles and practice of wavelength dispersive spectrometry. In *A Handbook of Silicate Rock Analysis* (pp. 226-285). Springer, Dordrecht.
- Powell, R., 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 447-452.
- Preciozzi, F.; Masquelin, H.; Basei, M.A.S. 1999. The Namaqua/Grenville terrane of eastern Uruguay. In: *II Simpósio Sul Americano de Geologia Isotópica*, Córdoba, Resumos, p. 338-340.
- Ramos, R. C., Koester, E., 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, 41(1), 25-38.
- Ramos, R. C., Koester, E., Porcher, C. C., 2017. Chemistry of chromites from Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 192-206.
- Ramos, R. C., Koester, E., Vieira, D. T., 2020. Sm–Nd systematics of metaultramafic-mafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean. *Geoscience Frontiers*, 11(6), 2287-2296.
- Ramos, R. C., Koester, E., Vieira, D. T., Cristine, P. C., Neri, G. J., Luiz, S. R., 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 38–53.
- Rayleigh, L., 1896. L. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 42(259), 493-498.
- Reichardt, H., Weinberg, R. F., 2012. Hornblende chemistry in meta-and diatexites and its retention in the source of leucogranites: an example from the Karakoram Shear Zone, NW India. *Journal of Petrology*, 53(6), 1287-1318.

- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, Essex, p. 352.
- Russell, J.K., 2018. Magma mixing processes: insights and constraints from thermodynamic calculations. *Modern Methods of Igneous Petrology*, 153-190.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A., 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*. 100, p. 355–378.
- Sato, E., Sato, H., 2009. Study of effect of magma pocket on mixing of two magmas with different viscosities and densities by analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(1-2), 115-123.
- Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(3), 269-279.
- Schilling, J., Winchester, J.W., 1967. Rare-earth fractionation and magmatic processes. In: SK Runcorn (Ed.), *Mantles of the Earth and Terrestrial planets*.
- Şengör, A. C., Zabcı, C., Natal'in, B. A., 2019. Continental transform faults: congruence and incongruence with normal plate kinematics. In *Transform plate boundaries and fracture zones* (pp. 169-247). Elsevier.
- Shaw D.M., 2006. Trace elements in magmas: a theoretical treatment. Cambridge University Press, Cambridge.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243.
- Shaw, D.M., 2000. Continuous (dynamic) melting theory revisited. *The Canadian Mineralogist*, 38(5), 1041-1063.
- Sidder, G.B., 1994. Petro. calc. plot, Microsoft Excel macros to aid petrologic interpretation. *Computers & Geosciences*, 20(6), 1041-1061.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *Int. International Geology Review*, 41, 531–551.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon based UPb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*. 136, 203–240.

- Sims, K.W.W., DePaolo, D.J., Murrell, M.T., Baldrige, W.S., Goldstein, S., Clague, D., Jull, M., 1999. Porosity of the melting zone and variations in the solid mantle upwelling rate beneath Hawaii: inferences from ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra and ^{235}U - ^{231}Pa disequilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 4119–4138.
- Snyder, D., 1997. The mixing and mingling of magmas. *Endeavour*, 21(1), 19-22.
- Snyder, D., Tait, S., 1995. Replenishment of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(3), 230-240.
- Song, S., Wang, M., Wang, C., Niu, Y., 2015. Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective. *Science China Earth Sciences*, 58, 1284-1304.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), 99-124.
- Spear, F.S., 1994. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths: Mineralogical Society of America Monograph 1*, 799 p.
- Su, Y., Langmuir, C.H., Asimow, P.D., 2003. PetroPlot: A plotting and data management tool set for Microsoft Excel. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3).
- Sylvester, P.J. (Ed.), 2001. *Laser-ablation-ICPMS in the earth sciences: principles and applications (Vol. 29)*. Mineralogical association of Canada.
- Takehara, L., Laux, J. H., 2019. Área de relevante interesse mineral Batólito Pelotas-Terrenos Tijucas: estado do Rio Grande do Sul. 186. CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Tambara, G. B., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C., Vieira, D. T., Fernandes, L.A.D.Á., Lenz, C., 2019. Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alcalino médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 46(2).
- Taylor, H.P., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47(2), 243-254.
- Vieira Jr., N., 1990. Processos magmáticos: II-Métodos de quantificação. *Pesquisas em Geociências*, 17(1-2), 53-61.

- Vieira, D. T., 2020. O Arco Piratini: implicações na evolução do Cinturão Dom Feliciano (Brasil-Uruguai). Porto Alegre. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C., 2019a. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: a 680 Ma shoshonitic event in the final stages of the Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102294.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C., Fernandes, L. A. D. Á., 2020. SHRIMP U-Pb zircon ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102603.
- Vieira, D. T., Porcher, C. C., Koester, E., Ramos, R. C., Monteiro da Silva Gross, A. O., Masquelin, H., D'Ávila Fernandes, L. A., 2019b. Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Reflections on the evolution of the Punta del Este Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 102420.
- Wang, X., Ma, W., Gao, S., Ke, L., 2008. GCDPlot: An extensible microsoft excel VBA program for geochemical discrimination diagrams. *Computers & geosciences*, 34(12), 1964-1969.
- Warr, L.N., 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral.Mag.* 85, 291–320.
- Watson, E.B., 1982. Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(1), 73-87.
- Weinberg, R. F., Vernon, R. H., Schmeling, H., 2021. Processes in mushes and their role in the differentiation of granitic rocks. *Earth-Science Reviews*, 220, 103665.
- Wernick, E., 2003. Rochas magmáticas conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. UNESP. 655 p.
- Wiebe, R.A., 1987. Rupture and inflation of a basic magma chamber by silicic liquid. *Nature*, 326(6108), 69-71.
- Wiebe, R.A., 1994. Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: the Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert Island, Maine. *The Journal of Geology*, 102(4), 423-437.
- Wiebe, R.A., 1996. Mafic-silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 233-242.

- Wiebe, R.A., Blair, K.D., Hawkins, D. P., Sabine, C. P., 2002. Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geological Society of America Bulletin*, 114(7), 909-920.
- Wiebe, R.A., Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology*, 20(9-10), 1273-1289.
- Wiebe, R.A., Hawkins, D.P., 2015. Growth and impact of a mafic–silicic layered intrusion in the Vinalhaven intrusive complex, Maine. *Journal of Petrology*, 56(2), 273-298.
- Wilcox, R.E. 1999. The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance. *The Journal of Geology*, 107(4), 421-432.
- Wilson, M., 1989. In: *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, p. 466p.
- Yu, Q.Y., Bagas, L., Yang, P.H., Zhang, D., 2019. GeoPyTool: A cross-platform software solution for common geological calculations and plots. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1437-1447.
- Zhou, J., Li, X., 2006. GeoPlot: An Excel VBA program for geochemical data plotting. *Computers & Geosciences*, 32(4), 554-560.
- Zou, H., 1998. Trace element fractionation during modal and nonmodal dynamic melting and open-system melting: A mathematical treatment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(11), 1937-1945.
- Zou, H., 2007. *Quantitative Geochemistry*. Imperial College Press, London.
- Zou, H., 2000. Modeling of trace element fractionation during non-modal dynamic melting with linear variations in mineral/melt distribution coefficients. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(6), 1095-1102.
- Zou, H., 2007. *Quantitative geochemistry*. World Scientific.
- Zou, H., Reid, M.R., 2001. Quantitative modeling of trace element fractionation during incongruent dynamic melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(1), 153-162.
- Zou, H., Zindler, A., 1996. Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4), 711-717.

ANEXO I

Título da Tese:

“O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS”

Área de Concentração: Geoquímica

Autora: Vivianne Andrade Bastos

Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester


Examinador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Data: 16/08/2024

Conceito: A

PARECER:

Conforme anexo



Assinatura:

Data:

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Setor de Ciências da Terra
Departamento de Geologia

Curitiba, 24 de julho de 2024.

Ao Programa de pós-graduação em Geociências da UFRGS

Abaixo segue meu parecer sobre a tese de doutorado, intitulada “O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS”, e apresentada pela doutoranda **Vivianne Andrade Bastos**.

A tese acima mencionada se caracteriza por excelente organização do texto e das ilustrações, além da presença de uma fundamentação teórica exemplar referente ao estudo do modelamento petrológico em rochas magmáticas.

A tese se baseou em um conjunto de dados litogeoquímicos e isotópicos, os quais foram muito bem explorados e utilizados no tratamento petrológico, sob o ponto de vista do modelamento geoquímico.

Sem dúvida, o trabalho representa uma excelente contribuição para o entendimento da evolução do Complexo Pinheiro Machado e do Cinturão Dom Feliciano, no estado do Rio Grande do Sul. Os dados apresentados, as discussões petrológicas e de evolução crustal do Escudo Riograndense, bem como a qualidade das discussões durante a arguição, por parte da doutoranda, atingiram o nível esperado para uma tese de doutorado.

Meu parecer é favorável à aprovação desta tese de doutorado. Atenciosamente,

A handwritten signature in black ink, which appears to read 'Carlos E. de M. Barros'.

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros
Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra - Departamento de Geologia
CP 19001 Jardim das Américas
Curitiba - PR
CEP 81531-980
Tel. 041 3361-3597 Cel. 041 99615-9785
cadubarros@ufpr.br

ANEXO I
Título da Tese:
“O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS”
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: Vivianne Andrade Bastos
Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester, Co-orientadora: Cristine Lenz
Examinador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp
Data: 19/08/2024
Conceito: B
PARECER:
<p>Avaliação Geral</p> <p>A geóloga Vivianne Andrade Bastos apresentou a tese de doutorado intitulada “O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS”, centrada na petrologia ígnea dos granitóides do Complexo Pinheiro Machado, suíte granítica que constitui a principal unidade magmática do Batólito ou Terreno Pelotas. A tese foi desenvolvida a partir da integração do método clássico, agregado com as mais modernas ferramentas da petrologia. Neste contexto a autora contou com a integração dos trabalhos de campo e da petrografia, posteriormente obtendo dados de análise litogeoquímica de rocha, dados isotópicos e análise tectônica.</p> <p>A proposta de tese e o tema são excelentes, e representam um enorme desafio para o desenvolvimento da hipótese e para a construção dos Resultados da tese. O Complexo Pinheiro Machado é intrigante, é instigante e muito desafiador. Porque os granodioritos que dominam o magmatismo da suíte se travestem com a assimilação, com as relações de mistura química e física com magmas dioritos, e tem variações com a intensidade da deformação dúctil. São diversos fatores que promovem, junto com a sua composição relativamente comum, em termos de meio granítico, uma grande ambiguidade com relação aos parâmetros disponíveis para avaliar a petrologia da unidade magmática.</p> <p>As ferramentas utilizadas para avaliar o magmatismo também representam um desafio, ao nosso pensamento petrológico, e a nossa escassez de pesquisadores. É a nossa limitação quase extrema de recursos para desenvolver temas que envolvam a obtenção de dados químicos, e principalmente, isotópicos, e que utilizem laboratórios mais sofisticados e com técnicas de “ponta”. As mais simples análises, que dependem da confecção de uma lâmina delgada da rocha, tornaram-se uma tarefa árdua, e nem sempre intransponível. Mudamos parte de nossas ações, para adaptações. Nas adaptações que vamos sendo conduzidos a adotar, aumentam os riscos e diminui muito a precisão e a quantidade de dados que são necessários para suportar as interpretações petrológicas necessárias para</p>

acompanharmos a evolução da geologia mundial. Deste modo, a Tese é um grande acontecimento, pela formação do Recurso Humano qualificado, e pela Celebração do grupo de pesquisa, do conjunto de pessoas que durante anos deram suporte ao desenvolvimento da Tese. A todos os envolvidos, e a Autora, meus mais sinceros agradecimentos pelo convite para a avaliação, e pela celebração de uma etapa importante de conclusão da pesquisa.

A discussão apresentada trata de tema de grande relevância na geologia dos granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Dom Feliciano, e em especial no Batólito Pelotas ou Terreno Pelotas. As unidades estudadas pertencem ao Complexo Pinheiro Machado e vinham sendo debatidas por Fragoso-Cesar e colaboradores do IG-USP entre os anos 1980 e 1991. A continuidade dos estudos envolveram o trabalho de mestrado e doutorado do avaliador (Philipp, 1990 e 1998), e diversos trabalhos que se seguiram ao longo dos anos 2000 e 2007. Em parte, o incremento do conhecimento tem relação com a colaboração do Serviço Geológico do Brasil, que desde então vem incrementando a escala de mapeamento geológico na área leste do Cinturão Dom Feliciano. No século XXI, os trabalhos na área continuaram com o esforço do professor Ediniei Koester e colaboradores, atuando inicialmente, como docente da UFPEL, e depois como pesquisador e professor do IG-UFRGS. Nesta trajetória mais recente, os trabalhos produzidos por diversos orientandos, mas em especial a partir do mestrado e doutorado de Triboli (2016, 2020) e do mestrado de Loureiro (2021), entre outros.

Estes autores desenvolveram parte das idéias investigadas na presente tese. Os granitóides do Complexo Pinheiro Machado foram subdivididos com base em relações de contato, análise petrográfica e integrados com os mapas produzidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), dando continuidade a estudos previamente desenvolvidos por mestrandos e outros pesquisadores do grupo (por ex., Loureiro, 2021). A partir das relações observadas, como a identificação de estruturas e texturas de mistura de magmas e de assimilação de xenólitos do embasamento, bem como indícios de fusão parcial de fases precoces do complexo, as amostras selecionadas e representativas dos litotipos definidos foram analisadas para diversos parâmetros químicos. A autora ainda utilizou análises químicas disponíveis na literatura para comparar com as análises obtidas pelo seu trabalho para caracterizar os processos de diferenciação, de assimilação e de mistura de magmas observados.

A tese está bem-organizada e redigida, com uma gramática adequada e com ilustrações pertinentes e claras. Os objetivos estão bem estabelecidos e os Resultados estão conectados a obra. A Introdução apresentou todos os fundamentos do trabalho, a hipótese e uma revisão do contexto internacional e da importância da pesquisa em petrologia das rochas graníticas. A autora apresentou uma excelente revisão dos métodos utilizados no desenvolvimento da pesquisa, em destaque a obtenção dos dados litogeoquímicos e isotópicos e a avaliação destes dados com base em programas de petrologia. Entre os programas destaca-se o tratamento e a avaliação dos processos de diferenciação através da composição química das rochas, com simulações diversas englobando todas as possibilidades de gênese e de desenvolvimento dos processos de mistura de magmas, assimilação de rochas do embasamento e cristalização fracionada.

Os elementos principais de argumentação petrológica estão baseados na relação entre os dados de campo, ou seja, relações de contato e análise

petrográfica, e na composição geoquímica das rochas granitóides, sustentadas por dados de geoquímica isotópica dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd. Este forte conjunto de dados criou os elementos principais sobre os quais a autora adicionou as considerações relativas aos processos petrológicos observados, destacando a assimilação, cristalização fracionada, mistura de magmas e a fusão parcial das unidades precoces do complexo. Este conjunto de dados e considerações permitem uma análise dos processos de diferenciação e com base nos resultados, avaliar as suas consequências em termos de evolução petrológica regional. Este desafio pode ser desenvolvido com foco na petrologia e com foco na evolução geotectônica.

Na minha avaliação a autora desenvolveu uma excelente análise petrológica da influência dos processos de assimilação das rochas do embasamento pelos granitóides do CPM, manteve as observações inéditas de elementos que indicam a fusão parcial das próprias unidades precoces do magmatismo, entre outros temas. Considerei que a influência da mistura de magmas não foi considerada como um processo importante, e que a discussão que envolveu a mistura de magmas apresentada não deixou claro para o leitor, quais magmas foram envolvidos e quais as consequências físicas em campo (unidades). Deste modo, não tive a compreensão adequada dos processos de mistura que levaram a formação dos granodioritos híbridos, e considerei que elementos importantes nesta discussão não foram muito abordados, como: (i) os efeitos da assimilação e da cristalização na variação da viscosidade dos magmas, (ii) variações das condições da pressão de voláteis ao longo da trajetória de ascensão e resfriamento, (iii) limitações dos processos de mistura com a variação da viscosidade, (iv) variação da taxa de resfriamento com a profundidade (é apresentada uma trajetória de mais de 20 km para os magmas do complexo) e levando em conta o gradiente geotérmico regional (conforme ambiente proposto no modelo), entre outros temas importantes.

Também considero importante observar que a maior parte das feições apresentadas em termos de estruturas e texturas poderiam ser interpretadas como resultado de outros processos. Neste ponto, cabe destacar que os dados geoquímicos, que sempre foram um ponto forte dos pesquisadores da região Sul, em termos de petrologia das rochas graníticas, vem sendo muito limitada em suas considerações. As revisões mais recentes sobre o tema, principalmente os trabalhos de Moyen et al. (2017), e as mais recentes revisões de Bonin et al. (2020) e Moyen et al. (2021a,b) citadas a seguir, tem considerado, com base em trabalhos de inúmeros pesquisadores que a composição geoquímica dos granitóides é uma ferramenta importante, mas muito limitada, com base nos inúmeros exemplos que mostram que os magmas graníticos carregam a composição de suas rochas fontes. Ou seja, a composição química de um granito é fortemente controlada pelas características das rochas fontes, e pelo comportamento dos minerais acessórios. Deste modo, praticamente, desde os trabalhos e a discussão coordenada por Liegeois et al. (1996) (Revista Lithos), o entendimento do ambiente pós-colisional tem mudado drasticamente nossa concepção da gênese dos magmas graníticos, e principalmente, nossos métodos de abordagem. As relações de contato, o mapeamento geológico e as relações com o metamorfismo orogênico tornaram-se fundamentais para balizar os parâmetros, que juntamente, com os dados químicos, isotópicos e geocronológicos, completam o rol de informações necessárias para embasar uma

petrogênese completa. Abaixo seguem as referências que contém importante conjunto de informações que devem ser incorporadas a petrologia apresentada.

Moyen, J.F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*, 277, 154–177.

Bonin, B., Janousek, V., Moyen, J.F., 2020. Chemical variation, modal composition and classification of granitoids. In: Janousek, V., Bonin, B., Collins, W.J., Farina, F., Bowden, P. (Eds.), *Post-Archean Granitic Rocks: Contrasting Petrogenetic Processes and Tectonic Environments*, Geological Society, London, Special Publications, 491, pp. 9–51.

Moyen, J.F., Vojtech, J., Laurent, O., Bachmann, O., Jacob, J.J., Farina, F., Fiannacca, P., Villaros, A. 2022. Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. *LITHOS* 402-403 (2021) 106291.

Esta limitação da geoquímica torna necessário incorporar outros elementos da geologia regional para contextualizar o magmatismo granítico em termos de geração e ambiente tectônico. Neste momento torna-se fundamental entender a relação do magmatismo com os eventos de metamorfismo orogênico. E estas relações são pouco estudadas e ainda carecem de maior volume de dados regionais. Também se torna fundamental, dentro do nível de exigência dos revisores dos veículos em que serão publicados os dados, uma avaliação pormenorizada dos dados geocronológicos, em termos de qualidade e quantidade. É claro que é muito importante modelarmos para fomentar uma discussão sobre o tema, mas não se pode deixar de observar os limites dos dados. Modelos comparativos com base em dados genéricos, como os dados geoquímicos de elementos maiores e grande parte dos elementos traços, análise de dados em diagramas não adequados (feitos para outros tipos litológicos) ou mesmo, conjunto de dados com ausência de trends em grande parte dos diagramas oferecidos pela literatura, são fatores muito limitantes na aplicação dos modelos. Neste sentido, achei que o conjunto de dados da tese oferecia uma excelente oportunidade para a avaliação e a discussão dos processos que modificam a composição dos magmas do CPM. Esta discussão ocorreu e foi importante para oportunizar o início de uma avaliação da grande variação composicional e de condições de cristalização do CPM. Entretanto, a discussão esteve mais centrada e preocupada com o modelo tectônico. E neste aspecto, os dados petrológicos regionais apresentadas são muito insuficientes para uma avaliação mais detalhada, em termos de mapa, de dados estruturais e de informações sobre as condições metamórficas e as idades dos eventos. A adequação do modelo aos trabalhos apresentados é muito genérica, e não pode ser considerada quanto a sua semelhança. Um mesmo conjunto de dados geoquímicos de granitos se adequam em mais de um modelo, e a forma como as citações foram utilizadas não discutiu as semelhanças ou diferenças com os dados regionais. É preciso mapear em escala adequada, para tornar as evidências claras, e dependendo do processo a ser abordado, o trabalho é de detalhe, em escalas 1:5000, 1:1000.

Entendo que a Tese, de grande mérito pela proposta e pelos métodos/ferramentas utilizadas, merece todos os elogios quanto ao desafio de vencer as diversas limitações impostas pelas dificuldades de custeio e pelo conjunto robusto de dados que é necessário para abordar o tema. Neste sentido, uma avaliação detalhada da composição química e dos padrões de zoneamento de alguns minerais, principalmente, plagioclásio, biotita, anfibólios e epidoto poderiam

gerar um forte conjunto de informações petrológicas com relação as condições de cristalização, profundidade de colocação e condições de pressão litostática.

Avaliações Específicas

O capítulo 3 abordou uma revisão dos trabalhos anteriores, ou do Contexto Tectônico Regional, e apresentou uma avaliação histórica sobre a interpretação dos principais trabalhos anteriores do RS e do Uruguai, bem como as possibilidades de conexão com a porção Sul da África. A revisão dos trabalhos anteriores, embora bastante ampla, deixou de incluir trabalhos importantes e que possuem dados interessantes para a discussão dos dados isotópicos. A autora não incluiu os dados isotópicos dos sistemas Rb-Sr disponíveis na área de estudo como os dados apresentados por Cordani et al. (1974) (Folha Uruguiana), e os dados das teses de Soliani Jr. (1986) e May (1990), estes últimos compilados e apresentados por Philipp et al. (2002, 2003). A comparação com as unidades africanas, embora muito oportuna, não avaliou os trabalhos de Basei et al. (2000, 2005, 2008), artigos com vastos registros de dados estratigráficos, estruturais e geocronológicos comparativos entre o CDF e os cinturões africanos. Outro ponto delicado está associado a interpretação singular adotada pela autora sobre trabalhos citados da literatura regional. Em diversas oportunidades foram afirmadas interpretações que não condizem com as dos trabalhos citados. Entendemos que esta situação é frequente, e que parte de suas consequências provém da ansiedade e da vontade da autora de desenvolver o tema e associar as ideias e pensamentos. Entretanto, é importante salientar a questão da citação pela interpretação inadequada e pela falta de contexto histórico, uma vez que cada trabalho apresentado resulta das condições disponíveis na sua época de desenvolvimento.

Ex:

“De acordo com **Philipp (1998)** e Porcher et al. (2021), o Terreno Pelotas (TP; Fig. 4B) é” pg. 34.

- “O metamorfismo sin-colisional à Orogêense Pinheiro Machado está evidenciado pelo desenvolvimento de bandamento gnáissico gerado por condições de P-T indicativas da fácies anfibolito médio a superior, além das indicações de dobras intrafoliais e de estruturas transcorrentes associadas (**Philipp & Machado, 2002; Philipp & Campos, 2004**).” Pg.38. Nunca disse isto.

- “Na região de Monte Bonito, cerca de 25 km da cidade de Pelotas, ocorrem os anfibolitos descritos por Philipp et al. (2002)”. (Pg.38). Os anfibolitos citados são da Vila Maciel em Canguçu.

- “A mais antiga (D1) originou uma deformação com baixa intensidade, marcada pela foliação de baixo ângulo e pelo bandamento, marcado por *schlieren* de biotita, além da sutil orientação dos minerais máficos (Philipp, 1998; Philipp et al., 2002).” A esta frase faltou relatar a Lineação de Estiramento (Lx1). Esta lineação está no Mapa da Fig.5. E este texto é de Philipp (1990):

GEOLOGIA DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE
MONTE BONITO, PELOTAS-RS: uma contribuição ao
reconhecimento estratigráfico do setor
oriental do escudo.

Roy Paulo Philipp(*)

Acta Geologica Leopoldensia	Nº 33	Vol. XIV	1991	p. 71-138
-----------------------------	-------	----------	------	-----------

- “Ainda sobre a configuração tectônica, segundo **Philipp et al. (2013; 2016a; 2016b)**, a colisão oblíqua entre os Crátons Rio de la Plata e Kalahari, ocorrida por volta de 650 Ma, foi responsável pela produção de grandes volumes de magmas graníticos, o que levou à formação de parte do Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis.” (Pg.44). Nunca aventei esta possibilidade, porque entendo que os conceitos que originaram o termo Cuchilla-Dionísio não se enquadram com as suítes granitoides do batólito.

Na minha interpretação sobre a geologia da região de Pelotas e Canguçu, que está associada com o mapeamento geológico 1:25.000 da área de Monte Bonito e longos arredores, a área ocupada pelo então Complexo Pinheiro Machado, similar a apresentada no mapa da Figura 5, foi subdividida por Philipp (1990, 1991) em: (i) *Suite Pinheiro Machado* (granodioritos com bandamento cm irregular e definido por *schlieren* de bt, dioritos equigranulares e áreas ricas em enclaves microgranulares, obviamente envoltas por faixas cm a métricas de granitoides híbridos (qz dioritos, dioritos, tonalitos) e (ii) Granito Monte Bonito (monzogranitos porfiríticos a heterogranulares com foliação magmática, corpos de dioritos envoltas por granitoides híbridos com áreas ricas em enclaves microdioríticos-qz dioríticos, e corpos si-magmáticos de magnetita granitos, representando uma fácies mais diferenciada. As relações de contato entre o mgt granito e os monzogranitos porfiríticos estão expostas nas pedreiras de MB). Estas duas unidades mostram relações de contato de contemporaneidade, como exposto nas pedreiras de Monte Bonito, e da Coxilha do Fogo, a NE de Canguçu. Entretanto, caracterizam duas suítes distintas, como mostram os trends distintos de diferenciação de Ba, Sr e Zr, além dos ETR. Datamos o Granito Coxilha do Fogo (630 Ma), mesma idade do Porfirítico do Campus, datado na UNB, em 632 Ma.

A autora e os pesquisadores do grupo tem adotado uma estratigrafia associada aos mapas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), que utilizam uma estratigrafia mais ampla para o CPM.

Na avaliação da Tese, entendo que embora o tema seja excelente, a forma de execução incluindo uma área muito ampla prejudicou o desenvolvimento adequado da tese. O número de amostras é insuficiente para tamanho propósito. A caracterização e o enfrentamento dos processos petrológicos foi muito bem desenvolvida, mas entendo que em determinado momento a Tese se desviou do seu foco e passou a tratar principalmente, de interpretações tectônicas e a discutir ou embasar modelo geotectônico. Neste sentido, esta perda de foco acarretou uma dispersão dos temas associados aos processos de diferenciação e passou a apresentar diversos parâmetros que infelizmente, não permitiram uma resolução adequada do ambiente tectônico e/ou do modelo proposto. O entendimento do modelo e do ambiente tectônico com base na composição geoquímica das rochas é limitado por diversas razões. A primeira delas é o argumento composicional conforme revisões apresentadas pelos principais petrólogos de granitos da atualidade, a segunda, é a limitação da base de dados, que é pequena para tamanho propósito, e que não apresentou (ou recompilou da literatura) um conjunto de dados químicos representativo dos termos principais. Ou seja, ao trabalhar em Monte Bonito, e concentrado nas pedreiras da região, obtem-se amostras muito impuras, com modificações variáveis impostas pela assimilação parcial e pela mistura de magmas. A falta de integração com o mapeamento geológico em escala regional, na minha opinião limita muito a visão da autora com relação a composição média e limpa do principal termo granítico do Complexo Pinheiro Machado. As discussões do modelo embasada em dados geoquímicos torna a base de interpretação dos resultados muito questionável, e a partir deste ponto, todo o prosseguimento do raciocínio fica direcionado. Os argumentos da sustentação da geoquímica ainda apresentaram limitações profundas de interpretação pelo uso inadequado de diagramas de elementos maiores muito móveis, diagramas incompletos, diagramas criados para rochas básicas e que não

representam granitóides, e diagramas cuja interpretação depende do desenvolvimento de tendências de diferenciação, e não somente as amostras ocuparem o campo.

Em anexo incluo o volume da Tese em pdf com todos os meus comentários. Esclareço que os comentários foram feitos com total isenção e com o objetivo de melhorar a qualidade elevada da Tese e auxiliar no desenvolvimento da autora com a proposição de interpretações distintas. Neste sentido, divergimos na interpretação de diversas características da petrografia, principalmente, dos anfíbolitos apresentados. Nas imagens apresentadas não fica clara a origem metamórfica da rocha.

Saliento que a proposta da Tese é louvável, assim como é admirável a disposição da autora e dos orientadores em lidar com temas complexos a partir de ferramentas destacadas da petrologia ígnea como a simulação dos processos de diferenciação como a assimilação e a mistura de magmas. Minhas críticas a ênfase da geoquímica ao modelamento devem ser entendidas como questões de motivação para promover a aquisição de novas informações e aperfeiçoar o modelo. Acredito nas ideias propostas e na concepção do modelo, entretanto, considero que existem muitas lacunas que necessitam ser preenchidas para ajustar e promover uma proposta com um conjunto substancial de informações que apresentem as unidades em mapas, e mapas de detalhe, e croquis, e informações mínimas dos limites estabelecidos entre a cronologia relativa (e absoluta, se possível) e das condições metamórficas em relação ao magmatismo granítico. Penso, que devemos sempre refletir sobre as limitações dos dados obtidos e sobre outras possibilidades de explicar o conjunto de dados. E os dados precisam estar de alguma forma expressos nos mapas e através das estruturas, tanto no espaço, quanto na caracterização textural, mineralógica e composicional das mesmas e do seu significado.

Sabemos das enormes limitações para desenvolver uma Tese de Doutorado, desde a escassa disposição de recursos para a obtenção de dados e trabalhos de campo, as dificuldades para a confecção de lâminas delgadas, a falta de comprometimento das instituições com os laboratórios, quase sempre com muitos poucos recursos humanos, e em geral, com muitos bolsistas efêmeros. Este conjunto de fatores torna a tarefa de desenvolver, e a de orientar uma tese, muito trabalhosa, e com grande grau de ansiedade.

A autora, Vivianne Andrade Bastos, e aos orientadores, Profs. Dr. Edinei Koester e Dra. Cristine Lenz, com extensão ao grupo todo de pesquisadores envolvidos, meus parabéns pela disposição e luta. Pela produção de recursos humanos qualificados, pela dedicação na produção de dados de pesquisa e pelas idéias e entendimentos disponibilizados para as nossas discussões e para o nosso crescimento como petrólogos.



Assinatura:

Data: 19/08/2024

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Tese:
“O COMPLEXO PINHEIRO MACHADO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO TERRENO PELOTAS, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS”
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: Vivianne Andrade Bastos
Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester
Examinador: Prof. Dr. Vinicius Matté
Data: 16/08/2024
Conceito: A
PARECER:
<p>Esta tese contribui significativamente, por meio de aspectos petrográficos de campo e laboratório, mas principalmente por meio de dados geoquímicos, que de fato houve subducção envolvida na origem do Terreno Pelotas, seguida por colisão continental, uma hipótese até então de certa forma, controversa.</p> <p>A tese possui um texto impecável, com raríssimos problemas na escrita. Comparando-se ao texto apresentado na qualificação (do qual fui banca), nota-se uma surpreendente evolução.</p> <p>O capítulo 3 (Modelagem Geoquímica de Processos Magmáticos), cujo conteúdo já havia sido apresentado na qualificação, está substancialmente melhorado, incluindo importantes comparativos entre os diferentes programas utilizados para modelagens geoquímicas. Trata-se de um material que poderá ser bastante buscado por outros pesquisadores, já que trás de forma bastante ampla e em língua portuguesa, um compilado sobre o assunto.</p> <p>O primeiro artigo, já publicado pelo periódico, contando com as devidas revisões, traz, por meio de estudos convencionais petrológicos e geoquímicos de elementos maiores e traço, obtidos em amostras nas 3 pedreiras da região de Monte Bonito, uma boa representação e interpretação das rochas do CPM, incluindo modelagens e a proposição de um inédito esquema de “<i>slab failure</i>”. Essa hipótese permite fortalecer ainda mais a existência da subducção seguida pela colisão continental da Orogenia Pinheiro Machado.</p> <p>Já o segundo artigo, em termos de área de amostragem, bem mais amplo ao longo de todo Complexo Pinheiro Machado, traz uma ampla discussão dos resultados (que são apresentados muito brevemente). Tal discussão é fortemente embasada com dados, hipóteses e exemplos da literatura, o que reforça bastante a credibilidade das conclusões alcançadas. A apresentação de uma figura do tipo bloco diagrama no artigo, seria de substancial importância para a compreensão do mecanismo de subducção proposto. Tal figura consta no capítulo final.</p> <p>Pequenas e pontuais considerações, tanto de forma, quanto de conteúdo, estão assinaladas no arquivo devolvido à autora, as quais poderão contribuir com as correções do segundo artigo e de futuros trabalhos.</p>

Assinatura:

Venice Matta

Data: 16/08/2024

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: