

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO INTEGRADO DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS,  
SC, E IMPLICAÇÕES PARA A CONSTRUÇÃO DE CÂMARAS  
MAGMÁTICAS SOB TRANSPRESSÃO INCLINADA**

**PEDRO HENRIQUE SULZBACH DE ANDRADE**

ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt

Porto Alegre – 2019

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO INTEGRADO DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS,  
SC, E IMPLICAÇÕES PARA A CONSTRUÇÃO DE CÂMARAS  
MAGMÁTICAS SOB TRANSPRESSÃO INCLINADA**

**PEDRO HENRIQUE SULZBACH DE ANDRADE**

ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros – Departamento de Geologia –  
Universidade Federal do Paraná

Prof. Dr. Pedro Oyhançabal – Instituto de Ciencias Geológicas – Universidad  
de la República – Uruguai

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory – Curso de Geologia – Universidade Federal do  
Pampa

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do Título de  
Mestre em Geociências

Porto Alegre – 2019

### CIP - Catalogação na Publicação

Andrade, Pedro Henrique Sulzbach de  
Estudo integrado dos Granitoides de Quatro Ilhas,  
SC, e implicações para a construção de câmaras  
magmáticas sob transpressão inclinada / Pedro Henrique  
Sulzbach de Andrade. -- 2019.  
83 f.  
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2019.

1. Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. 2. Zona  
de Cisalhamento Major Gercino. 3. magmatismo  
sintectônico. 4. magmatismo pós-colisional. 5.  
Cinturão Dom Feliciano. I. Bitencourt, Maria de  
Fátima, orient. II. Título.

Dedico este trabalho àqueles que têm algum interesse na Consciência por trás de toda Ciência que se faz.

*"What more can we require?  
Nothing but time."*

James Hutton

## **AGRADECIMENTOS**

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer à minha família o apoio incondicional que recebi do início até fim dessa empreitada. Dizem que a família é a primeira escola e nada poderia ser mais verdade. Através do exemplo e da educação, vocês sempre me incentivaram e me deram condições de ir um pouquinho mais longe. Obrigado!

Agradeço à minha orientadora Fátima os ensinamentos, geológicos, mas também aqueles com pouca relação com a Geologia, e sim com a postura e ética que se espera de um profissional. Obrigado pela amizade, carinho e dedicação ao orientar o meu trabalho.

Aos colegas do grupo Magmatismo Sintectônico: Amós, Camila, Cris, Diego, Dioni, Duda, Elisa, Érico, Felipe, Fran, Gepeto, Lua, Matheus, Sté e Victor - mais do que parceiros de trabalho, bons amigos. Um agradecimento especial aos amigos Stephanie, Felipe e Matheus, que fizeram o dia-a-dia do Vale nos últimos dois anos muito mais engraçado, esperando pela sexta-feira; e outro ao Amós, Giuseppe e Diego, que nas etapas de campo se meteram em várias enrascadas à procura dos croquis e das amostras ideais.

Ao professor Lauro Nardi pela ajuda na fase final do trabalho com os dados geoquímicos. Nesse período final, turbulento, tua ajuda foi essencial, tranquilizante e muito contribuiu muito para a monografia. Muito obrigado!

Ao IGEO, PPGGEO e CNPq, agradeço o apoio financeiro e a disponibilização de infraestrutura para a realização deste trabalho. Por fim, a todos os que, direta ou indiretamente, participaram da realização desta monografia, muito obrigado!

## RESUMO

O Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano, que se estende do Neoproterzoico ao Cambriano, possui grande expressividade entre as rochas que compõem os Escudos do Uruguai e dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, no sul do Brasil. Nesse contexto, destaca-se o volumoso magmatismo ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, que originou os batólitos do Cinturão Dom Feliciano. No Escudo Catarinense, a Zona de Cisalhamento Major Gercino foi responsável pelo posicionamento de diversos corpos magmáticos, entre eles os Granitoides de Quatro Ilhas (GQI). Os GQI são granodioritos a monzogranitos porfiríticos, grossos, com afinidade toleítica alto-K e idades de ca. 625 a 615 Ma, respectivamente. Possuem uma foliação com mergulhos suaves a fortes para SE, marcada pelo alinhamento e estiramento de fenocristais de K-feldspato. Os monzogranitos são cortados por injeções tabulares de diorito, granitos de granulometria fina, e veios aplopegmatíticos, com contatos quentes, por vezes discordantes da foliação, frequentemente interdigitados a ela. Os corpos de granitos finos possuem de 10 a 30 cm de espessura e direção NE-SW, com mergulhos sub-horizontais a subverticais. Todo o conjunto é afetado por dobras de mesoescala, assimétricas, com vergência para NW e contemporâneas a zonas de cisalhamento subverticais de mesoescala. A contemporaneidade das estruturas transcorrentes e contracionais sugere transpressão atuando sobre os GQI. Microestruturas como a recristalização por rotação de subgrãos de quartzo e feldspato ocorrem tanto no granito porfirítico quanto nos granitos finos, apontado que uma parte significativa da deformação dessas variedades ocorreu sob as mesmas condições, acima da curva *solidus*. Localmente, altas taxas de deformação levam à quebra de fenocristais de feldspato, com preenchimento de fraturas por líquido da matriz. Fitas de quartzo possuem registro de posterior recristalização em baixa temperatura, desenvolvidas à medida que a cristalização progride e os granitoides cristalizam em um ambiente tectonicamente ativo. Textura granoblástica poligonal local é gerada por recristalização estática de alta temperatura, que apaga as microestruturas mais antigas. Análises geoquímicas permitem identificar dois grupos de granitos finos: baixo- e alto-K, ambos controlados ora pelas estruturas de baixo ângulo de mergulho, ora pelas de alto. Os granitos finos de baixo-K são relativamente enriquecidos em Ba e Sr e empobrecidas em Rb e apresentam semelhanças geoquímicas com produtos de fusão crustal. Por sua vez, os granitos finos de alto-K

têm diversas características de granitos do tipo-A derivados de magmas parentais toleíticos de médio- a alto-K, tais como os Granitoides de Quatro Ilhas. A ocorrência deste magmatismo de geoquímica variada, controlado pelas estruturas de baixo e alto mergulho, concomitantes, reforça o papel da Zona de Cisalhamento Major Gercino em mobilizar fusões mantélicas e crustais e promover sua interação em um ambiente transpressivo.



## ABSTRACT

The Brasiliano/Panafricano Orogenic Cycle, which occurred from Neoproterozoic to Cambrian, corresponds to a significant segment of the Uruguayan Shield and of the Sul-Riograndense and Catarinense Shields, respectively in the states of Rio Grande do Sul and Santa Catarina, Southern Brazil. In this context, voluminous magmatism along transcurrent shear zones originated the batoliths of the Dom Feliciano Belt. In the Catarinense Shield, the Major Gercino Shear Zone was responsible for the emplacement of several igneous bodies, the Quatro Ilhas Granitoids (QIG) among them. The QIG are coarse granodiorites to monzogranites, with medium- to high-K affinity and ages of ca. 625 to 615 Ma for the granodiorite and the monzogranite varieties, respectively. They are porphyritic rocks, with foliation marked by the alignment of euhedral or stretched K-feldspar phenocrysts, dipping gently to steeply to SE. Several sheets of diorite, fine-grained granites and aplite-pegmatite crosscut the porphyritic granites, either parallel or oblique to the foliation, sometimes interdigitated with it. This assemblage is affected by mesoscale, NW-verging asymmetrical folds coeval to local steeply-dipping strike-slip shear zones. The contemporaneity of strike-slip and contractional structures suggest transpression over the QIG. The fine-grained granite sheets are 10 to 30 cm thick and strike NE, with gentle to subvertical dips to SE. Microstructures such as quartz and feldspar subgrain rotation recrystallization occur in both the porphyritic granite and fine granites, pointing that the deformation of these varieties occurred significantly under the same conditions, above the *solidus* curve. Locally, high strain rate zones lead to the breaking of feldspar phenocrysts with fractures filled by matrix liquid. Quartz ribbons record subsequent bulging recrystallization, typical in lower temperatures, developed as crystallization progresses and granitoids crystallize in a tectonically active environment. Local polygonal granoblastic texture is generated by high temperature static recrystallization, which anneals and erases the older microstructures. Geochemical analysis allows the identification of two groups of fine grained granites: low- and high-K, both of them controlled sometimes by gently-, sometimes by steeply-dipping structures. The low-K fine grained granites are relatively enriched in Ba and Sr and depleted in Rb and exhibit geochemical similarities with crustal melts. On the other hand, the high-K fine grained granites have several characteristics of A-type granites derived from medium- to high-K tholeiitic magmas, such as the QIG. The occurrence of magmatism with varied

geochemistry, controlled by concomitant gently- and steeply-dipping structures, reinforces the role of the Major Gercino Shear Zone in mobilizing mantle and crustal melts and promoting their interaction in a transpressive environment.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

**Figura 1.** a) Diagrama esquemático mostrando os diversos tipos de granitoides, sua mineralogia AFM, e a proporção de magmas mantélicos e crustais para sua formação. bt: biotita; K-Fds: K-feldspato; anf: anfibólio; px: piroxênio (modificado de Barbarin, 1999). b) Principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal lançados no diagrama QAP. 1: série toleítica oceânica; 2: série cálcio-alcálica baixo-K; 3: séries subalcalinas (toleítica e cálcio-alcálica) médio e alto-K; 4: série shoshonítica; 5: série alcalina saturada em sílica sódica; 6: série peralcalina e ultrapotássica; 7: associação leucocrática peraluminosa (retirado de Nardi, 2016). .14

**Figura 2.** Desenho simplificado de reservatório magmático mostrando a relação entre regimes reológicos distintos associados ao sistema ígneo (modificado de Reid, 2003). ..... 16

**Figura 3.** Modelos de transpressão, onde  $X_1$ ,  $X_2$  e  $X_3$  são eixos de referência, com  $X_1$  paralelo à borda da zona,  $X_2$  normal e  $X_3$  vertical.  $F_d$  é a força de convergência (modificado de Fernandez et al., 2013). a) Modelo clássico de transpressão de Sanderson & Marchini (1984). b) Modelo de transpressão de Robin & Cruden (1994), sem deslizamento nas bordas da zona. c) Modelo de transpressão triclínica de Lin et al. (1998).  $\Phi$  é o ângulo entre a direção da zona e o componente de cisalhamento simples. d) Transpressão inclinada (Jones et al., 2004).  $\gamma$  é o mergulho da borda da zona e  $\beta$  é o ângulo entre  $F_d$  e a direção da zona. e) Transpressão triclínica com extrusão inclinada (Fernández & Díaz-Azpiroz, 2009).  $\gamma$  é o ângulo entre a direção da extrusão e o mergulho da zona.  $\zeta$  é o ângulo agudo entre a direção do cisalhamento simples e a direção da extrusão. f) Representação da transpressão triclínica com extrusão inclinada mostrando ângulos  $F_d$ ,  $\gamma$  e  $\zeta$  em estereograma de projeção equiárea, hemisfério inferior. .... 18

**Figura 4.** Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira, representando as principais unidades geotectônicas do sul do Brasil (modificado de Bitencourt & Nardi, 2004). ..... 23

## SUMÁRIO

CAPÍTULO I – Introdução.....	7
<i>Sobre os Objetivos desta Dissertação:</i> .....	9
<i>Sobre a Estrutura desta Dissertação:</i> .....	10
CAPÍTULO II – Estado da Arte.....	12
II.1. A origem dos granitos e a construção de plútons.....	12
II.2. Transpressão.....	17
II.3. Magmatismo Sintectônico.....	20
II.4. O Cinturão Dom Feliciano e o magmatismo pós-colisional em ambiente transpressivo.....	22
CAPÍTULO III – Metodologia, Materiais e Métodos.....	25
III.1. Trabalho de campo.....	25
III. 2. Petrografia.....	25
III.3. Geoquímica.....	26
CAPÍTULO IV – Artigo submetido à revista <i>International Geology Review</i> .....	27
CAPÍTULO V – Considerações Finais.....	26
REFERÊNCIAS.....	28
ANEXO A.....	37

# CAPÍTULO I

## Introdução

O estudo da formação dos granitos tem sido constante alvo de curiosidade do meio científico, em especial porque estes correspondem a grande parte da crosta continental. Durante a segunda metade do século XX, o debate acerca da geração de granitoides esteve focado nas fontes e processos associados ao magmatismo. Diversos modelos genéticos têm sido discutidos para câmaras e reservatórios magmáticos (e.g. Hutton, 1988; Clemens & Mawer, 1992; Horseman, 2010), que originam plútons quando resfriam em profundidade, além de alimentar vulcanismo em parte dos casos (Gudmunson, 2011, 2012). Esses modelos envolvem o processo de fusão da litosfera, geração e migração de grandes volumes de magma e têm decorrências diretas no que diz respeito a texturas e feições encontradas nas rochas plutônicas, tais como reabsorção e zonação mineral (Grogan & Reavy, 2002; Wallis & Clemens, 2018).

Apesar da variedade dos modelos de geração, a relação entre magmatismo granítico e ambientes tectonicamente ativos é um ponto recorrente. Granitoides sintectônicos são aqueles que intrudem em um ambiente tecnicamente ativo e cristalizam sob a influência da tectônica regional (Pitcher, 1979; Hutton, 1988; Patterson, 1989; Bitencourt, 1996; entre outros). Nesse contexto, além das estruturas primárias geradas pela dinâmica do próprio magma, a deformação regional é registrada sob a forma de estruturas deformacionais, como foliação milonítica e lineação de estiramento. Nos capítulos seguintes, serão discutidos diversos critérios que devem ser adotados para que um granitoide seja considerado sintectônico em *strictu sensu*, enfatizando que uma abordagem multidisciplinar e integradora é fundamental.

O Cinturão Dom Feliciano, definido por Fragozo César (1980), é composto por sequências metamórficas supracrustais e um cinturão granítico bastante expressivo, correspondendo à parte sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981). Na região do Escudo Catarinense, especificamente na região da Península de Porto Belo, são reconhecidas rochas graníticas com feições de deformação em estado sólido, posicionadas ao longo de zonas de cisalhamento cuja interpretação é discutível. Alguns autores (e.g. Basei *et al.*, 2005; Passareli *et al.*, 2010; Hueck *et al.*, 2018) consideram as estruturas como uma sutura que marca a colisão entre o

domínio das rochas supracrustais e o do cinturão granítico. Alternativamente, as zonas de cisalhamento são interpretadas como produtos da dissipação regional das tensões que se seguem à colisão continental, servindo de conduto para a ascensão de magmas em ambiente pós-colisional (e.g. Bitencourt & Nardi, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2007; Oriolo *et al.*, 2016; Lara *et al.*, 2017). Dessa forma, apesar de trabalhos reconhecendo o caráter sintectônico das intrusões (e.g. Bitencourt, 1996; Passarelli *et al.*, 2010; Florisbal, 2011), ainda há controvérsia acerca de sua interpretação geotectônica, o que requer detalhados estudos petrográficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos na região.

Este trabalho apresenta dados inéditos de campo, petrográficos e geoquímicos para uma associação de granitoides sintectônicos no Escudo Catarinense, a fim de integra-los com dados geoquímicos, geocronológicos e estruturais já existentes. Tal abordagem integrada permite reconstruir e discutir parte da história de formação do plúton em questão e contextualiza-lo na evolução tectônica da região de Porto Belo.

***Sobre os Objetivos desta Dissertação:***

Os objetivos desta monografia são investigar e caracterizar em detalhe as intrusões sinplutônicas dos granitos cinza finos e integrar esses dados àqueles da encaixante, a fácies biotita monzogranito dos Granitoides de Quatro Ilhas. A partir das informações levantadas, disserta-se acerca da contribuição dessas injeções para a construção do corpo granítico, em termos petrológicos. De forma menos específica, espera-se contribuir com a reconstrução das condições de magmatismo relacionado à Zona de Cisalhamento Major Gercino, que controla o posicionamento dos granitoides.

Para tanto, as rochas estudadas foram detalhadamente descritas em campo e analisadas em termos petrográficos/microestruturais e geoquímicos. Os dados obtidos foram discutidos e sintetizados, com base na bibliografia disponível, sob a forma de um artigo, submetido para publicação em um periódico científico internacional.

### ***Sobre a Estrutura desta Dissertação:***

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo submetido para publicação em periódicos científicos. Dando sequência a este primeiro capítulo, introdutório, os conteúdos apresentados nesta monografia são:

**Capítulo II**, onde é apresentado o Estado da Arte. Este capítulo discorre acerca do processo de formação das câmaras magmáticas, mecanismos de construção de plútons e a relação destes com a deformação e a atividade da tectônica de placas. Destaca-se que estes conceitos estão intrinsicamente ligados ao conceito de Magmatismo Sintectônico, também discutido no capítulo.

Segue o **Capítulo III**, onde é apresentada a Metodologia empregada, além da filosofia de pesquisa que a justifica. As técnicas, materiais e métodos utilizados para a obtenção e tratamento dos dados geoquímicos e estruturais são descritos em seguida.

O **Capítulo IV** representa o núcleo principal da dissertação. O capítulo é composto pelo artigo "*Ediacaran inclined transpression registered in medium- to high-K Quatro Ilhas Granitoids during the post-collisional stage of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil*", submetido ao periódico *International Geology Review*. Em resumo, este capítulo é constituído pelo contexto geológico da Península de Porto Belo, seguido da apresentação e discussão de dados estruturais e microestruturais de detalhe e de dados geoquímicos para variedades dos Granitoides de Quatro Ilhas. Como conclusão, tem-se a transição das estruturas de baixo ângulo de mergulho para altos mergulhos de forma progressiva, acompanhada por injeções diversas sin-plutônicas, o que está coerente com o que foi documentado em outras zonas de cisalhamento do Cinturão Dom Feliciano em termos estruturais e geoquímicos.

**Capítulo V**, onde serão apresentadas as Considerações Finais. Estas correspondem às conclusões do artigo apresentados acompanhadas por uma breve discussão integradora, com ênfase nas implicações dos trabalhos para a Geologia Regional.

Por fim, seguem as **Referências**. Ainda, está incluso na monografia o **Anexo A**, a carta de submissão do artigo "*Ediacaran inclined transpression*



*registered in medium- to high-K Quatro Ilhas Granitoids during the post-collisional stage of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil' ao International Geology Review.*

## CAPÍTULO II

### Estado da Arte

#### II.1. A origem dos granitos e a construção de plútons

As primeiras visões dinâmicas e sistêmicas da Geologia, atribuídas a Hutton (1788), estão relacionadas com a formação dos granitos. Para o autor, o processo de decomposição das rochas é constante, através do intemperismo e erosão, e, devido ao calor e à pressão, serve de origem para magmas graníticos. Por outro lado, a escola de pensamento representada por Werner defendia que os granitos se formaram de forma mais estática, a partir de precipitados químicos em um oceano primitivo. O debate perdurou por boa parte do século XIX, como pode ser visto, por exemplo, na discussão entre inúmeros naturalistas acerca da origem dos granitos da Cidade do Cabo, documentada por Master (2010). O autor reconhece que, com a percepção das relações de plutonista de intrusão entre os granitos e quartzitos ordovicianos pelos geólogos, a influência de Werner acaba restrita ao desenvolvimento da estratigrafia da região.

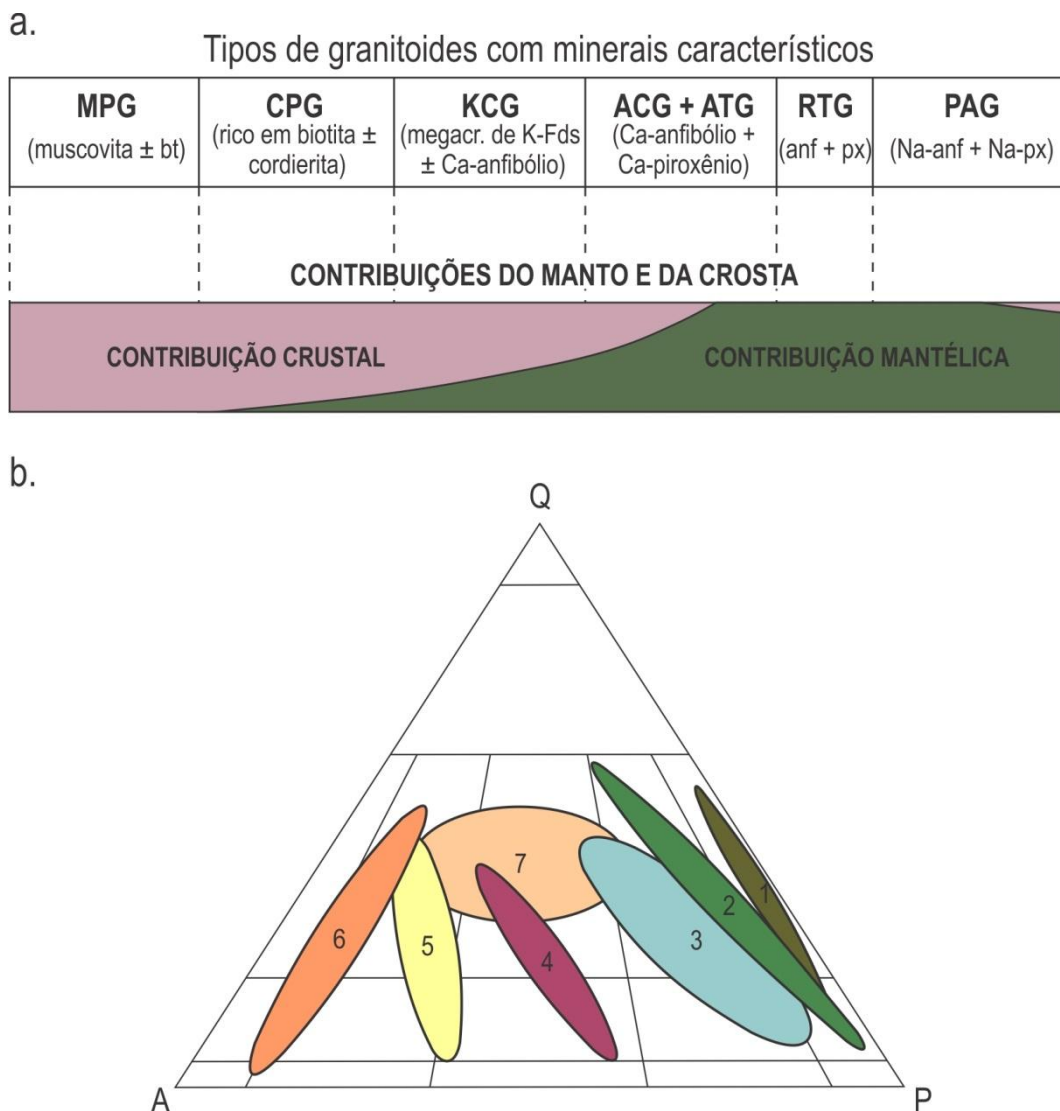
No decorrer do século XX, com a consolidação da ideia de que os granitos são rochas magmáticas, a origem desses líquidos passou a ser questionada. Crustalistas admitiam que a maior parte dos granitos derivasse de fusões da crosta (e.g. Read, 1948), enquanto mantelcistas afirmavam que a maior parte dos granitos representava líquidos diferenciados de magmas basálticos (e.g. Bowen, 1947). Chappell & White (1974) afirmam que as diferenças em caráter geoquímico dos granitos são devido à fusão parcial de protólitos ígneos (tipo I) ou sedimentares (tipo S). Essa visão foi amplamente adotada e implica diretamente na origem do granito como sendo crustal. Álcali-granitos tipicamente com altos valores de  $K_2O$  e baixo  $CaO$ , chamados por Loiselle & Wones (1979) de “tipo A”, tiveram sua gênese associada a ambientes intracratônicos, anorogênicos. Por outro lado, trabalhos como Pitcher (1979) admitiam que magmas graníticos pudessem ser originados diretamente do manto. Lameyre & Bowden (1982) retomam a vinculação dos granitos às séries magmáticas, na qual cada componente representa um estágio da diferenciação através de magmas primitivos e assimilação da crosta. Apesar de menos popular, esta visão foi levada em consideração por trabalhos como Tauson (1983), Nardi (1986), e Barbarin (1990).

Os diferentes modelos de origem dos magmas graníticos não são necessariamente excludentes, admitindo-se que mesmo granitos do tipo I, S e A possam ter sido gerados por algum componente mantélico diferenciado (Pitcher, 1997). Com a identificação e documentação de feições complexas de interação entre líquidos em ascensão, tais quais enclaves máficos (e.g. Küster & Harms, 1998) e *magma mingling* (e. g. Bergantz, 2000), entre outras, fica claro o dinamismo que envolve o processo de geração de plútons graníticos e torna-se difícil desvincula-lo de rochas básicas como fonte importante. Barbarin (1999) apresenta uma síntese das diversas origens mantélicas e crustais dos magmas graníticos e seu contexto geológico de ocorrência, baseando-se em suas variáveis composicionais (Fig. 1a). Nardi (2016) retoma a contextualização dos granitoides petrologica- e geotectonicamente com base nas séries magmáticas (Fig. 1b). Porém, apesar da importante contribuição no que diz respeito ao registro de paleoambientes geotectônicos e de origem dos magmas graníticos, os critérios geoquímicos remetem a apenas parte da história de formação dos plútons, uma vez que fornecem poucas informações sobre a mecânica dos magmas em questão.

Para a formação de um plúton, espera-se que episódios de armazenamento de material ocorram em eventos de ascensão de magma através da crosta. Por exemplo, fatores como fluatibilidade neutra do líquido, devido a baixo contraste de densidade com a encaixante, e falta de permeabilidade devido a altas viscosidades do líquido, fazem com que líquidos interrompam sua ascensão e coalesçam em câmaras magmáticas (Gudmunson, 2012). Um modelo de câmara magmática predominou no debate geológico desde os trabalhos de Bowen (1947). Este modelo afirma que câmaras magmáticas de grande volume resfriam lentamente em um longo período de tempo. Ainda, de forma implícita, afirma que o volume de líquido granítico é gerado muito rapidamente e equivale ao tamanho do plúton cristalizado.

O processo de formação de um plúton envolve quatro estágios (Petford *et al.*, 2000; Annen, 2011; entre outros). Em um primeiro momento, a geração de magma ocorre pelo processo de fusão parcial a partir de uma fonte, seja mantélica ou crustal. É de extrema importância a presença de água e de calor oriundo dos magmas básicos. O segundo estágio envolve a segregação do fundido e da matriz sólida, controlados pela compactação. Variáveis como deformação e contrastes de viscosidade e densidade entre rocha e líquido são importantes. Segue a ascensão do magma segregado, a partir de estruturas como diques e falhas, movido pela força

gravitacional. Por fim, o ultimo estágio é o posicionamento dos corpos e a mudança do fluxo magmático da vertical para a horizontal. Durante os estágios de segregação, ascensão e posicionamento, a deformação tem um papel importante no que tange a mobilização do fundido (Vigneresse *et al.*, 1996; Brown & Rushmer, 1997; Petford *et al.*, 2000).

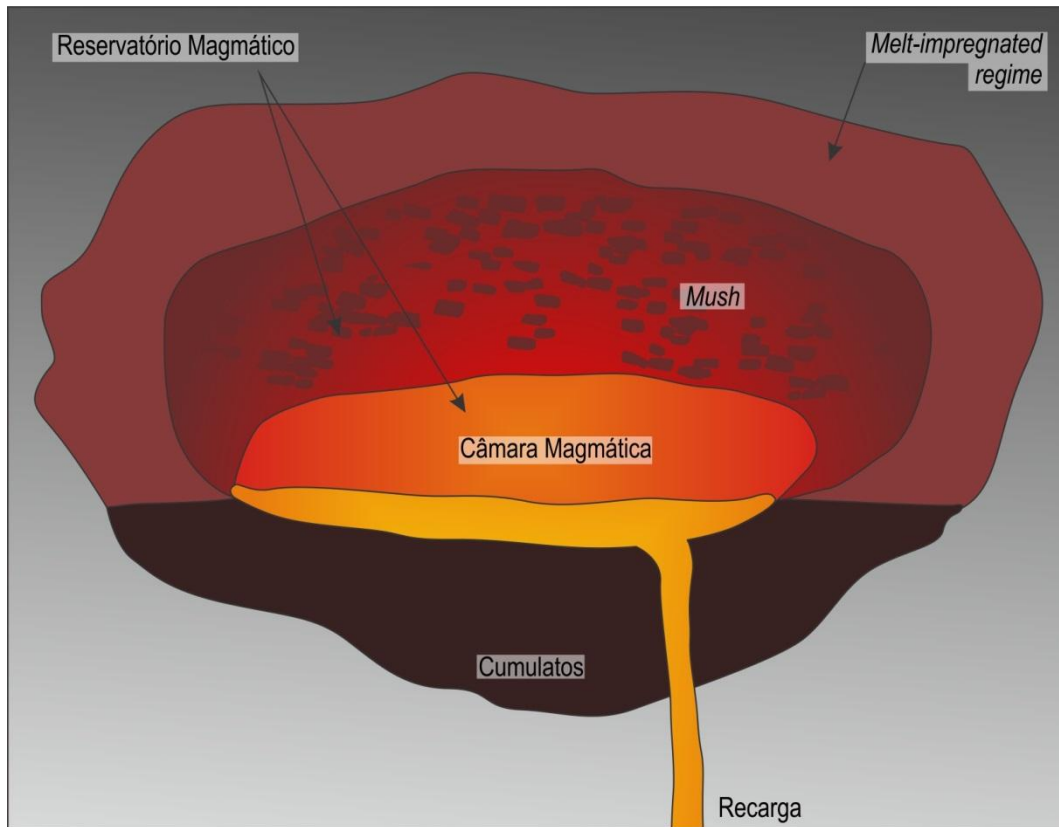


**Figura 1.** a) Diagrama esquemático mostrando os diversos tipos de granitoides, sua mineralogia AFM, e a proporção de magmas mantélicos e crustais para sua formação. bt: biotita; K-Fds: K-feldspato; anf: anfibólio; px: piroxênio (modificado de Barbarin, 1999). b) Principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal lançados no diagrama QAP. 1: série toleítica oceânica; 2: série cálcio-alcalina baixo-K; 3: séries subalcalinas (toleítica e cálcio-alcalina) médio e alto-K; 4: série shoshonítica; 5: série alcalina saturada em sílica sódica; 6: série peralcalina e ultrapotássica; 7: associação leucocrática peraluminosa (retirado de Nardi, 2016).

Vigneresse *et al.* (1996) afirmam que, à medida que o corpo intrusivo cristaliza, as partículas sólidas são agregadas e formam uma trama de cristais rígida, referida por Pitcher (1979) como *mush*. Os sólidos em suspensão acabam por dificultar o fluxo do corpo magmático como um todo, mas ainda permitem uma dinâmica da fase líquida. Próximo ao fim da cristalização, a permeabilidade do *mush* está praticamente comprometida e a única maneira de haver fluxo magmático é se houver deformação. Sob esse aspecto, o modelo experimental de Fernandez e Gasquet (1994) de que os magmas em resfriamento passam por três estados reológicos é importante. Para os autores, com uma fração de sólidos em suspensão menor do que 35%, o magma age como um fluido newtoniano. Com um volume de sólidos entre 35 e 65%, o magma já se comporta como um fluido não newtoniano, com certa coesão, e processos gravitacionais são pouco efetivos. Acima de 65% de cristais, o magma possui o comportamento de um sólido, mesmo com um volume significativo de líquido intersticial.

Para autores como Reid (2003), Matzel *et al.* (2006) e Annen *et al.* (2015), o termo “câmaras magmáticas” é aplicado para corpos ígneos com mobilidade alta o suficiente para alimentar o vulcanismo. Portanto, é onde a porção líquida é grande o bastante para que os cristais estejam em suspensão e que o material como um todo se comporte como um fluido (25 a 40% de cristais). Por sua vez, um reservatório magmático corresponde a uma massa de magma com cristais em contato: o *mush*, com líquido intersticial que pode ou não estar interconectado. Esta porção tem, tipicamente, de 50 a 75% de cristais. O material com mais de 75% de cristais é chamado por Matzel *et al.* (2006) de *melt-impregnated regime* e possui reologia semelhante a de sólido. A segregação de líquido a partir do *mush* pode alimentar câmaras magmáticas mais rasas e os limites do reservatório tornam-se transitórios, à medida que cristalizam. Em outras palavras, segundo essa visão, câmaras magmáticas, reservatórios magmáticos e plútons são corpos ígneos em estágios diferentes de solidificação (Fig. 2).

Tendo em vista estes fatores, raramente um corpo ígneo será inteiramente uma câmara ou reservatório magmático em um determinado momento de sua história (Annen *et al.*, 2015), sendo provavelmente uma transição entre estes. A evolução das técnicas geocronológicas permitiu a identificação de intervalos de idade regularmente espaçados em diferentes porções dos corpos plutônicos (Coleman *et al.*, 2004; Matzel *et al.*, 2006; Horseman, 2010). Estes dados sugerem



**Figura 2.** Desenho simplificado de reservatório magmático mostrando a relação entre regimes reológicos distintos associados ao sistema ígneo (modificado de Reid, 2003).

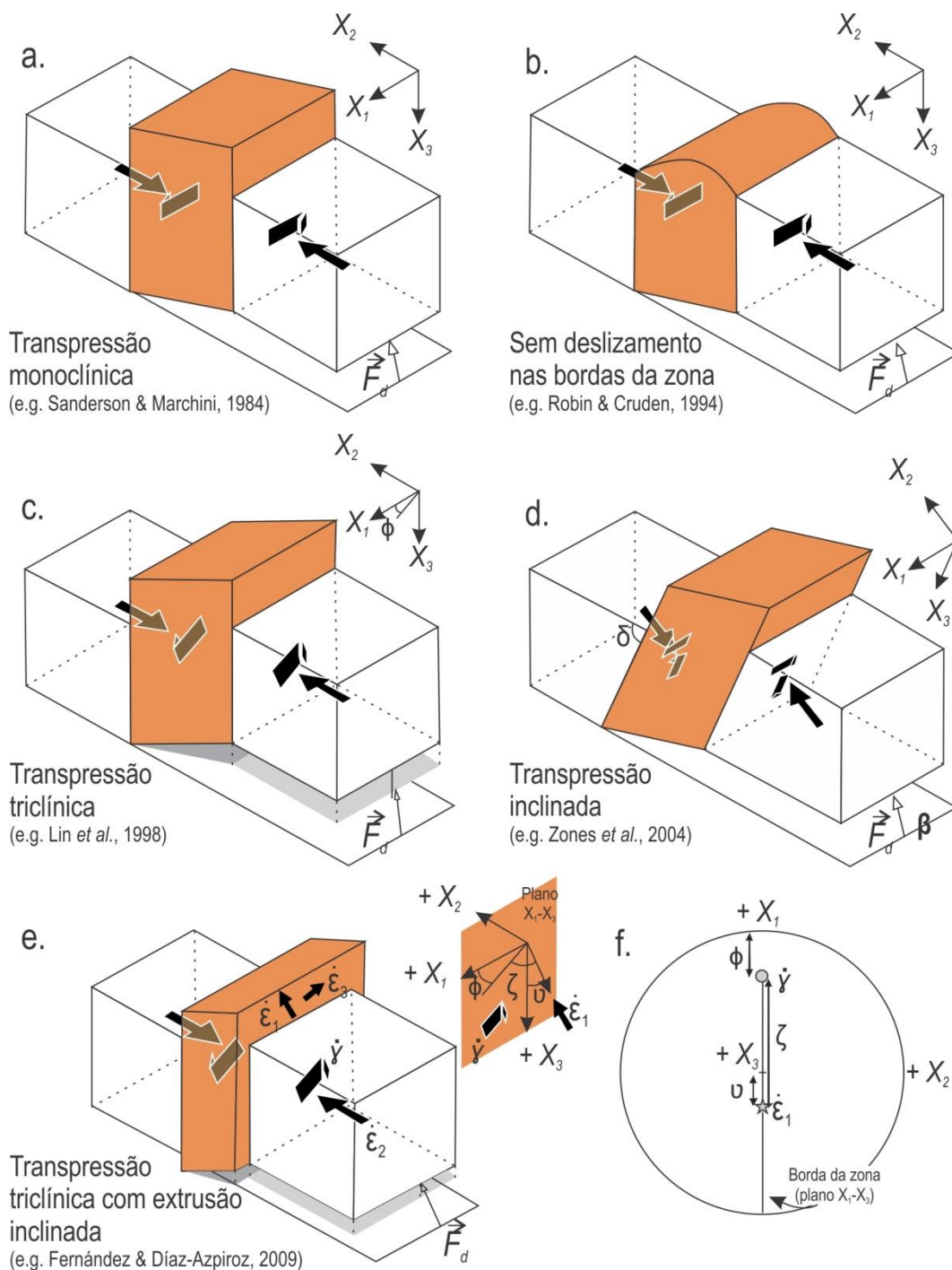
que a intrusão dos corpos ígneos se dá através da amalgamação de diversos pulsos, em geral de geometria tabular (Mahan *et al.*, 2003; Michel *et al.*, 2008; Matzel *et al.*, 2006). Pitcher (1979), baseado em mapeamento geológico, já sugeria que batólitos tonalíticos de ambientes de arco se formavam dessa maneira. Horseman (2010) discute o conceito de montagem de um plúton, a partir da adição magmática. Segundo o autor, a montagem pode se dar a partir de apenas um ou de diversos pulsos magmáticos. Este modelo tem sido consolidado por trabalhos de De Saint Blanquat *et al.* (2011), Annen *et al.* (2015), McCarthy *et al.* (2015), Aguado *et al.* (2017), entre outros, uma vez que concilia a visão de transição entre reservatório e câmara magmática e explica a ocorrência de variações texturais e composicionais dentro de um plúton, além da variação regular nas idades de cristalização.

## II.2. Transpressão

O termo transpressão pode ser definido, em um sentido amplo, como a convergência oblíqua entre dois blocos crustais, conforme Harland (1971). O autor atribuiu a ocorrência sincrônica de estruturas de empurrão e transcorrência sinistral a um sistema intermediário entre convergência e transcorrência. Além dessa definição genérica, Sanderson & Marchini (1984) propõem uma definição estrutural do fenômeno e, para tal, apresentam uma decomposição algébrica dos vetores cinemáticos, de transcorrência e empurrão, que compõem a força de transpressão. Assim, os autores modelam a zona de cisalhamento como vertical e o vetor deslocamento entre os blocos em convergência como horizontal e oblíquo à direção da zona. Como resultado da deformação, tem-se a geração de estruturas coerentes ao cisalhamento simples transcorrente acompanhado de encurtamento perpendicular à zona, com extrusão vertical (Fig. 3a).

Seguiram diversos aperfeiçoamentos do modelo de transpressão, com o intuito de descrever as diferentes estruturas observadas em zonas de cisalhamento. Entre eles, destaca-se o modelo de transpressão de Robin & Cruden (1994), que observaram variações sistemáticas nas lineações e foliações ao longo de zonas de cisalhamento. Eles atribuem essa inconsistência à ausência de deslizamento suficiente nas bordas da zona para acomodar a extrusão de material, causando heterogeneidades na deformação (Fig. 3b). Por sua vez, Lin *et al.* (1998) consideram em seu modelo o vetor deslocamento entre os blocos em convergência como sendo oblíquo às bordas da zona de cisalhamento, mas não necessariamente horizontal. Como resultado, há um componente de deslocamento vertical relativo entre um lado e outro da zona (Fig. 3c).

Jones *et al.* (2004) deram o próximo passo ao apresentar a transpressão inclinada, que envolve contração, *strike-slip* e *dip-slip* simultâneos entre paredes paralelas não verticais (Fig. 3d). Fernandez & Díaz-Azpiroz (2009) apresentam o modelo de transpressão triclínica com extrusão inclinada, caracterizada pela ocorrência simultânea de cisalhamento simples e puro, ambos oblíquos às bordas da zona de cisalhamento (Fig. 3e e 3f). O modelo considera variáveis como  $\Phi$ , o ângulo entre a direção da zona e o componente de cisalhamento simples;  $\gamma$ , o ângulo entre a direção da extrusão e o mergulho da zona; e  $\zeta$ , o ângulo agudo entre a direção do cisalhamento simples e a direção da extrusão. Dessa forma, é



**Figura 3.** Modelos de transpressão, onde  $X_1$ ,  $X_2$  e  $X_3$  são eixos de referência, com  $X_1$  paralelo à borda da zona,  $X_2$  normal e  $X_3$  vertical.  $F_d$  é a força de convergência (modificado de Fernandez *et al.*, 2013). a) Modelo clássico de transpressão de Sanderson & Marchini (1984). b) Modelo de transpressão de Robin & Cruden (1994), sem deslizamento nas bordas da zona. c) Modelo de transpressão triclínica de Lin *et al.* (1998).  $\Phi$  é o ângulo entre a direção da zona e o componente de cisalhamento simples. d) Transpressão inclinada (Jones *et al.*, 2004).  $\gamma$  é o mergulho da borda da zona e  $\beta$  é o ângulo entre  $F_d$  e a direção da zona. e) Transpressão triclínica com extrusão inclinada (Fernández & Díaz-Azpiroz, 2009).  $\gamma$  é o ângulo entre a direção da extrusão e o mergulho da zona.  $\zeta$  é o ângulo agudo entre a direção do cisalhamento simples e a direção da extrusão. f) Representação da transpressão triclínica com extrusão inclinada mostrando ângulos  $F_d$ ,  $\gamma$  e  $\zeta$  em estereograma de projeção equiárea, hemisfério inferior.



possível simular as mesmas condições discutidas por modelos anteriores (e.g. Sanderson & Marchini, 1984, Lin *et al.*, 1998, Zones *et al.*, 2004), desde que os parâmetros específicos sejam ajustados. Apesar de ser o último avanço conceitual na temática, este modelo carece de melhorias, uma vez que não considera a transpressão sem deslizamento nas bordas da zona (como faz o modelo de Robin & Cruden, 1994), nem o caso da migração dos limites da zona de cisalhamento durante a deformação.

### II.3. Magmatismo Sintectônico

O magmatismo tem sido intimamente relacionado com diversos ambientes tectônicos, que imprimem diferentes características composicionais, texturais e estruturais às rochas ígneas geradas. Hutton (1988) relaciona as taxas de geração de espaço pela tectônica com a taxa de ascensão dos magmas para classificá-los em ativamente ou passivamente posicionados. Para o autor, todo granito é posicionado durante a movimentação de estruturas. Ainda, as tramas observadas são geradas pela deformação e diferem de acordo com o estágio de cristalização do granito. Assim, podem ser classificadas como geradas antes da cristalização completa, onde há a rotação de fenocristais em meio ao líquido remanescente, ou geradas durante a deformação plástica, quando não há líquido, mas há calor para que a deformação dúctil ocorra.

Retomando a discussão, Karlstrom (1989) diz que, uma vez que todo granito usa uma estrutura tectônica pra se posicionar, todos tem caráter sintectônico em um sentido generalista. Em sua manifestação, ele afirma que o critério para que o granito seja sintectônico em *strictu sensu* é apenas que haja *melt* durante a deformação regional, o que também é relativamente comum, vide complexos metamórfico-migmatíticos. Paterson (1989) discorda desse ponto de vista, uma vez que afirmar que um granito deformado é sintectônico é impreciso e pouco acrescenta sobre a relação entre o posicionamento do corpo ígneo e o desenvolvimento das estruturas deformacionais. Para documentar o caráter sintectônico de uma intrusão, o autor sugere como critérios a identificação de relações de contemporaneidade ou de transição muito rápida entre estruturas magmáticas e de estado sólido; evidências de que as estruturas magmáticas são controladas pelas mesmas tensões que controlam as estruturas do embasamento; ou ainda requer que porfiroblastos que cresceram durante o posicionamento do plúton tenham uma relação cinemática com a foliação regional. Nos últimos anos, trabalhos como os de Horseman *et al.* (2010) e De Saint Blanquat *et al.* (2011) têm utilizado técnicas geofísicas como a anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM, e.g. Hrouda, 1982) para verificar tais critérios estruturais.

Bitencourt (1996) disserta acerca das feições geradas em magmas sintectônicos a zonas de cisalhamento, estas entendidas como zonas tabulares onde a deformação é concentrada e que comumente atuam como condutos pelos

quais os magmas ascendem (Vauchez *et al.*, 1997; Bitencourt & Nardi, 2000; Moyen *et al.*, 2001), não somente em ambientes extensionais como compressionais (Hutton, 1988; Vigneresse *et al.*, 1996; Brown & Solar, 1999). Os cristais gerados precocemente, em condições acima da curva *solidus*, formam agregados envoltos por material com viscosidade mais baixa, submetidos à deformação, à medida que a zona se movimenta. Neste caso, a cristalização a partir do líquido, em uma escala mais ampla, ocorre concomitantemente à recristalização em estado sólido desses agregados, em escala mais local. Como resultado, têm-se estruturas deformacionais semelhantes a metamórficas, mas geradas concomitantes à cristalização do magma.

Tendo em vista estes conceitos e a controvérsia acerca do tema, é importante esclarecer que este trabalho utiliza a denominação ígnea sintectônica para os granitoides com feições de deformação em estado sólido, quando estas forem geradas durante estágios de cristalização parcial da rocha, respeitando critérios como os de Paterson (1989) e Bitencourt (1996), entre outros. Como discutido, a atribuição das estruturas analisadas a um suposto evento metamórfico sobre o magma seria imprecisa e não corresponderia ao processo petrogenético observado e documentado.

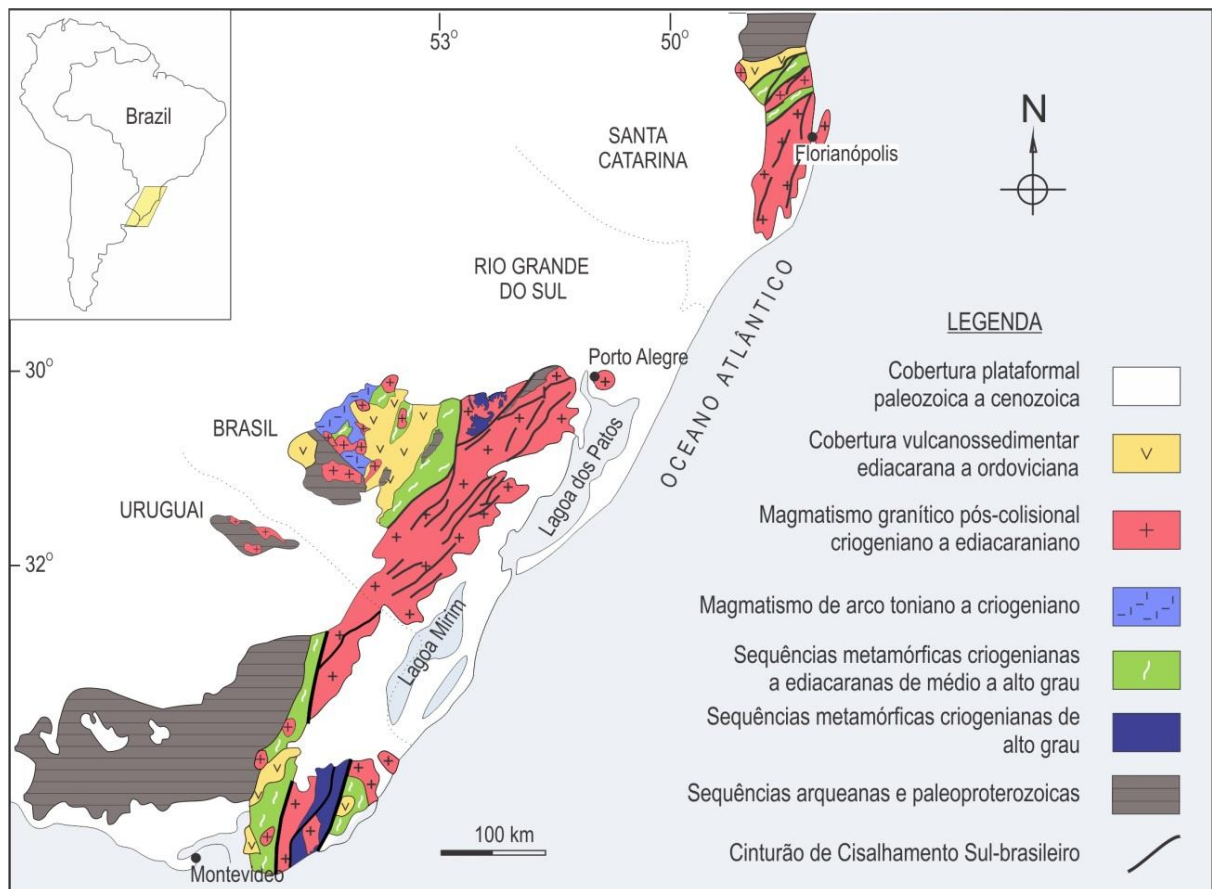
#### **II.4. O Cinturão Dom Feliciano e o magmatismo pós-colisional em ambiente transpressivo**

As rochas pré-cambrianas que se estendem desde o leste do Uruguai até a porção central do estado de Santa Catarina são agrupadas na porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981). Esta região contém, basicamente, um embasamento com predomínio de rochas paleoproterozoicas que sofre retrabalhamento no Neoproterozoico, durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano. Entretanto, a distribuição de domínios paleoproterozoicos da porção meridional da Província Mantiqueira se restringe ao sudoeste do Rio Grande do Sul, ao extremo NE de Santa Catarina, e, especialmente, ao Escudo Uruguaio. As litologias de idade toniana a ediacarana estendem-se do leste do Uruguai, com predomínio na porção central do Rio Grande do Sul, até o NE de Santa Catarina e são agrupadas no chamado Cinturão Dom Feliciano (CDF, Fragozo César, 1980).

O CDF possui direção NE e se estende por cerca de mil e duzentos quilômetros. A origem do orógeno é atribuída à colisão oblíqua entre os crátons do Rio de La Plata, Congo e Kalahari durante o Neoproterozoico (e.g. Fernandes *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2007; Oyhantçabal *et al.*, 2011). Conforme a documentação e datação de um pico metamórfico e da geração de estruturas de baixo ângulo de mergulho em orto- e paragneisses a cerca de 650 Ma, é sugerido que a colisão principal entre os continentes se deu no Criogeniano (e.g. Gross *et al.*, 2009; Martil *et al.*, 2011; 2017). Dados isotópicos e geocronológicos têm obtido sucesso em correlacionar porções do CDF a rochas do Kaoko Belt, na Namíbia (e.g. Basei *et al.*, 2005; Lenz *et al.*, 2011; Oyhantçabal *et al.*, 2011; Konopasek *et al.*, 2016).

O CDF é compartimentado em três unidades geotectônicas principais (Fig. 4a). A primeira corresponde à porção oeste do cinturão, adjacente às áreas cratônicas, onde ocorrem associações magmáticas de cerca de 750 a 680 Ma, atribuídas a um arco magmático (Hartmann *et al.*, 2007; Phillip *et al.*, 2016). A segunda unidade é um extenso cinturão de rochas metamórficas supracrustais criogenianas a ediacaranas que domina a porção central do orógeno, parcialmente recobertas por sucessões vulcano-sedimentares de idades ediacaranas a ordovicianas (Fernandes *et al.*, 1995). A terceira unidade compreende o Cinturão Granítico que ocorre na porção sudeste, chamado de Batólito Aiguá, Pelotas e

Florianópolis, respectivamente, no Uruguai, Rio Grande do Sul e Santa Catarina, uma vez que sua exposição é descontínua entre estes setores.



**Figura 4.** Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira, representando as principais unidades geotectônicas do sul do Brasil (modificado de Bitencourt & Nardi, 2004).

A origem do Cinturão Granítico é controversa. Alguns autores (e.g. Fernandes *et al.*, 1995; Basei *et al.*, 2000) afirmam que os granitos são a raiz de um arco magmático. Por outro lado, autores como Bitencourt & Nardi (2000) e Oyantçabal *et al.* (2007) afirmam que as rochas graníticas são formadas pela ascensão e posicionamento de diversos bolsões de magma posicionados ao longo de zonas de cisalhamento pós-colisionais. Estas inúmeras zonas de cisalhamento anastomosadas estão amalgamadas no então chamado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb, definido por Bitencourt & Nardi, 2000), que esteve ativo desde ca. 650 a 580 Ma.

No estado de Santa Catarina, boa parte do Escudo Catarinense corresponde a ocorrências do Cinturão Dom Feliciano. Na região, ele é segmentado por duas expressivas estruturas de escala translitosférica que pertencem ao CCSb: A Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP) e a Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), que dividem o escudo em domínios Norte, Central e Sul, respectivamente (Fig 4b). O Domínio Norte corresponde a exposições do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Paleoproterozoico, Hartmann *et al.*, 1979) e da Bacia de Itajaí e Campo Alegre, de idade Neoproterozoica (Basei, 1990), intrudidos por alguns granitos neoproterozoicos. O Domínio Central compreende gnaisses migmatíticos do Complexo Camboriú intercalados com sequências vulcano-sedimentares metamorfizadas em baixo a médio grau do Complexo Metamórfico Brusque, ambos seccionados por granitoides neoproterozoicos (Basei *et al.*, 2011; Hueck *et al.*, 2016). Por fim, o Domínio Sul compreende relictos dos Complexos Águas Mornas e Porto Belo, em meio às rochas plutônicas do Batólito Florianópolis (Florisbal, 2011).

O Cinturão Granítico do CDF é caracterizado pela ocorrência de granitoides cálcio-alcálicos médio a alto-K, peraluminosos e rochas de afinidade shoshonítica, chegando a alcalinas metaluminosas, associados a magmas básicos representados por feições como *co-mingling* (Bitencourt & Nardi, 2000), o que é coerente com sua interpretação pós-colisional (no sentido de Liégeois, 1998). Em toda a extensão do CDF, a cinemática transpressiva de estruturas do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro favoreceu o magmatismo. Como exemplo, pode-se citar os granitoides com idades de ca. 630-600 Ma do Batólito Aiguá, com registro de transpressão inclinada (Oyhantçabal *et al.*, 2007; Oriolo *et al.*, 2016), além dos Granitoides Arroio das Palmas, que registram a transpressão no Escudo Sul-riograndense a cerca de 640 Ma (De Toni *et al.*, 2016). No extremo nordeste do Domínio Sul, em Santa Catarina, a ZCMG controlou o posicionamento de diversos corpos intrusivos. Esses granitos, sintectônicos à movimentação da zona, registram a deformação transpressiva, como documentado por trabalhos como Bitencourt (1996) e Andrade (2016). O estudo dessas regiões que registram a cinemática regional tem se mostrado fundamental a fim de se reconstruir o contexto geotectônico da formação do Cinturão Granítico, das estruturas a ele relacionadas e, em última instância, da amalgamação do Gondwana durante o Ciclo Brasileiro/Panafricano.

## CAPÍTULO III

### Metodologia, Materiais e Métodos

Os fenômenos geológicos, como qualquer sistema natural complexo, têm sido estudados sob diversas perspectivas, com ênfase em cada um dos aspectos que os compõem. Numa tentativa de entendimento mais global desses fenômenos, no qual o máximo de informação seja levado em consideração, procura-se representá-los o mais minuciosamente possível, interconectando as diversas áreas de conhecimento geológico. Tendo isto em mente, para a investigação e caracterização de detalhe das rochas estudadas, este trabalho optou por uma metodologia integradora, utilizando técnicas de campo, petrografia e geoquímica, detalhadas a seguir.

#### III.1. Trabalho de campo

O trabalho de campo consiste na coleta de dados básicos para o estudo. Essa etapa foi composta por 13 dias, nos quais foi feita a representação das estruturas de mesoescala das rochas estudadas por meio de croquis de detalhe e tomada de fotografias. Uma vez que este trabalho está focado no estudo da variedade biotita monzogranito dos GQI e rochas associadas, que ocorrem em uma área de alta deformação, os trabalhos de campo foram concentrados no costão da Ponta de Fora, ao sul da praia de Quatro Ilhas. Foi dada ênfase nas injeções sinplutônicas, de granulometria fina, as quais resultaram em 12 amostras de injeções sinplutônicas, orientadas a fim de que se possa, principalmente durante a petrografia, recuperar a posição espacial da rocha estudada.

#### III. 2. Petrografia

A partir das amostras orientadas, foram confeccionadas 12 lâminas petrográficas, correspondendo às injeções sinplutônicas, que foram adicionadas a 18 lâminas de injeções e do biotita monzogranito porfirítico preexistentes. As lâminas, então, foram descritas através do microscópio Olympus BX51, disponível no Laboratório de Microscopia do CPGq da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Através da câmera Olympus UE30, acoplada ao microscópio, a tomada de fotografias permitiu a documentação de texturas e estruturas observadas. A identificação e descrição de microestruturas permite a análise qualitativa de

condições de temperatura durante a deformação. Ainda, foi efetuada a contagem modal, permitindo uma classificação petrográfica mais acurada dos granitoides.

### **III.3. Geoquímica**

O banco de dados geoquímicos dos GQI e rochas associadas utilizado na elaboração deste trabalho é resultado da compilação de dados bibliográficos, acrescidos de seis análises das novas amostras de granitos cinza finos coletados na etapa de campo. Dessa forma, tentou-se representar todas as possíveis variedades que ocorrem na área de estudo. A preparação das amostras se deu, em primeiro lugar, pela fragmentação destas ao tamanho grânulo, para então serem pulverizadas por um moinho de ágata.

As análises foram realizadas pelo Activation Laboratories Ltd., localizado em Ontário, Canadá (<http://www.actlabs.com>), através da técnica de fusão da amostra por metaborato/tetraborato, seguida pela aplicação de AQUI (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry – ICP-XXX) para aferição de elementos maiores, AQUI (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry – ICP-OES) para elementos traço e AQUI (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – ICP-MS) para os elementos terras-raras. A aplicação destas técnicas permite uma precisão melhor do que 2% para os elementos maiores e 10% para os elementos traço e terras-raras. Os dados obtidos foram complementados por aqueles publicados por Bitencourt (1996) e Florisbal (2011), para então serem processados através do pacote de softwares GCDkit para a plataforma R (Janoušek et al. 2006).



## CAPÍTULO IV

**Artigo submetido à revista *International Geology Review***

**Ediacaran inclined transpression registered in medium- to high-K Quatro Ilhas  
Granitoids during the post-collisional stage of the Dom Feliciano Belt,  
Southern Brazil**

Pedro Henrique Sulzbach de Andrade<sup>1</sup>

Maria de Fátima Bitencourt<sup>1</sup>

Lauro Valentim Stoll Nardi<sup>1</sup>

Giuseppe Betino De Toni<sup>1</sup>

*PPGGEO- Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil*

Corresponding author: Pedro Henrique Sulzbach de Andrade

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Avenida Bento Gonçalves, 9500

Porto Alegre, RS, Brazil. 91509-900

+55 51 98245 9727

pedro.andrade@ufrgs.br

## **Ediacaran inclined transpression registered in medium- to high-K Quatro Ilhas Granitoids during the post-collisional stage of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil**

**Abstract:** At the eastern part of the Dom Feliciano Belt, which extends from eastern Uruguay to Southern Brazil, the Quatro Ilhas Granitoids are emplaced syntectonically to a major strike-slip shear zone. They are coarse porphyritic granodiorites to monzogranites, with ages ranging from ca. 625 to 615 Ma. The high-K calc-alkaline monzogranite has a foliation marked by the alignment of euhedral/stretched K-feldspar phenocrysts, dipping gently to steeply to SE. Several fine-grained dioritic to granitic syn-plutonic sheets crosscut the porphyritic granites, either parallel or oblique to the foliation. This assemblage is strongly affected by the regional tectonics, resulting in mesoscale, NW-verging asymmetrical folds coeval to local steeply-dipping strike-slip shear zones. Coeval strike-slip and contractional structures points to transpression over the monzogranite. The fine-grained granites are geochemically grouped in low- and high-K types. The first group is relatively depleted in K<sub>2</sub>O and enriched in Ba and Sr, whereas the second resembles A-type granitoids. The two low-K and high-K types of magmatism result from different sources and processes. Their simultaneous occurrence controlled by both gently- and steeply dipping structures is further evidence that compressive and strike-slip deformations represent a single transpressive tectonic event over the assemblage.

**Keywords:** syntectonic magmatism; shear zone; solid state deformation; Catarinense Shield; Southern Brazilian Shear Belt; synplutonic dykes;

### **Introduction**

Understanding the relations between magmatism, sources and structural setting is essential to comprehend the genesis and evolution of granitoids emplaced in post-collisional settings. The post-collisional stage is not only an anorogenic relaxation phase, as commonly thought. The convergence of two continental landmasses must be thought of as involving syn- and post-collisional stages (e.g. Bonin *et al.* 1998; Paquette *et al.* 2003). During the syn-collisional stage, which is characterized by high-pressure regional metamorphism, crustal thickening is associated with the development of folds and thrust structures, and therefore this is commonly referred as equivalent to the main collision (e.g. Bonin *et al.* 1998; De Veslud *et al.* 2013). Although the continental blocks are still converging, the so-called post-collisional stage succeeds the main collision and is marked by expressive strike-slip structures that develop in order to accommodate large-scale strains (Liegéois 1998). When plate convergence is oblique, it is therefore common to find steeply-dipping strike-slip features coeval to typical flat-lying thrust structures (e.g. Harland 1971; Mann 1997; Ebert and Hasui 1998; Cruz-Oroza *et al.* 2012). Therefore, far from being equivalent to post-tectonic environments, the post-collisional settings are dominated by intense movement along large-scale shear zones which frequently extend across the lithosphere. In such conditions, the occurrence of shear-zone related magmatism is expected to be associated to multiple sources interacting, for instance, through several processes of differentiation and assimilation (e.g.,

Bitencourt and Nardi 2000; Rosemberg 2004; Lara *et al.* 2017; Dai *et al.* 2017). The assumption that basic, mantle-derived magmas can evolve to granitic compositions through a number of mechanisms is fundamental to think about vertical crustal growth, as pointed out by Nardi (2016). Not surprisingly, the widespread occurrence of syntectonic granitoids, many of them associated to mafic varieties in strike-slip shear zones is also an evidence that lithospheric-scale structures conduct some melt to ascend and be emplaced along them (Rosemberg 2004; Zibra *et al.* 2012).

As more evidence of magma ascent through crustal discontinuities appear, new models are developed, and the role of shear zones as conduits for magma ascent becomes increasingly important. Many authors argue that deformation is one of the main mechanisms for segregating and focusing that follows the early generation of magma (e.g. Kelemen and Dick 1995; Vigneresse *et al.* 1996; Brown & Rushmer 1997; Petford *et al.* 2000). From the source area, after segregation, shear zones generate space for magma ascent and emplacement, generally as dykes not only under extensional but under compressional deformation (Hutton 1988; Vigneresse *et al.* 1996; Brown and Solar 1999). The addition of mafic magma batches to granitic magma bodies is conditioned by this process, as the shear zones develop and act as conduit for liquid to ascend from mantle to crust (Vauchez *et al.* 1997; Bitencourt and Nardi 2000; Moyen *et al.* 2001).

In South Brazil and Uruguay, considerable volumes of plutonic magmatism have been recognized as essentially controlled by structures like the Dorsal de Canguçu, Major Gercino, Sarandi del Yí and Sierra Ballena shear zones, among others. These structures build together a lithospheric-scale system of anastomosing discontinuities called Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) by Bitencourt and Nardi (2000), with most of the shear zones striking N-S to N60E and with steep dips (Fernandes and Koester 1999; Basei *et al.* 2000; Bitencourt and Nardi, 2000; Bossi and Gaucher 2004; Oyhantçabal *et al.* 2010; Passarelli *et al.* 2010; Hueck *et al.* 2018).

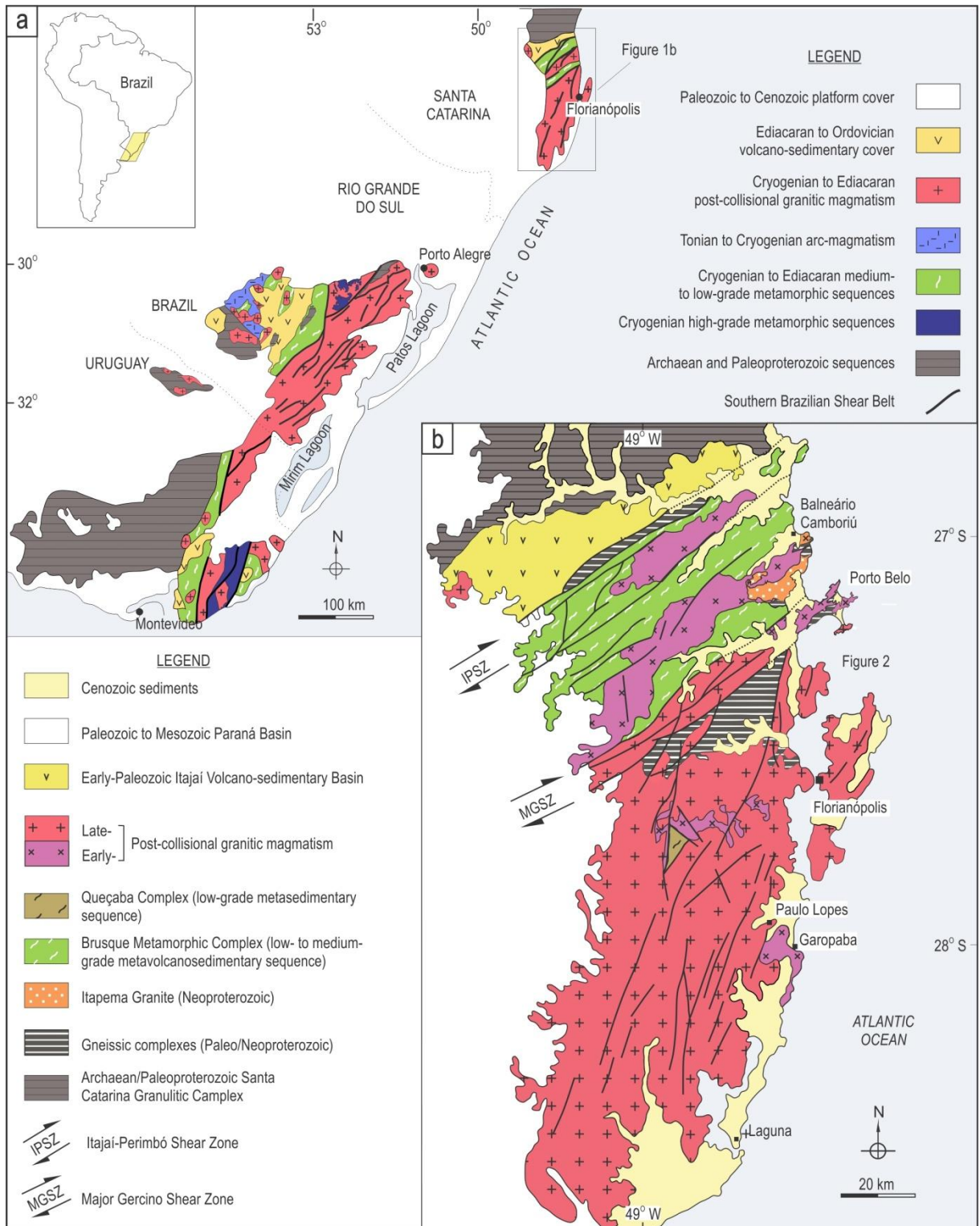
Both dextral and sinistral shear zones are recognized as part of the SBSB. The sinistral Dorsal de Canguçu Shear Zone has controlled the ascent of elongate, NE-trending bodies of mantle-derived porphyritic granodiorites to monzogranites and crustally-derived peraluminous granites in southernmost Brazil. The intrusions have well-developed foliation and solid-state deformational structures concordant with the shear zone geometry (Fernandes *et al.* 1995; Fernandes and Koester 1999). Sinistral displacement is recorded within the Sarandi del Yi Shear Zone, at the southern tip of the Southern Brazilian Shear Belt, in the syntectonic Solís de Mataojo Granitic Complex emplaced at  $584 \pm 13$  Ma (Oyhantçabal *et al.* 2001; 2007, 2011). The Sierra Ballena Shear Zone controlled the emplacement of syntectonic granites from 658 to 600 Ma. Frequently, these granites (e.g. the Maldonado Granite, in Oyhantçabal *et al.* 2007) show a transition from magmatic to solid-state structures, either at meso- or microscale (Oyhantçabal *et al.* 2010).

In the northeastern part of the granite belt, the Major Gercino Shear Zone (MGSZ) is responsible for the ascent and emplacement of a number of syntectonic

granitoids with common features of magma mixing and mingling. Among them, the Quatro Ilhas Granitoids (QIG) provide an example of related basic to acid igneous intrusions that show remarkable deformational structures. This paper provides new meso- and microstructural observations together with geochemical data in order to characterize their magmatic and deformational features. The data reinforce the relations between the structures found in these granitoids and the transpressional character of the Major Gercino Shear Zone, active during their emplacement. An evolutionary model is proposed to account for the association between magmatism, regional kinematics of the northeastern tip of the Dom Feliciano Belt and the features registered in the granitoids.

### **Geological Setting**

The NE-trending Dom Feliciano Belt (DFB) is a Neoproterozoic orogen that extends from eastern Uruguay to central Santa Catarina State (Figure 1a). The DFB was originated from the amalgamation of the Rio de La Plata, Congo and Kalahari cratons in Neoproterozoic times (e.g. Fernandes *et al.* 1995; Hartmann *et al.* 2007; Oyhançabal *et al.* 2011). The main continental collision took place at ca. 650 Ma, as registered by the metamorphic peak and generation of flat-lying structures in high-grade ortho- and paragneisses (Gross *et al.* 2009; Martil *et al.* 2011; Martil *et al.* 2017). The orogen is divided into three main geotectonic units. The first corresponds to the western portion of the DFB, adjacent to the cratonic area, where magmatic associations of about 750 to 680 Ma are interpreted as formed in magmatic arc (Hartmann *et al.* 2007; Phillip *et al.* 2016). The second is an extensive belt of volcanic and supracrustal metamorphic rocks contiguous to the third unit, the Granite Belt, that predominate eastward. This plutonic association takes on regional names as Aiguá, Pelotas and Florianópolis Batholith, respectively, in Uruguay, Rio Grande do Sul and Santa Catarina, on account of its discontinuous exposure from one sector to another. The interpretations given to the origin and character of the batholith are controversial. Some authors (e.g. Fernandes *et al.* 1995; Basei *et al.* 2000) consider it to represent the roots of a magmatic arc. On the other hand, Bitencourt and Nardi (2000) and Oyhançabal *et al.* (2007), among others, interpret the granitic belt as a post-collisional feature built by several magma batches that have ascended and emplaced along the SBSB. The magmatism is characterized by a wide range of geochemical signatures, varying from high-K calc-alkaline to peraluminous, shoshonitic and alkaline metaluminous affinity, often associated with co-mingled basic magmas, as pointed out by Bitencourt and Nardi (2000). Isotope data and crystallization ages strongly suggest that the DFB is continuous on the African side of the Atlantic Ocean, represented by part of the Kaoko Belt, in Namibia (Basei *et al.* 2005; Lenz *et al.* 2011; Oyhançabal *et al.* 2011; Konopasek *et al.* 2016).



**Figure 1.** a) Geological map of the main tectonic units of Uruguay and Southern Brazil (modified from Bitencourt and Nardi 2000). b) Geological map of the Catarinense Shield, with the main structures separating three tectonic domains (modified from Bitencourt and Nardi 2004).

Two lithospheric-scale structures crosscut the DFB rocks in the region of the Catarinense Shield, state of Santa Catarina, south Brazil (Figure 1b). They are the Itajaí-Perimbó Shear Zone (IPSZ) and the Major Gercino Shear Zone, which permit to divide the shield in North, Central, and South Domains (Basei 1985; Florisbal *et al.*

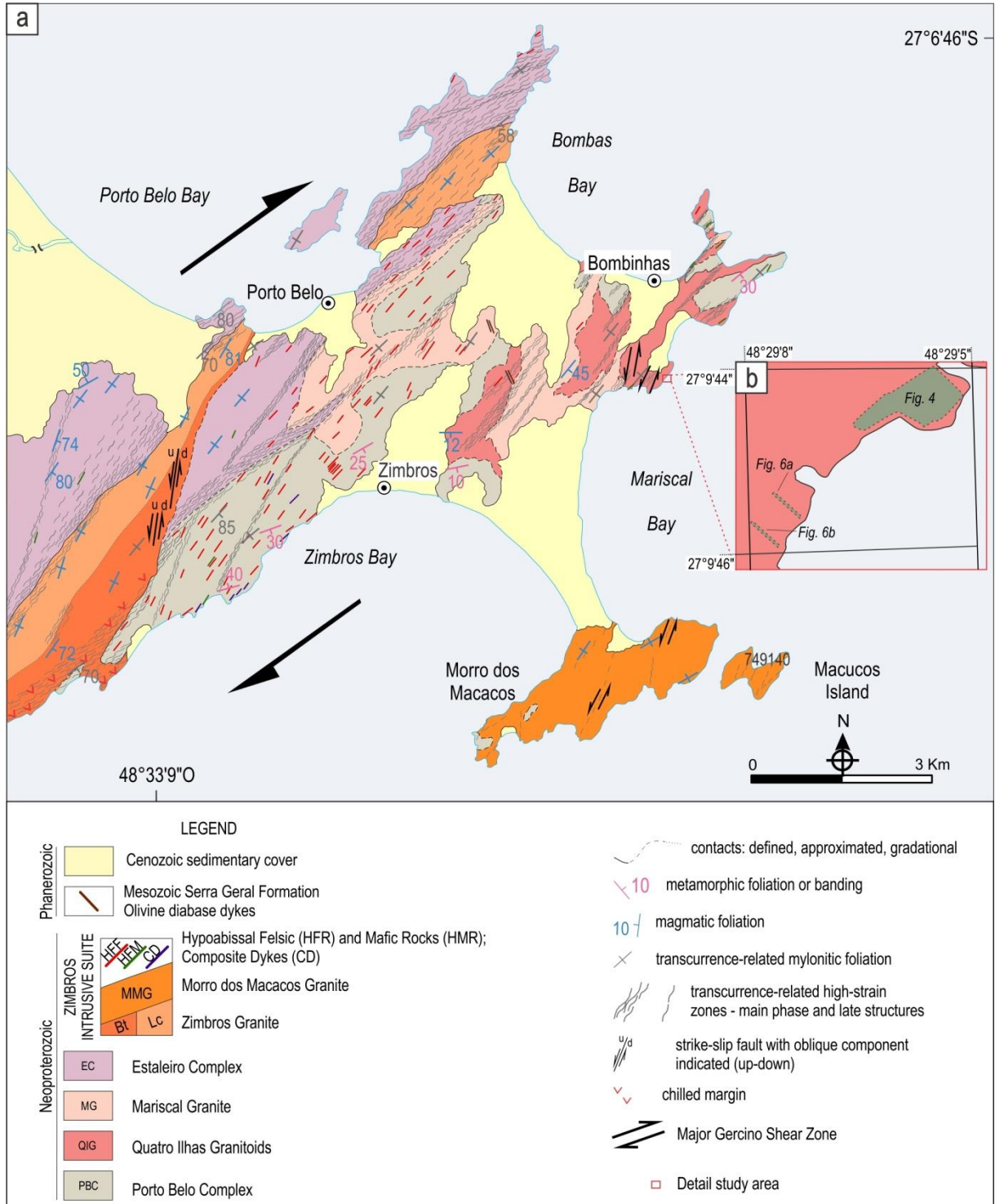
2012a). The North Domain comprises the Santa Catarina Granulite Complex (2.7 to 2.2 Ga, according to Hartmann *et al.* 2003 and references therein) covered by the Itajaí and Campo Alegre basins (ca. 540 Ma, according to Basei 2000) intruded by few Neoproterozoic granitoids. Some authors correlate the high-grade metamorphic rocks in Santa Catarina to the Río de La Plata Craton in Uruguay and south Brazil (e.g. Fernandes *et al.* 1995; Hartmann *et al.* 2007; Florisbal *et al.* 2012a, 2012b; Phillip *et al.* 2016). The Itajaí-Perimbó Shear Zone separates the North from the Central Domain, which consists of the Camboriú Complex and the Brusque Metamorphic Complex, crosscut by some Neoproterozoic granites in the area (Basei *et al.* 2011; Hueck *et al.* 2016; Martini 2019; Martini *et al.* 2015). Neoproterozoic rocks of the Florianópolis Batholith and basement relicts from Águas Mornas and Porto Belo complexes compose the South Domain, situated south of the Major Gercino Shear Zone (Figure 1b).

The study area is located at the northeastern limit of the South Domain, within the MGSZ. The MGSZ is a NE-trending dextral strike-slip shear zone, with a local contractional component in the Porto Belo region (Figure 2). The high-strain zones are connected into a megastructure with 80 km length and about 20 km width. Some authors (e.g. Basei *et al.* 2005; Passareli *et al.* 2010; Hueck *et al.* 2018) consider the MGSZ as part of the Sierra Ballena-Major Gercino Lineament, a major crustal-scale structure, although the former is a sinistral transcurrent shear zone, as referred by several authors (e.g. Oyhantçabal *et al.* 2010 and references therein). Based mainly on isotope data, these authors interpret the lineament as a suture, and in their concept the strike-slip deformation would mark the collision between the Florianópolis Batholith and the Central Domain. In another interpretation, Bitencourt and Nardi (2000) and Florisbal *et al.* (2012a, b), among others, state that the MGSZ is one of the many post-collisional structures that compose the SBSB and, as magma batches are emplaced and deformed, contributed for dissipating strain during Neoproterozoic times.

The Porto Belo region basement is the orthogneisses of the Porto Belo Complex (PBC), defined by Florisbal *et al.* (2012a) based on crystallization ages of  $646 \pm 15$  Ma reported by Chemale Jr. *et al.* (2012). Several igneous bodies have intruded the PBC controlled by the MGSZ. The Quatro Ilhas Granitoids (ca. 625 to 613 Ma) and the Mariscal Granite (MG –  $608 \pm 8$  Ma), both dated by Florisbal *et al.* (2012a) (U-Pb - LA-MC-ICP-MS in zircon), register gently-dipping structures and are the oldest rocks known so far to intrude the PBC. The MG is a foliated, muscovite-bearing, medium- to fine-grained granite with scattered feldspar phenocrysts and magmatic/mylonitic fabric. Together with the QIG, they are interpreted to represent the magmatism emplaced at the early stages of development of the shear zone.

In the northernmost part of the peninsula, the Estaleiro Granitic Complex ( $611 \pm 2$  Ma LA-MC-ICP-MS U-Pb in zircon according to Peruchi 2019) is a shoshonitic association of granitoids, with subordinate volumes of mafic material. The Zimbros Intrusive Suite ( $587 \pm 8$  Ma, according to Chemale Jr. *et al.* 2012 - U-Pb – LA-MC-ICP in zircon) dominates the central part of peninsula. The suite is composed of two plutonic subunits: the Zimbros Granite and the Morro dos Macacos Granite. A

hypabissal Zimbros subunit is composed of syntectonic felsic, mafic and composite dykes (Bitencourt 1996). Finally, a Cenozoic sedimentary cover is present, as well as few N or NW-striking olivine diabase dykes that are correlated to the Paraná Province magmatism. The evolution of the intracratonic basins is related to the brittle reactivation of the MGSZ in Phanerozoic times (Hueck *et al.* 2018).



**Figure 2.** a) Geological map of the Porto Belo Peninsula showing the granitoids associated to the Major Gercino Shear Zone (modified from Bitencourt 1996). b) Inset of the detail study area in the Ponta de Fora coast. Localization of figures 4, 6a and 6b are indicated.



## The Quatro Ilhas Granitoids

The Quatro Ilhas Granitoids are porphyritic foliated biotite monzogranites grading to muscovite-biotite granodiorites with subordinate leucosyenogranites. The biotite monzogranite (*bmz*) variety is dominant (Figure 3a). Despite the QIG well-preserved igneous fabric, feldspar recrystallization tails are often observed. K-feldspar phenocrysts are dominant over plagioclase, typically 2-3 cm to 10 cm long. Plagioclase An content varies from 31 to 41% in muscovite–biotite granodiorite and biotite monzogranite, and 16 to 19% in leucogranite. Zircon, apatite, allanite and titanite are common accessory phases. When compared to the other facies, the muscovite-biotite granodiorites are enriched in biotite; typical color indices are 9 for muscovite-biotite granodiorites, 6 for biotite monzogranites and 3 for leucosyenogranites (Bitencourt 1996; Florisbal *et al.* 2012a).

According to Bitencourt (1996) and Bitencourt and Kruhl (2000), two main foliations are found in the QIG. The first is a NE-striking, gently dipping foliation marked by the alignment of feldspar megacrysts and biotite. This foliation is interpreted by the authors as being formed during the emplacement of the QIG along sub horizontal thrust surfaces remaining from the collision, conformable to the Porto Belo Complex flat-lying banding. The second one is a mylonitic foliation sharing the same strike but with steeper dips (45° to 85°) attributed to the MGSZ strike-slip deformation. The shear zone transposes the parallel-to-basement, gently dipping geometry of the body to steeper dips (Bitencourt 1996; Bitencourt and Kruhl 2000; Florisbal *et al.* 2012a).

Intrusive in the biotite monzogranite facies rocks, small volumes of diorite, fine-grained granites, and aplite-pegmatite veins are observed as 15 up to 50 cm wide tabular bodies emplaced along the foliation. The fine-grained granites are biotite syenogranite to granodiorite veins of diffuse contacts, fine grain size, gray color and an internal foliation parallel to their contacts. Muscovite and tourmaline pegmatite veins are either concordant or discordant to the country rock foliation, and sometimes boudinaged (Bitencourt 1996; Bitencourt and Kruhl 2000). Fine- to very fine grained dioritic intrusions are common, either controlled by the QIG primary foliation or emplaced along the granite mylonitic foliation. Strike-slip high strain zones are highlighted by K-feldspar phenocrysts, which are strongly stretched into porphyroclasts (Bitencourt 1996; Bitencourt and Kruhl, 2000).

In their geochemical study of the early magmatism of the MGSZ, Florisbal *et al.* (2012b) point out that all the leucogranite, muscovite granodiorite and biotite monzogranite varieties of the Quatro Ilhas Granitoids plot in the A-type granite field defined by Frost *et al.* (2001) and Dall'Agnol and Oliveira (2007). Coeval mafic rocks have 43 to 51 wt.% SiO<sub>2</sub> and are interpreted by Florisbal *et al.* (2012b) as cumulates, although some samples seem to have tholeiitic affinity. The fine-grained granites (*fgg*) have SiO<sub>2</sub> content above 70 wt.% and geochemical characteristics that resemble the Mariscal Granite. Florisbal *et al.* (2012b) divide both the *fgg* and the MG in low- and high-potassium groups: the low-potassium group is distinguished by higher Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O and CaO/FeO<sub>t</sub>. Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O contents are reported 5 to 7 wt.% in

the QIG biotite monzogranite, about 8 wt.% in the MG, LK fine-grained granites and QIG muscovite granodiorite, and about 10 wt.% in the HK fine-grained granites.

U-Pb data in zircon by LA-ICP-MS reported by Florisbal *et al.* (2012a) results in age values of  $625 \pm 7$  Ma for the muscovite-biotite granodiorites, and  $614 \pm 4$  Ma for the biotite monzogranites. Field relations suggest that the biotite monzogranite is coeval with the leucogranite. The age difference between the muscovite-biotite granodiorite and the biotite monzogranites suggests that they represent two different pulses stemming from the same magma. As pointed out by Florisbal *et al.* (2012b), Sm-Nd-Pb isotopes show that the muscovite-biotite granodiorite, biotite monzogranite and leucogranite are not strictly co-magmatic. Based upon geochemical data, those authors interpret the biotite monzogranites as resulting from mixing of tholeiitic and crustal sources, whereas leucogranites would represent pure crustal melts.  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  vs. Sm-Nd TDM ages are taken by the same authors as indicative of similar sources for the MG and *fgg*. Such date put in evidence that the MGSZ has been effective as conduit for mantle-derived magmas and in promoting their interaction with crustal sources.

## **Materials and methods**

This paper reports a detailed structural study focused on the *bmz* variety of the QIG and on the fine-grained granite veins crosscutting it. This systematic structural analysis intends to document the structural control of these synplutonic tabular bodies. Fourteen samples were collected and classified based on differences in fabric, colour index ( $M'$ ) and distinct structural settings. Microstructural analyses of these samples allow estimating deformation temperatures.

The whole-rock geochemical dataset on the *fgg* is represented by six new samples of their varieties. The input is supplemented by *fgg*, *bmz* and MG analyses from Bitencourt (1996) and Florisbal *et al.* (2012b).

The preparation of the samples consists of crushing them to granule size, and then powdering the samples in an agate mill. Analyses were conducted by the Activation Laboratories Ltd. (Ontario, Canada, <http://www.actlabs.com>), after metaborate/tetraborate fusion, using Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry for major elements (precision is better than 2%), Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry for trace elements and Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry for rare earth elements (precision is better than 10% for both trace and REE).

Structural data was processed using the Stereo32 v1.0.3 software (Röler and Trepmann 2003). The geochemical dataset processing was performed using the R software package GCDkit (Janoušek *et al.* 2006).

## **Results**

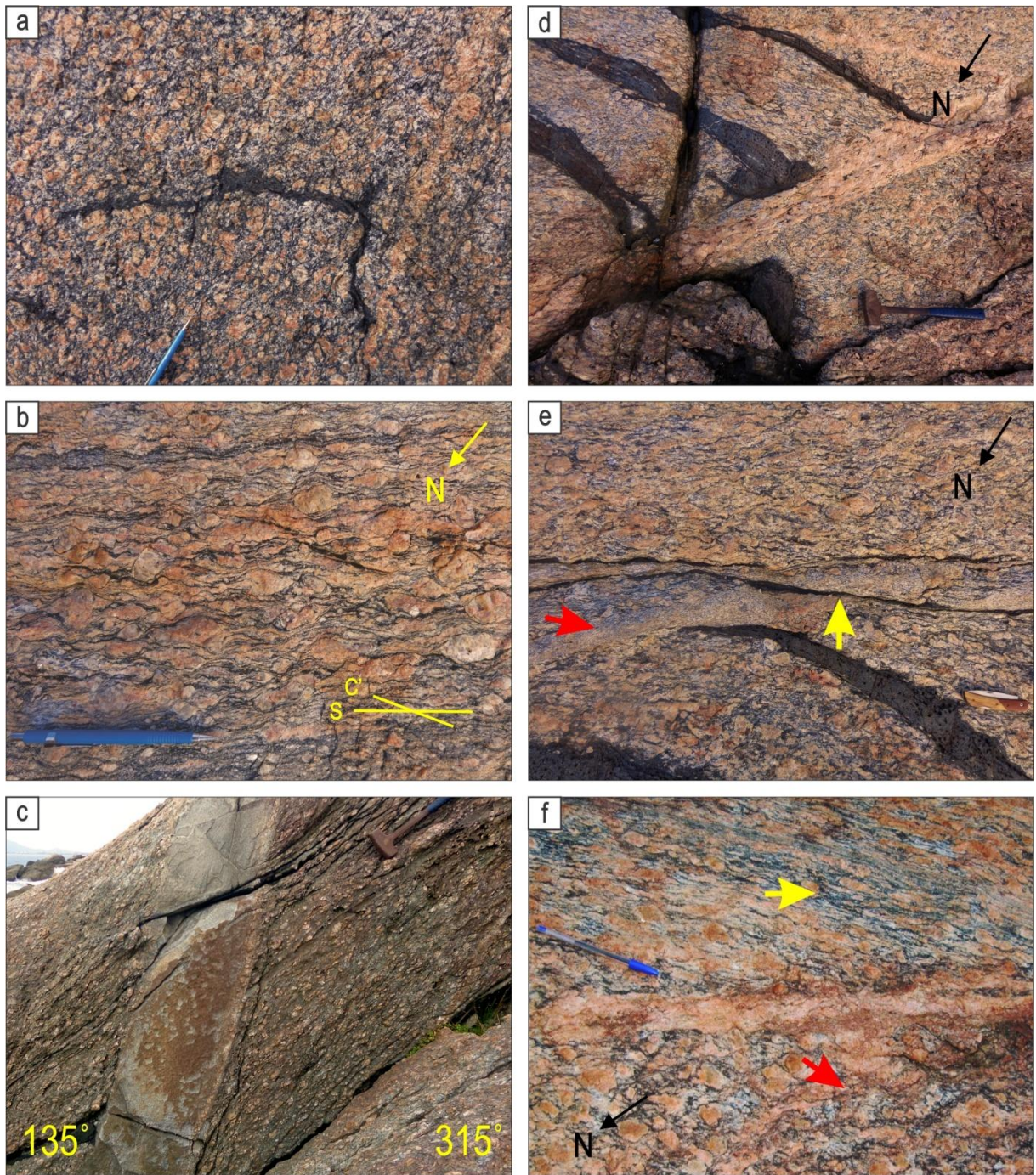
### ***Mesoscale features***

In the study area, the tabular intrusions strike NE when not affected by folding. A strong mylonitic foliation is subparallel to the igneous fabric, striking about  $045^\circ$  with subhorizontal to sub-vertical dips to the SE. Local variations in K-feldspar and biotite alignment due to magmatic flow and deformation give rise to C'-surfaces indicating dextral shear sense (Figure 3b). Distinguishing magmatic from mylonitic structures in terms of orientation is a difficult task, because crystal alignment and stretching occur together in both steeply-dipping and gently dipping structures. The absence of crosscutting relations between these foliations leads to interpret them as contemporaneous. The foliation is locally transposed from flat-lying to steeper positions, as it is rotated by sub vertical shear zones or dragged by granitic intrusions (Figure 3c). Diorite, aplite-pegmatite and granite tabular bodies intrude the porphyritic granite (Figure 3c, d, e) and consist of: (i) Diorite, (ii) Hybrid, mafic-to-felsic varieties, (iii) Fine-grained granites and (iv) Aplite-pegmatite. The injections are 10 to 60 cm wide and mostly parallel to the foliation, although some of them have the same strike but crosscut this structure at higher-than- $30^\circ$  angles (Figure 3c). Locally, a discrete, 40 cm-thick high-strain zone is found (Figure 3f). Such zone is immediately adjacent to a 15 cm-thick, fine-grained gray granite injection, which is concordant with the subvertical mylonitic foliation.

Mesoscale folds affect the rock assemblage, and the concordant diorite bands are good markers of the fold geometry. Axes usually have shallow plunges to  $035^\circ$ ; axial surfaces strike at about  $040^\circ$  and dip about  $60^\circ$  to SE. The axial planes are subparallel to the steep injections. Stereoplots of structural data (Figure 4) show that the foliation is distributed from shallow to steep dip angles, rotating about a calculated axis that plunges  $4^\circ$  to  $211^\circ$ , subparallel to the fold axis.

Magmatic and solid-state deformation lineations are parallel and marked mainly by shape preferred-orientation and stretching of K-feldspar phenocrysts, respectively. The common recrystallization tails of the aligned feldspar phenocrysts / porphyroclasts show predominantly dextral shear sense, although local indication of sinistral shearing is also found. Lineation has shallow plunges to  $020^\circ$ - $200^\circ$  in average. Stereographic plots (Figure 4) show that lineation is parallel to N-NE subhorizontal fold axes and to the calculated rotation axis. Aplite-pegmatite veins are commonly parallel to the axial surface of the folds. At some places, pegmatites crosscut the folded granite along this surface, followed by dextral oblique movement. The small angle of the lineation on the foliation plane points to dominant strike-slip displacement.

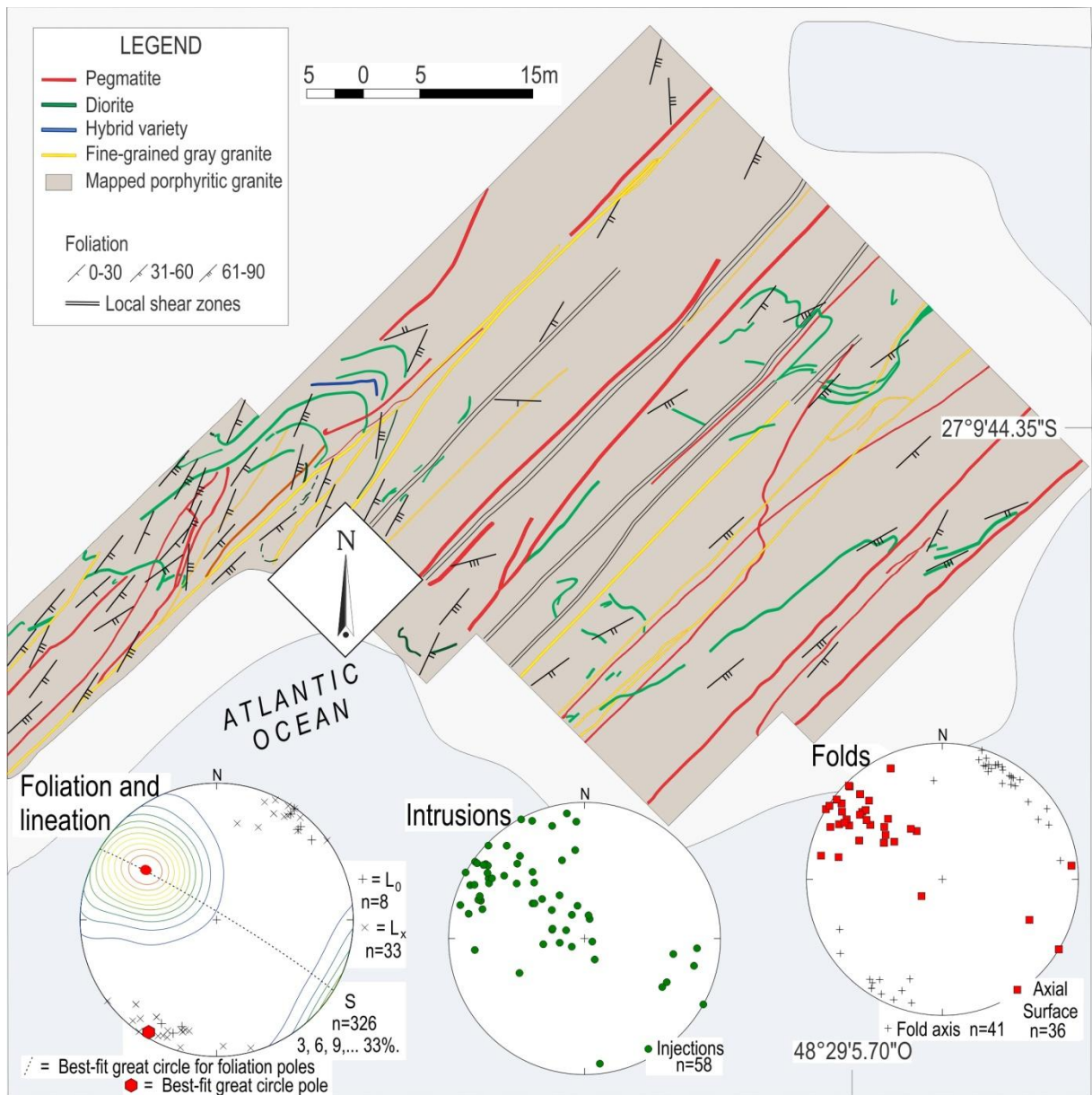
Figure 3e shows mutual crosscutting relations between injections of different compositions and the porphyritic granite. In general, pegmatite and leucogranite crosscut the mafic intrusions with diffuse contacts. However, at some places the diorite crosscuts the pegmatite and leucogranite as well. Most of the injections are slightly interfingered with the porphyritic granite igneous / mylonitic foliation. These features are interpreted as indicators of contemporaneity between the injection structures and the crystallization of the porphyritic granite.



**Figure 3.** a) General aspect of QIG monzogranite variety igneous fabric. Igneous relations are evidenced in preserved, partly dismembered, mafic synplutonic dyke. b) Stretched K-feldspar phenocrysts mark the main igneous/mylonitic foliation, with local development of C'-planes (indicated). c) Fine-grained gray granite intrusion drags the gently-dipping foliation. d) Diorite tabular intrusions in the porphyritic granite crosscut by pegmatite veins. The diffuse contacts suggest their contemporaneity. e) Mutual intrusive relations of diorite and aplite pegmatite injections in the porphyritic granite; notice diffuse contacts between diorite and porphyritic granite. f) High-strain zone (yellow arrow) in contact with the porphyritic granite (red arrow). A pegmatite vein crosscuts the porphyritic granite.

A mesoscale fold in the central-western part of the outcrop is highlighted by diorite injections concordant to the foliation. Leucogranite and pegmatite bodies

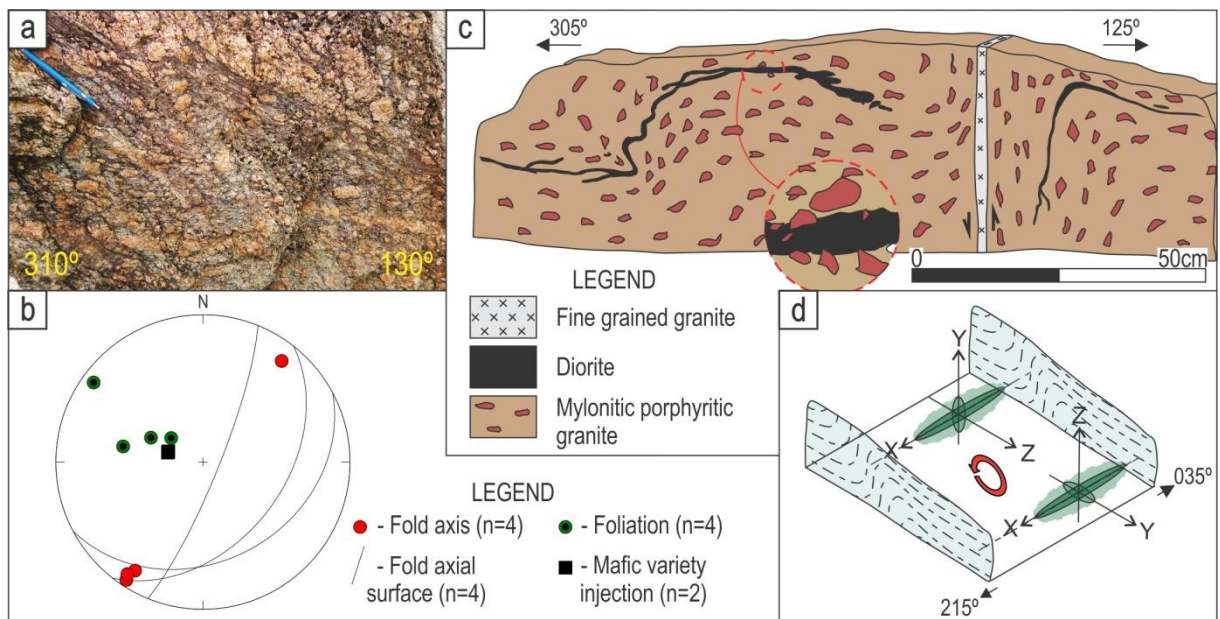
crosscut the porphyritic granite and diorite along the axial surface. The relationship between the injections suggests that the aplite and pegmatite injections are contemporary with the main folding.



**Figure 4.** Structural map of the studied area with the spatial distribution of foliation, injections and stereographic plots of foliation, lineation, injections, fold axial surface and axis (equal area projection, lower hemisphere).

Several NW-striking sections expose the presence of asymmetrical folds (Figure 5a) marked by the gradual variation of the foliation and concordant diorite injections. Folds verge towards the NW and their axes are either subhorizontal or have shallow plunges to NNE, as shown on the stereograms of Figure 4 and 5b. The folded gently-dipping injections have interfingering contacts with the porphyritic granite, just as the ones emplaced parallel to the axial surface. This feature puts in evidence the close time relationship between deformation, crystallization of the porphyritic granite and the gently- and steeply-dipping injections. In fact, the coeval

generation of both gently- and steeply-dipping structures points to the rotation of the finite-strain ellipsoid about the X-axis, parallel to the stretch axis (Figure 5d).

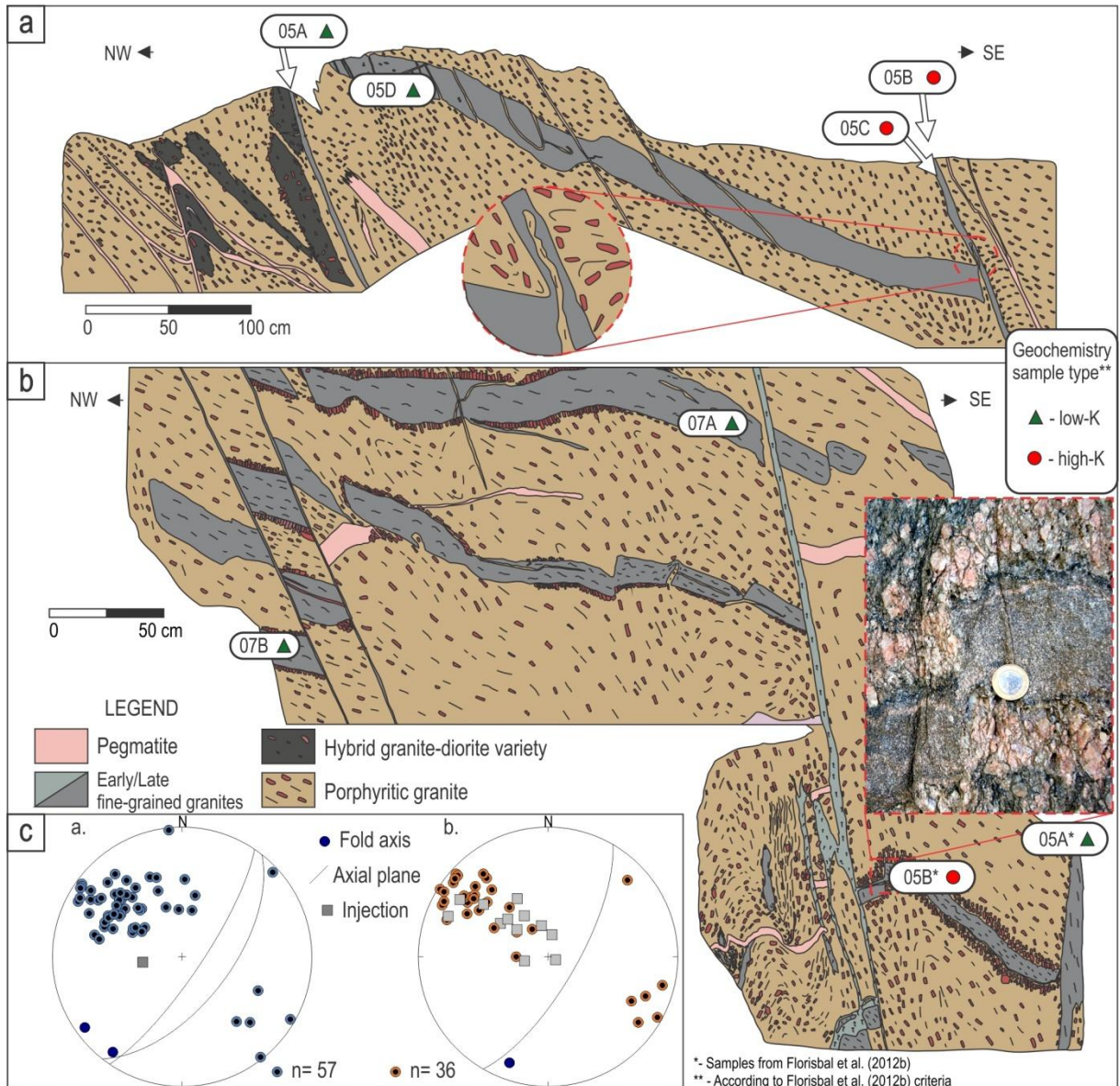


**Figure 5.** a) Asymmetrical folds with sub-horizontal axis and NW vergence affecting the magmatic foliation defined by shape-preferred orientation of K-feldspars. b) Stereographic projection of foliation, injections, fold axial surface and axis of the asymmetrical folds (equal area projection, lower hemisphere). c) Profile-plane view of NW-verging asymmetrical folds affecting foliation and mafic sheets. Fine-grained gray granite intrusive in the porphyritic granite subparallel to the axial surface, and dragging of the mylonitic foliation. In detail, diorite injection carrying feldspar porphyroclasts. d) Sketch representing the rotation of the QIG foliation. The QIG finite strain ellipsoid rotates about the X-axis, parallel to the stretch axis.

The fine-grained granitic bodies are strongly controlled by the regional deformation. They are dominantly emplaced as subhorizontal to subvertical, sheet-like bodies, usually concordant to the local foliation. Their internal foliation mostly follows the intrusion shape. However, it is common to find local folding affecting only the host rock, which causes variations in the magmatic foliation dip angle, and eventually leads to discordance between the injections and the *bmz* foliation (Figure 6). These features point to rheological differences between the two magma mushes during deformation. Delicate apophyses of QIG intrude the *fgg* (Figure 6a, inset) and attest to the QIG magma mobility at the time the *fgg* intrudes the mush. Flat lying *fgg* are locally affected by steeply-dipping brittle-ductile zones. The gently-dipping intrusions are partially surrounded by cm-thick pegmatite haloes (Figure 6b, inset). Some authors accept that these features can be generated by the increase of H<sub>2</sub>O content in the residue as the fine-grained granite crystallizes, followed by segregation of the residual melt by gas-driven filter pressing (Sisson and Bacon 1999).

Despite the significant structural control of the *fgg* emplacement, there are slight variations in terms of fabric and composition for the granites emplaced along flat-lying or steeply-dipping structures. They are fine- to locally medium-grained, and occasionally microporphyritic. It is common to find cm-sized phenocrystals

mechanically ripped from the *bmz* mush. The colour index  $M'$  varies from 5 to slightly above 10. Distinctly, one of these veins is a cm-thick *fgg* body of leucogranite with  $M'$  below 5. This sheet is emplaced along a brittle-ductile zone that crosscuts and detaches the flat-lying fine-grained granite and is interpreted as the latest magma of the system. After the geochemical analyses, detailed in the next sections, and following the criteria of Florisbal et al. (2012b) the samples were classified in LK and HK as it is displayed in Figure 6.



**Figure 6.** a) Localization, structural control and classification of *fgg* samples in cross-section. Inset: Flat-lying body of *fgg* which fills the space generated by sub-vertical high-strain zone. b) Localization, structural control and classification of *fgg* samples in cross-section. Inset: Flat lying *fgg* affected by ductile-brittle faults and surrounded by pegmatite haloes. c) Stereographic plots of foliation, folds and veins for both Figure 6a and 6b. Equal area projection, lower hemisphere.

## ***Petrographic and microstructural aspects***

### *Porphyritic granite*

The porphyritic *bmz* generally shows preserved igneous quartz-feldspathic matrix with about 1 mm grain size. Quartz in matrix commonly shows chessboard pattern (Kruhl 1996) and partial recrystallization by sub-grain rotation (SGR), also locally found in feldspars (Figure 7a), which produces a fine-grained granoblastic texture with average 0.4 mm size grains. Porphyroclasts may reach up to 4 cm in length and commonly have tartan twinning.

Fractures are local and little expressive, restricted to some phenocrysts. Some of the discontinuities are filled with recrystallized material, either from the matrix or from the phenocrysts (Figure 7a). These sutures by liquid material indicate that the breaking of crystals has happened under temperatures above the solidus.

Deformation-induced myrmekites occur at the borders of some K-feldspar phenocrysts. According to Simpson (1985) and Simpson and Wintsch (1989), these structures are generated at high temperatures (analogous to regime 3 of Hirth and Tullis 1992). Flame perthites are developed from grain borders towards the center of the feldspar grains (Figure 7b). Intracrystalline deformation is locally marked by kink folds over perthite lamellae and twin planes. Porphyroclastic allanite occurs in recrystallized biotite tails at pressure shadow zones (Figure 7c). About 1 mm-long, subhedral igneous crystals of biotite resist surrounded by recrystallized mica. According to Bell (1998), biotite recrystallization by GBM may occur at medium-to high-grade conditions. Some concordant quartz-feldspathic layers are ca. 300  $\mu\text{m}$  thick and have coarse granoblastic texture, with no intracrystalline deformation. This feature is interpreted as generated by annealing under high temperatures.

The diorite sheets that intrude the porphyritic granite often promote disintegration of felsic fragments ripped from the monzogranite. Bulging recrystallization in diorite plagioclase indicates that deformation occurred during or after the injection at temperatures over 450°C (Gates and Glover 1989; Tullis and Yund 1991).

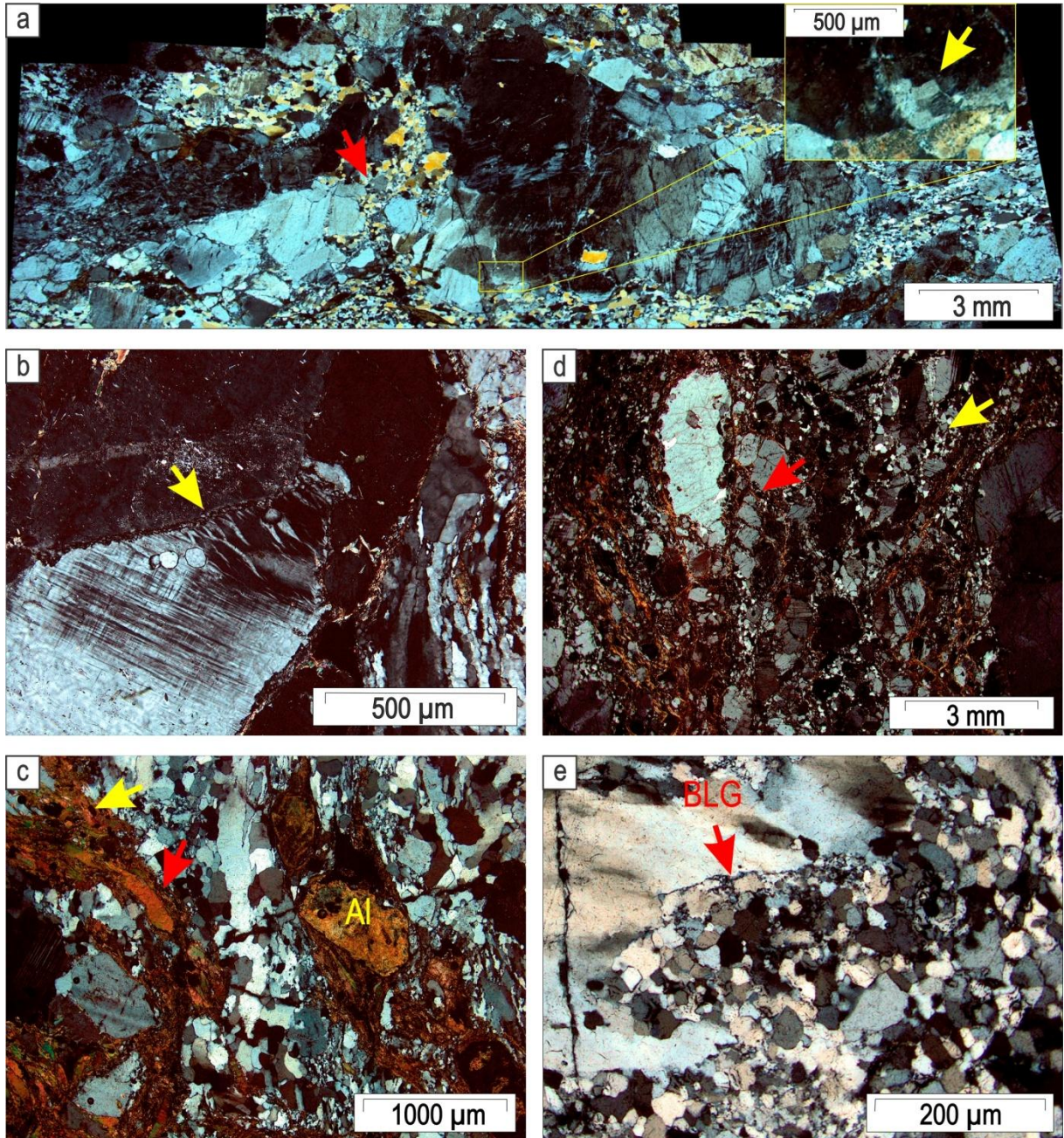
### *Porphyritic granite at high strain zone*

The *bmz* restricted to the 40-cm narrow high-strain zone is also porphyroclastic, but its recrystallized matrix is finer-grained, with about 0.2 mm grain size. Feldspar porphyroclasts are maximum 1 cm length, i.e., much smaller than average for the porphyritic granite (e.g. Figure 7a). Partial recrystallization is common and generates sutured granoblastic texture domains among subhedral feldspar phenocrysts. The foliation is well-developed and marked by the interleaving of biotite-rich levels, recrystallized matrix and feldspar phenocrysts (Figure 7d).

Phenocrysts have abundant fractures, sometimes presenting bookshelf microstructure in K-feldspars (Fig. 7d). The fractures are commonly filled by matrix quartz, feldspar and biotite. This feature points to the percolation of the matrix in the



fractures at suprasolidus conditions. Some phenocryst pieces are rotated to different senses about the same axis, generating local dilatant sites. In this case, empty spaces are filled by fragments of phenocrysts and recrystallized quartz-feldspar matrix. Just as in the regular *bmz*, some levels of recovered quartz are found, but are less common.



**Figure 7.** Microstructures of the porphyritic granite. a) Fractured, stretched K-feldspar porphyroclast with undulose extinction and subgrains (in detail, indicated by the yellow arrow) surrounded by partially recrystallized quartz-feldspar matrix. The red arrow indicates percolation by the quartz-feldspar matrix through a fracture of the porphyroclast. b) Flame perthites growing from the boundary of K-feldspar phenocryst. c) Porphyroclastic allanite (Al) with biotite growing in pressure shadows. Occurrence of subhedral igneous biotite (red arrow) and recrystallized biotite (yellow arrow). d) General aspect of the *bmz* in high strain rate zones with foliation marked by the interleaving of biotite-rich and quartz-feldspathic, porphyroclastic bands. Domains of granoblastic texture are pointed (yellow). Book-shelf microstructure in K-feldspar indicating dextral movement is highlighted by the red arrow. e) Quartz grain with undulose extinction surrounded by SGR recrystallized matrix and BLG.

chessboard subgrain pattern quartz. These structures are overprinted by bulging (BLG) recrystallization.

Feldspar phenocrysts have discrete subgrain rotation recrystallization. Although subgrains can be easily found, recrystallization is restricted to crystal borders. Flame perthites grow abundantly from the surface of fractures towards the center of the grains. The perthite growing must have happened after the breaking of the crystals. Thus, that fracturing may have happened at 600°-550°C (Pryer 1993), around the solvus temperature.

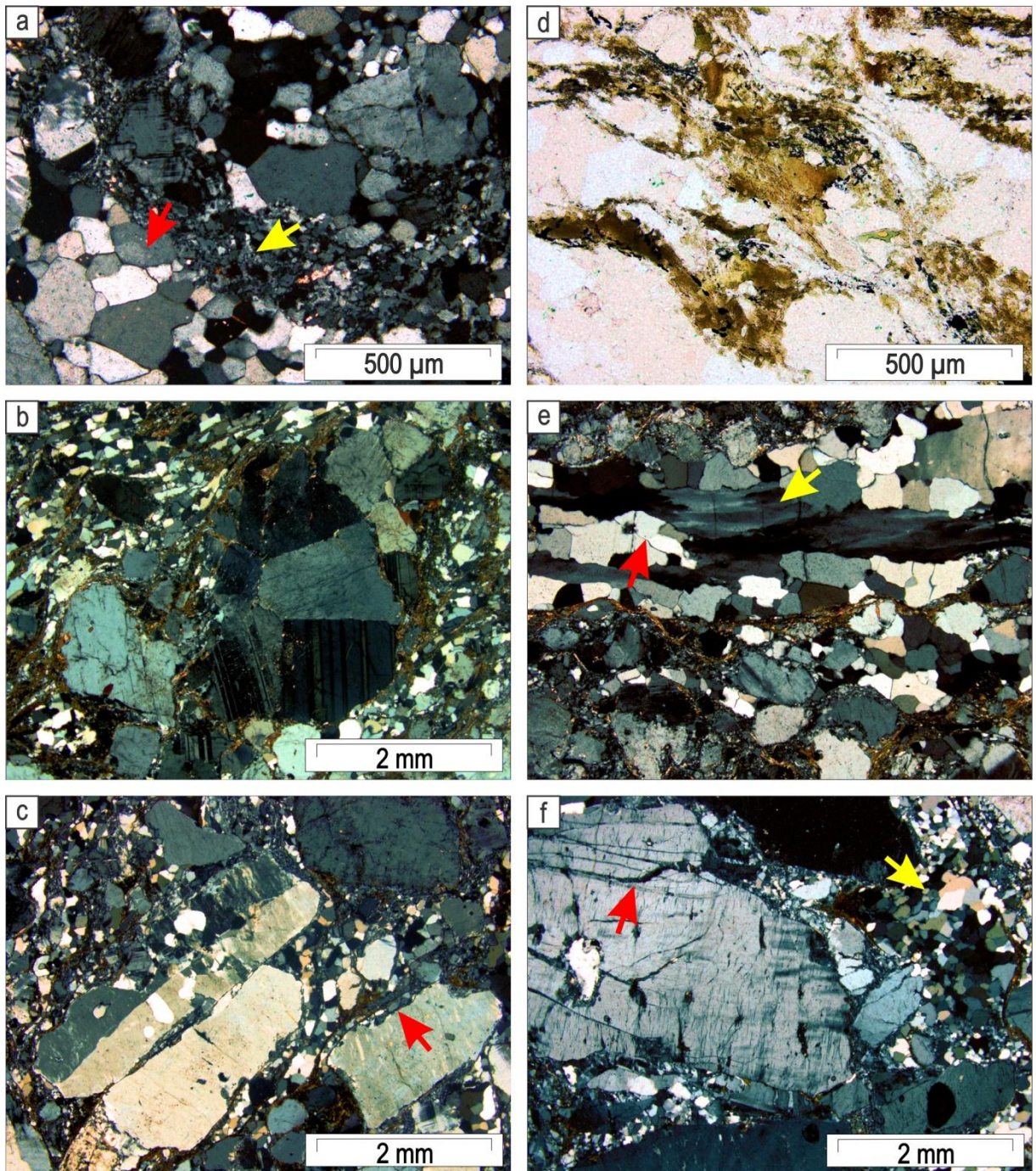
Kinematic indicators are mostly comprised of phenocryst recrystallization tails and pressure shadow zones where biotite grows. They indicate mostly dextral sense of shearing. Quartz ribbons with undulose extinction, some chessboard subgrain pattern and SGR occur in the matrix. In these ribbons, SGR quartz has well-preserved bulging recrystallization (Figure 7e), pointing to low temperatures (regime 1 of Hirth and Tullis 1992; Stipp *et al.* 2002) overprinting regime 2 (Hirth and Tullis 1992) features. The lack of evidence for a significant low-T event in the region leads to the interpretation of bulging recrystallization as a result of deformation during cooling of the granite. In fact, deformation may persist until at least 300°C (Stipp *et al.* 2002).

#### *Fine-grained granites*

The fine-grained granites are foliated biotite syenogranites. Biotite is the only mafic phase, locally with secondary, fine-grained white mica. Plagioclase An content ranges from 20 to 25%. The foliation is marked by the interleaving of layers of biotite (with ca. 30 µm), fine recrystallized quartz-feldspatic matrix and coarser granoblastic quartz layers with about 250 µm (Figure 8a). The microporphyritic varieties generally have phenocrysts with matrix-filled fractures. It is common to find phenocrysts with reacting features. Some of the phenocrysts are glomeroporphyritic (Figure 8b). Recrystallization of K-feldspar phenocrysts (Figure 8c) is not common, but suggests deformation temperatures analogous to high-grade (above 600°C, according to Kruse and Stünitz 1999).

Biotite grains (Figure 8d) are predominantly brown, although a few green grains are found. The grains are partially recrystallized, suggesting deformation temperatures of ca. 450°C (Bell 1998). Allanite is restricted to the biotite-rich levels. Quartz grains with undulose extinction and/or subgrains are overprinted by static high-temperature recrystallization (Figure 8e). The opposite was not observed, which is taken as evidence that the annealing postdates the deformation registered by the granites.

The leucogranite, when compared to other *fgg*, has a higher volume of angular, fractured K-feldspar phenocrysts, with fractures filled by quartz-feldspar recrystallized material (Figure 5d). The habit of these phenocrysts suggests that they came from the breaking and assimilation of the host rock in brittle-ductile- conditions.



**Figure 8.** Microstructures observed in fine-grained granites that intrude the Quatro Ilhas Granitoids. a) General aspect of the fine-grained granite, showing the contrast between the recrystallized (yellow) and recovered (red) portion of the quartz-feldspatic matrix. b) Phenocryst composed of a K-feldspar grain aggregate surrounded by quartz, feldspar and biotite. c) K-feldspar phenocrysts with corrugate edges. SGR recrystallization in feldspar border is indicated. The matrix is partially recovered. d) Partially recrystallized biotite oriented parallel to quartz stretching, highlighting foliation. e) Stretched quartz grain with undulose extinction and subgrains (yellow). Quartz grains show partial annealing. Interleaving of biotite, recrystallized and recovered quartz is highlighted (red). f) Fractured K-Feldspar phenocryst with sharp or angular edges. Fractures are filled by fine, recrystallized matrix material (red). and partially recovered (yellow).

### ***Geochemistry of major, trace and rare earth elements***

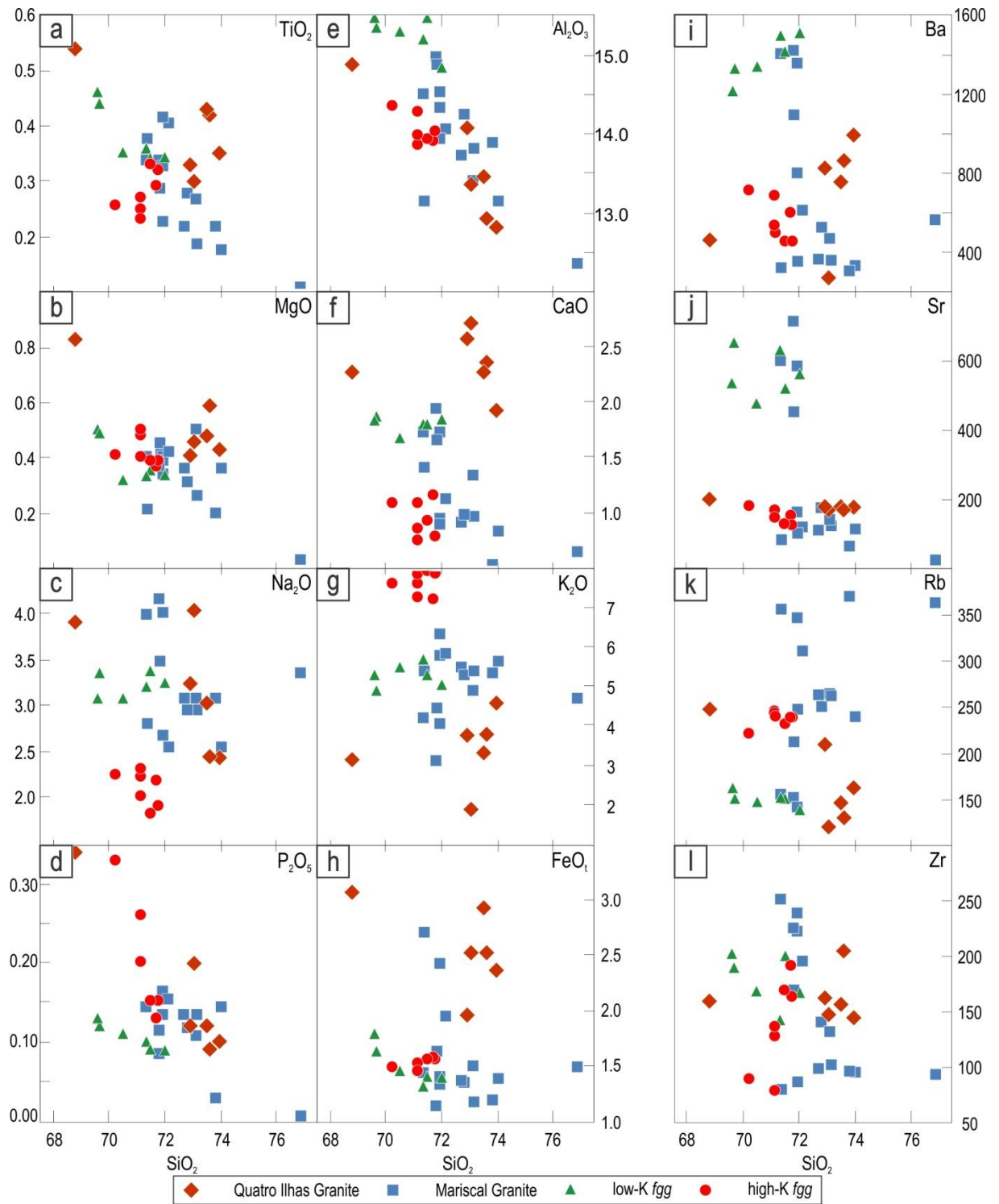
Major and trace elements of the *fgg* are put together with the QIG *bmz* and MG whole-rock geochemical data (Table 1) in order to investigate their relations. When compared to the other granites, the *fgg* are characterized by lower SiO<sub>2</sub> values, ranging from 69 to 72 wt.%. Two groups of *fgg* samples are distinguished based on their Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O values: the first has about 3.3 wt.% Na<sub>2</sub>O and 5 wt.% K<sub>2</sub>O, as compared to about 2 and 7 wt.%, respectively, in the second group. These groups are broadly equivalent to the low-(LK) and high-K (HK) varieties in the classification of Florisbal *et al.* (2012b).

In the major elements versus silica diagram (Figure 9), the relatively small SiO<sub>2</sub> range does not allow the recognition of any significant differentiation pattern between the studied granites. The LK have higher Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content and similar CaO and alkali values as the MG and the QIG, but the HK samples plot as a separate cluster (Figure 9d, e, f) and show relatively higher P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> values. Ba, Sr and Rb contents for the LK are similar to the ones found in the less differentiated varieties of the MG, although an evolutionary trend between them cannot be strictly defined.

In the A/NK vs A/CNK diagram (Shand 1943), samples plot in the peraluminous field, with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) values dominantly varying from 1.0 to 1.2, with a few QIG samples at the limit with the metaluminous field (Figure 10a). On the TAS diagram (Figure 10b, modified from Middlemost 1994), all the samples plot in the granite field, and HK samples show higher alkali contents, like A-type rocks. The criteria of Dall'Agnol and Oliveira (2007) was applied in order to discriminate A-type from calc-alkaline granitoids (Figure 10c), and all QIG samples plot in the oxidized A-type field. The MG samples spread from the calc-alkaline field through the oxidized one, with two samples within the reduced A-type field. The LK and HK samples plot at the limit between A-type and calc-alkaline fields.

The diagram proposed by Pearce *et al.* (1984) and Pearce (1996) to suggest the tectonic environment of granitoids based on Rb, Nb and Y contents shows that most of the QIG and MG samples plot in the field of post-collisional granitoids, whereas the HK samples plot at the limit of post- and syn-collisional field, whilst most of LK samples plot within the latter.

Zircon saturation temperatures were obtained using the model of zircon solubility proposed by Watson and Harrison (1983) and are shown in Figure 10e. The temperatures range from about 720 to 800°C for LK, 770 to 810°C for HK and QIG, and 720 to 820°C for MG. The less differentiated MG samples with high Zr, TiO<sub>2</sub>, Sr and Ba contents suggest temperatures of zircon saturation of about 820°C, whilst for most QIG samples, temperatures are about 780°C. In spite of the large range of Zr contents in the *fgg* samples, it is probable that the LK magmas were of lower temperatures than the HK ones. Except for samples that represent highly differentiated liquids, with Zr < 110 ppm, temperatures of all magmas were probably over 760°C, which indicates that all magmas were of hot granites, as discussed by Miller *et al.* (2003).

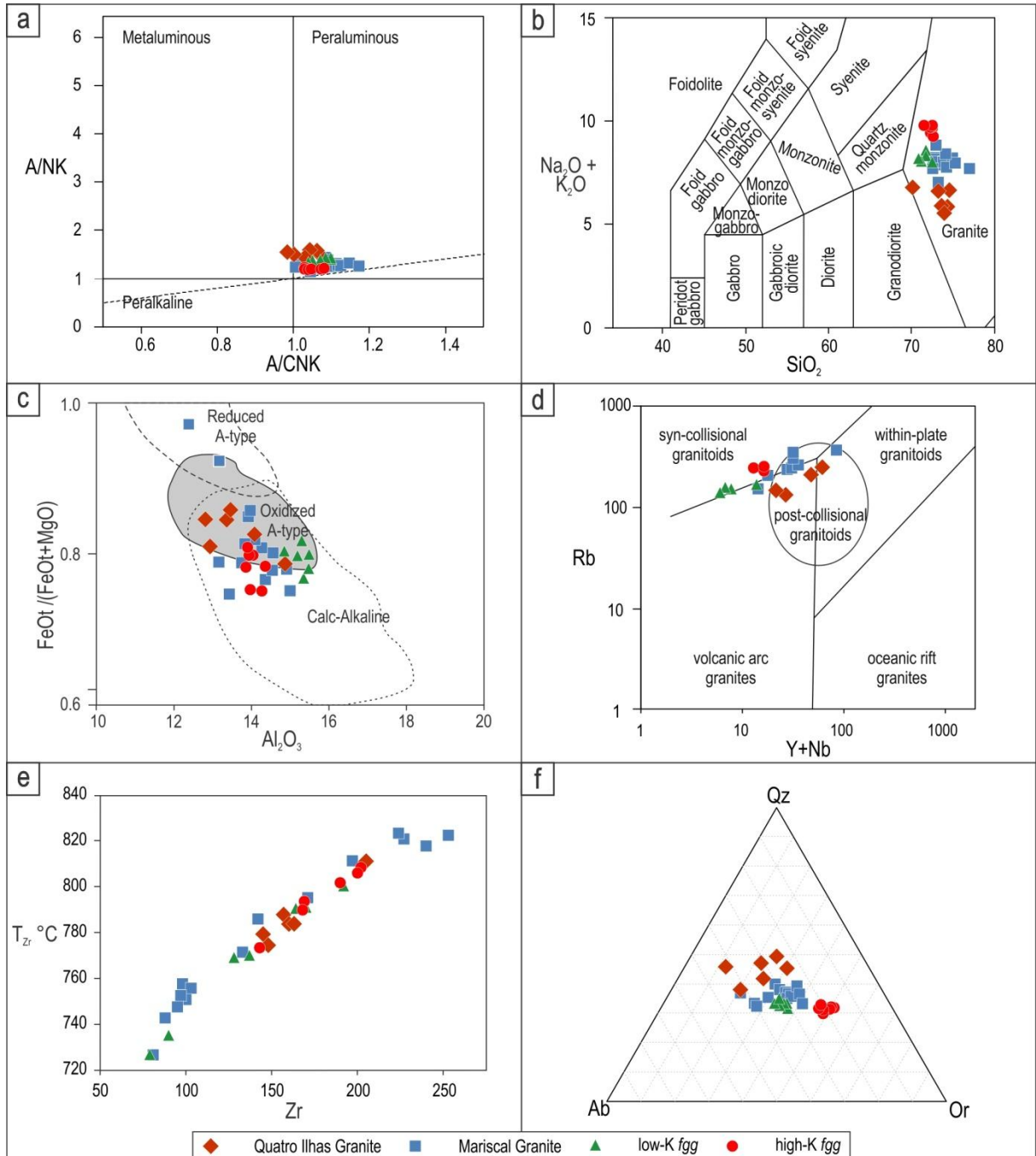


**Figure 9.** Variation diagrams of major and trace elements against  $\text{SiO}_2$  showing no significant differentiation patterns for the studied granitic rocks. a)  $\text{TiO}_2$ , b)  $\text{MgO}$ , c)  $\text{Na}_2\text{O}$ , d)  $\text{P}_2\text{O}_5$ , e)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , f)  $\text{CaO}$ , g)  $\text{K}_2\text{O}$ , h)  $\text{FeO}_t$ , i) Ba, j) Sr, k) Rb, l) Zr. Notice the absence of significant differentiation pattern for major elements and the grouping of less differentiate Mariscal Granite and low-K fgg samples for Ba and Sr. Oxides in wt%, trace elements in ppm.



Sample	PH 05A	PH 05B	PH 05C	PH 07A	PH 07B
unit	fgg	fgg	fgg	fgg	fgg
SiO2	71.36	71.15	70.22	70.52	72.03
Al2O3	0.358	0.231	0.254	0.351	0.343
FeOt	15.19	13.86	14.36	15.3	14.85
MnO	1.45	1.6	1.65	1.6	1.55
MgO	0.023	0.021	0.02	0.026	0.024
CaO	0.33	0.4	0.41	0.32	0.34
Na2O	1.79	0.86	1.08	1.66	1.84
K2O	3.19	2	2.25	3.06	3.25
TiO2	5.66	7.84	7.58	5.44	5.03
P2O5	0.1	0.26	0.33	0.11	0.09
L.O.I	0.56	0.53	0.68	0.9	0.58
Total	100	98.75	98.84	99.27	99.94
# fe	0.81460674	0.8	0.80097087	0.83333333	0.82010582
Ba	1496	683	713	1339	1513
Rb	152	243	221	148	139
Sr	632	171	181	478	565
Zr	143	79	90	169	168
Cs	2.8	6.7	2.9	3.3	2.8
Ga	25	17	17	21	23
Ta	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2
Hf	3.7	2	2	3.9	3.8
Nb	3	5	5	3	2
Y	4	8	12	5	4
Th	7.6	15.4	15.4	5.1	5.3
U	2.8	3.8	2.9	0.9	0.6
V	25	8	10	21	21
Co	3	2	3	2	3
Cr	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	<20	<20	<20	<20	<20
La	12.2	29.8	37.5	18.4	15.4
Ce	25.8	65.6	81.8	30.5	24.8
Nd	8.3	27.7	34.3	11.9	12.6
Sm	1.7	6.1	7.4	1.9	2
Eu	0.56	0.97	1.17	0.81	0.98
Gd	0.6	4.3	5.1	0.9	0.7
Tb	0.1	0.5	0.7	0.2	0.1
Dy	0.7	2.2	3	1	0.7
Ho	0.1	0.3	0.5	0.2	0.1
Er	0.3	0.7	1.1	0.4	0.3
Yb	0.3	0.6	0.8	0.3	0.2
Lu	0.05	0.09	0.13	0.04	0.04
Zn	60	40	50	40	50
Pr	2.43	7.43	9.13	3.83	3.5
Tm	0.05	0.09	0.13	<0.05	<0.05
Sc	1	2	3	3	1
Be	4	1	1	6	4
Cu	<10	<10	<10	<10	<10
Ge	<1	1	<1	1	1
As	<5	<5	<5	<5	<5
Mo	<2	<2	<2	<2	<2
Ag	0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Sn	1	3	3	2	2
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
W	2	2	2	2	3
Tl	0.6	1.1	1	0.7	0.6
Pb	31	48	49	44	41
Bi	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4

Mesonorm calculation (Kosinowsk 1982) was used to plot the studied samples on the Ab-Or-Qz diagram (Figure 10f). QIG and *fgg* samples plot as three different, well-defined clusters. QIG is relatively rich in Ab and Qz when compared with the other granites, LK samples have balanced compositions and the HK are significantly enriched in Or, whilst the MG distribution is widespread in between the clusters.

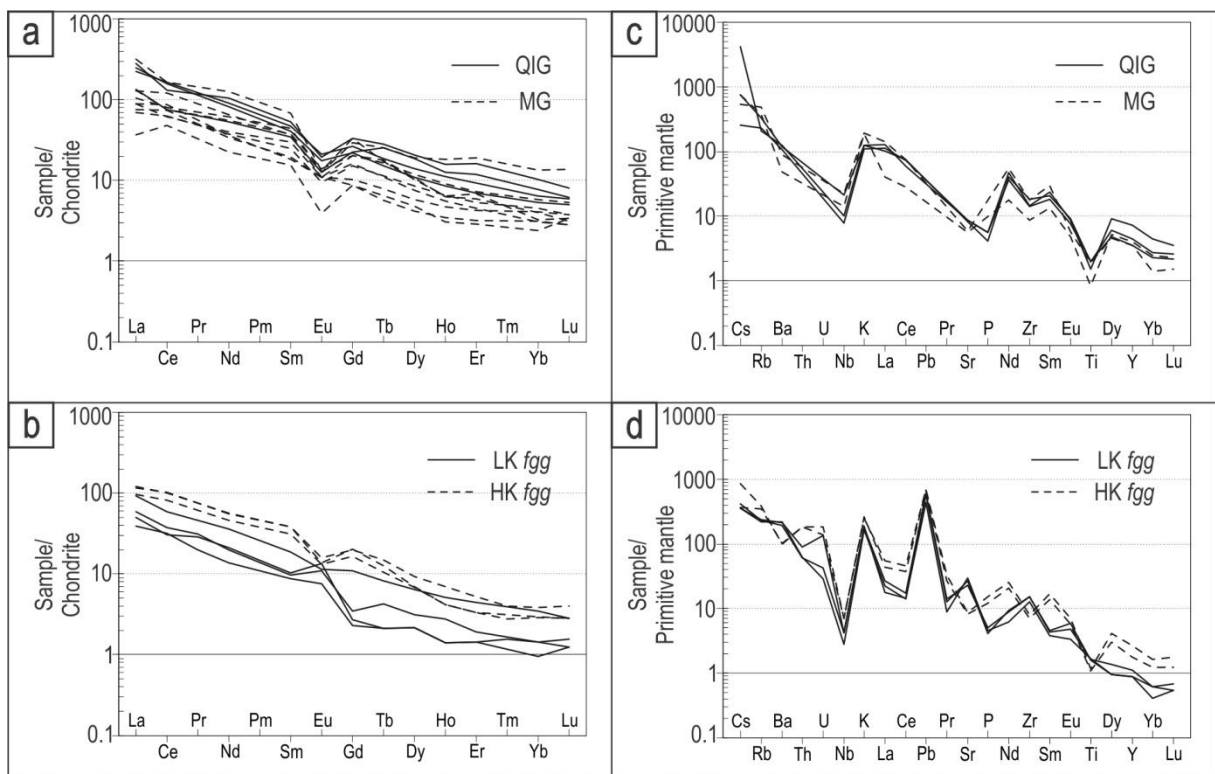


**Figure 10.** a) A/NK vs A/CNK diagram (Shand 1947) showing the slightly peraluminous character of the studied granitic rocks. b) Studied rocks on the TAS diagram. SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O and Na<sub>2</sub>O are in wt. %. c) FeOt / (FeOt + MgO) vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt. %) diagram for QIG, MG and *fgg* samples compared to the composition of reduced, oxidized A-type granites and calc-alkaline granites (Dall'Agnol and Oliveira



2007). d) QIG, MG and fgg samples plotted in the discriminant diagram of Pearce (1996), indicating sources of the studied granitoids as related to post-collisional settings. e)  $T_{Zr}$ °C vs Zr (ppm) diagram for the studied granites. f) Ab-Or-Qz diagram. Notice that HK and LK samples plot in separated clusters, apart from QIG and MG.

The distribution of REE contents normalized to chondrite (Boynton 1984) is marked by similar patterns for the QIG, the MG and the HK fine-grained granites (Figure 11a, b). All samples show a slight enrichment of LREE relative to HREE (La/Lu<sub>N</sub> ~20). The contents of Ce in the QIG and HK are around 100 times higher than those of chondrites, and in the MG and LK they reach up to 80. Small negative Eu anomalies are observed in the QIG, MG and HK, whereas LK shows irregular patterns, with slight positive anomalies. When normalized to primitive mantle, the samples show similar patterns, which probably reflect a similarity of sources and processes for melting. The LK and HK samples are more depleted in the represented elements when compared to the QIG and MG, and differ from each other by variations of Ba, Sr, P, Eu and Zr contents.



**Figure 11.** Chondrite-normalized spidergrams (Boynton 1984). a) Quatro Ilhas Granitoids (QIG) and Mariscal Granite (MG). b) low-K (LK *fgg*) and high-K (HK *fgg*) fine grained granites. Spidergrams normalized by primitive mantle (Sun and McDonough 1989). c) Quatro Ilhas Granitoids (QIG) and Mariscal Granite (MG). d) low-K (LK *fgg*) and high-K (HK *fgg*) fine grained granites.

## Discussion

### *Mesoscale features*

The diorite, aplite, pegmatite and *fgg* tabular bodies of diffuse, hot contacts (e.g. Figure 3) are roughly coeval with the porphyritic granite, and mark synmagmatic deformation. Most of the injections register the same foliation and stretching lineation as the main granite. In the study area, simple shear predominates as registered by

the low-rake stretching lineation, whereas pure shear is registered only in the asymmetric folding with sub-vertical, NE-striking axial surfaces that deformed the magma mush.

The *fgg* are usually positioned along the foliation or fold axial surfaces, suggesting that the folding of an incipient mylonitic foliation occurred during the emplacement of the *fgg*. Therefore, the development of NW-verging folds marks shortening with NW extrusion and may have occurred simultaneously to the mylonitization. Strike-slip mylonitic high strain zones develop concordant to fold limbs, leading the relation between the gently- and steeply-dipping foliation to be interpreted as progressive.

These obtained structural data configure transpression, in the sense of, among others, Sanderson and Marchini (1984) and Robin and Cruden (1994), contemporaneously with different pulses of magma emplacement along the MGSZ. Although some authors attribute the flat lying structures to the convergence that precedes the collision (e.g. Passarelli *et al.* 2010; Hueck *et al.* 2018), in the QIG they mark the evolution of only one deformational event, which may culminate with strike-slip displacement at ca. 611 Ma (Peruchi 2019).

### ***Petrographic and microstructural aspects***

High temperature solid-state deformation (at least ca. 600°C) is recorded on the *bmz* and on the *fgg* by the the generation and/or recrystallization of biotite (e.g. Figure 7c) in pressure shadows, chessboard pattern subgrains in quartz (e.g. Figure 8e), and the occurrence of myrmecites and local SGR recrystallization in phenocryst tails. Deformation progresses under decreasing temperature path as attested by preserved flame perthites (formed around solvus temperature) and bulging recrystallization (as lower than 300°C) formed over higher temperature structures. This data is coherent for syntectonic granitoids that starts to be deformed from around solidus temperatures till the end of its cooling path.

Although lower-T deformation features are registered (e.g. bulging recrystallization), the brittle deformation seen in the feldspars cannot occur at low temperatures, since flame perthites growing from fractures suggest that the fracturing occurs at 550°C at least (Pryer 1993; Pryer and Robin 1996). Local dynamic recrystallization of K-feldspars and magmatic percolation within the fractures point to even higher temperatures (Pryer 1993, Altenberger and Wilhelm, 2000). Thus, fracturing is more likely to have occurred due to high strain rates.

The microstructural features indicate that the *bmz* was in the same range of T conditions in and out the high strain-rate zone. Microstructures of the *fgg* register similar, though slightly higher deformation temperatures when compared to the *bmz*. Therefore, the textural contrast between the two varieties of the porphyritic granite (Figure 3d) is likely due to differences in strain-rates rather than temperature conditions. A mesoscale feature analogue to K-feldspar fracturing under high strain-rates, followed by magmatic liquid infilling of the fractures, is observed at the narrow high strain zones of comminution and breaking of porphyritic granite (Figure 5). The

result is sub-vertical structures parallel to the axial surface of folds that control aplite and pegmatite veins and may have controlled the *fgg* emplacement under brittle-ductile conditions.

### **Geochemistry**

MG, QIG and *fgg* granitoids show high contents of SiO<sub>2</sub>, in general above 70 wt.%, which makes their classification from a geochemical viewpoint a difficult task. Florisbal *et al.* (2012b) compared QIG to KCG-type granites after Barbarin (1999), highlighting its higher CaO and FeO<sub>t</sub> contents. QIG was considered by those authors as derived from a medium- to high-K tholeiitic magma with strong crustal melt assimilation, whilst the MG and *fgg* would represent crustal melts comparable to the MPG type (Barbarin 1999). The *fgg* samples, however, do not show significant amount of primary muscovite.

Major element compositions indicate the occurrence of two groups of *fgg*, the high- and low-K groups, as discussed by Florisbal *et al.* (2012b). These two groups differ from GQI and MG by slightly lower SiO<sub>2</sub> contents and by K<sub>2</sub>O and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> characteristic values. Florisbal *et al.* (2012b), based on isotope data, present Sm-Nd TDM ages of ca. 1.5 Ga to group the low-K *fgg* with the QIG and with the low-K MG, whilst the high-K *fgg* and the high-K MG have ages of ca. 2.2 Ga. Although the authors recognize that 'these values are unlikely to yield reliable approaches to crustal residence of the protoliths', they suggest that the two varieties of *fgg* derive from different sources.

Miller *et al.* (2003) point out that inherited zircons are considerably less abundant in granites with higher T<sub>Zr</sub>. They conclude that the cold (mean 766°C) and hot (mean 837°C) granites are generated through different processes. Cold granites probably require some water influx since its temperatures are too low for the breaking of hydrous phases. On the other hand, hot granites are possible to be generated by dehydration melting. The obtained T<sub>Zr</sub> for the QIG, MG and *fgg* show that few samples of the LK are cold granites, with crystallization temperatures around 750 to 780°C, whilst most part of the LK, the HK and the QIG have higher temperatures, around 780 to 800°C, and can be classified as hot granites. MG samples range from cold to hot granites.

The LK contents of Ba, Sr and Zr, similarly to the MG, are higher than the HK ones. Since the LK are colder granites, it is likely that these rocks contain distinguished amount of restite material, peritectic phases and/or xenoliths added to the crustal melt. If this is the case, the original crustal melt composition has the lower Ba, Sr and Zr contents, and enriches these elements as it assimilates the restite. Assimilation of plagioclase can produce the positive Eu-anomaly observed in Figure 11b, whilst the negative one observed for the HKs points to another differentiation process, with plagioclase fractionation.

HK granites show features that resemble A-type granitoids, as defined by Whalen *et al.* (1987) and Nardi and Bitencourt (2009). A-type granites were originally defined as relatively anhydrous rocks, of reduced character, typical of anorogenic

environments. However, authors such as Dall'Agnol and Oliveira (2007) challenge these definitions, as they characterize the oxidized A-type granitoids, which may occur in orogenic environments and share some geochemical characteristics with subalkaline granites. *fgg* granites show  $\text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$  ratios lower than 0.9 that would not be expected in typical A-type granites (Nardi and Bitencourt 2009; Whalen *et al.* 1987), although they can be considered as oxidized A-type granitoids according to the criteria of Dall'Agnol and Oliveira (2007), who suggest that such A-type magmas are generated under oxidizing conditions and moderate water activity (over 4 wt.%) and are geochemically similar to the ones resulting from melting of calc-alkaline rocks with contributions of mafic components.

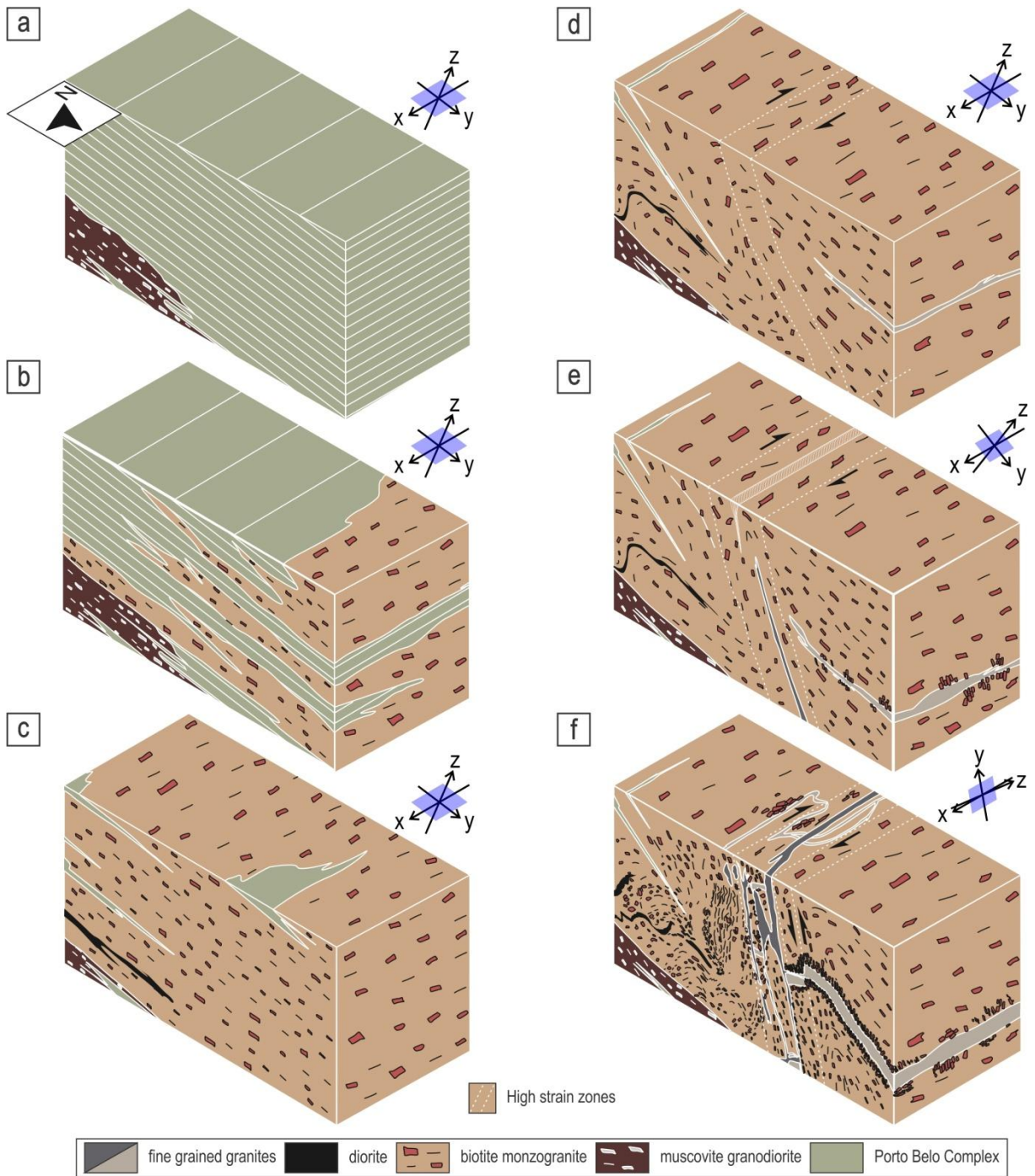
A-type granitoids have been found in association with tholeiitic mafic magma (e.g. Konopelko *et al.* 2007). Nardi and Bitencourt (2009) and Nardi (2016) claim that A-type granites can be originated from medium- to high-K tholeiitic magmas after fractional crystallization. The Eu negative anomaly found in HK suggests plagioclase fractionation. Furthermore, HK samples are relatively enriched in HFSE when compared to the LK. The HK samples, similarly to the A-type granites described by Nardi and Bitencourt (2009) in the Dom Feliciano Belt, have molar  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$  ratios lower than 0.9, and La/Nb values higher than 2, consistent with contamination of basic magmas by crustal melts.

Taking these aspects into consideration, the two sets of *fgg* samples observed in Figure 10f admit different interpretations. LK samples represent a minimum euhetic with the composition of a crustally-derived, lower-T magma, compositionally equivalent to low-K Mariscal Granite. The variation of Zr, as well as of Ba and Sr contents of this liquid may be related to different degrees of solid material or restite added to the melt, as suggested by disequilibrium features observed in feldspar phenocrysts (e.g. Figure 8c). This contamination by felsic material helps to explain the absence of muscovite in a peraluminous, crustally-derived granite.

The *fgg* bodies are strongly controlled by the MGSZ structures, just as the QIG and MG. Injections concordant with either flat-lying or steeply-dipping foliation, and it is not uncommon for a single intrusion to follow both sets of structures. The simultaneous emplacement of HK and LK magmas, taking advantage of both gently- and steeply dipping structures, is further evidence that contractional and strike-slip deformation represent a single transpressive tectonic event.

### ***QIG, the Major Gercino Shear Zone and the Dom Feliciano Belt***

From the obtained data, a model of syntectonic crystallization of QIG (Figure 12) is suggested as related to dextral inclined transpression with development of significant component of pure shear. During this first stage, porphyritic granites intrude the PBC. According to the geochronological data obtained by Florisbal *et al.* (2012a), the biotite granodiorite intrudes first, at ca. 625 Ma (Figure 12a), followed by the biotite monzogranite at ca. 615 Ma (Figure 12b). The occurrence of N-NE striking magmatic- to high-T solid-state deformed fabrics in the granites (e.g., Figure 3b)



**Figure 12.** Evolution of the Quatro Ilhas Granitoids magma chamber. a) Initial stage, with the first pulses of muscovite granodiorite and development of sub-horizontal foliation during dominance of inclined transpression. b) Intrusion of the biotite monzogranite along gently-dipping structures. High-T microstructures may have started to develop during this stage. c) New pulses of basic tholeiitic magmatism are emplaced in the system. d) Folding of the sub-horizontal foliation as deformation proceeds. Some magmatic activity, represented by the *fgg*, is controlled by folds and high-T structures such as deformation-induced myrmekites are generated at this stage. e) Development of strike-slip zones with steeply-dipping structures that control some of the magma ascent. High strain-rates within these zones control *fgg* magmatism. The fracturing of K-feldspars at suprasolidus conditions indicates high strain-rates. f) Final deformation stages with dominance of strike-slip structures throughout the QIG. Deformation persists until low temperatures.

suggests that the magmatism is contemporaneous with the deformation along the MGSZ. Associated mafic magmatism (Figure 12c) suggests mantle and crust, in part represented by felsic *fgg* intrusions, interacting within the system. Yet, the magmatic to high-T foliation is affected by asymmetric, NW-vergent folds with axis sub-parallel to the strike of the foliation (Figure 12d). The folds control the emplacement of some *fgg*, as well as aplites and pegmatites along their axial surfaces (Figure 12e). The interfingering between the parallel-to-axial-surface injections and the high-T magmatic foliation of the porphyritic granite implies that the folding has happened during the porphyritic granite crystallization. High-strain zones are often developed on the short limbs of asymmetrical folds as deformation progresses. Afterwards, dextral strike-slip dominated shearing takes place along the subvertical high-strain zones that control the emplacement of late *fgg* (Figure 12e, f). Deformation persists until low temperatures are attained, as shown by bulging recrystallization of quartz overprinting higher-T chessboard patterns. Eventually, sub vertical ductile-brittle fracture plans act as conduits for late-granite intrusions and aplite-pegmatite emplacement as deformation proceeds under decreasing temperature.

The Dom Feliciano granitic magmatism represented by the Aiguá, Pelotas and Florianópolis batholithic segments presents high-K subalkaline to alkaline magmatism (Bitencourt and Nardi 2000; Oyhançabal *et al.* 2007) interpreted as generated in post-collisional setting. Such magmatism is related to the relief of stresses from the previous collision along a set of shear zones, the Major Gercino Shear Zone among them. In this context, the mesoscale gently-dipping structures affecting the QIG may be related to thrust structures registered by the Porto Belo Complex basement, still active in the early post-collisional period. The thrust structures in the Porto Belo region are remaining from last stages of the oblique collision between the Rio de La Plata, Kahlahara and Congo cratons. Sub-horizontal NE- or SW- plunging lineation registers the dextral strike-slip shear that is typical of the MGSZ.

From the original transpression model suggested by Sanderson and Marchini (1984), some authors (e. g. Tikoff and Fossen 1993; Fossen *et al.* 1994) group transpression according to the dominance of each strain component. They suggest that pure shear-dominated transpression is considered as dominated by shortening, as opposed to simple shear-dominated transpression. When simple shear dominates, the strain ellipsoid X-axis is horizontal and deformation generates horizontal lineations, whereas Y and Z axes interchange as constriction progresses (Fossen *et al.* 1994). In the QIG rocks, this interchange can be seen as the foliation (XY) plan rotates around the fold axes parallel to the stretching (X).

Jones *et al.* (2004) developed a robust mathematical model for inclined transpression where the shear zone boundaries are non-vertical and the foliation strikes oblique to the deformation zone boundaries and the zone bounding blocks experience a component of relative vertical displacement. Yet, during inclined transpression both strike and dip of foliation will gradually rotate towards parallelism with the zone boundaries (Jones *et al.* 2004). The inclined transpression model contemplates the gently-dipping character of the MGSZ as developed from thrust

faults. The asymmetrical folds register relative vertical displacement coeval to shortening and strike-slip. The regular N55E strike of the mylonitic foliation observed within the shear zone may be the result of transposition by strike-slip shearing as deformation progresses. It is expected that the evolution of the MGSZ zone would lead to the sub-parallelism between the shear zone boundaries and the foliation (Fernandez and Díaz-Azpiroz, 2009).

Many of the granitoids emplaced along shear zones within the Dom Feliciano Belt share deformational features registered by the QIG. For instance, shallow-plunging lineations, either to NE- or SW, are recorded along all the DFB extension, e.g. by schists and granitoids affected by the Sierra Ballena Shear Zone (Oyhantçabal *et al.* 2010), and porphyritic granodiorites in the Dorsal de Canguçu Shear Zone (Fernandes and Koester 1999), among others. Transpression is registered in the Aiguá Batholith by granitoids with ages of ca. 630-600 Ma (Oyhantçabal *et al.* 2007, Oriolo *et al.* 2016), and in the eastern border of the Pelotas Batholith by the Arroio das Palmas Syenites around 640 Ma (De Toni *et al.* 2016b). As this data are put together, it becomes clear that the register of inclined transpression by the QIG in the MGSZ is an essential piece to set-up the northeastern end of the tectonic framework under which the Dom Feliciano Belt was built.

## Conclusions

The structural data registered by the Quatro Ilhas Granitoids restate the influence of the Major Gercino Shear Zone on the emplacement of granitic magmas. The field relations between diorite, *fgg* and aplite-pegmatite injections with the axial surface of folds imply that the injections are contemporaneous to the folding and to the porphyritic granite mush. Detailed structural analysis demonstrates that gently- and steeply-dipping foliations are progressive and not strictly related to transposition by diachronous mylonitization. The data fits the model of inclined transpression, suggesting that the shear zone was still under important contraction at the time of granite intrusion (ca. 615 Ma), marking the transition to strike-slip tectonics that becomes dominant at ca. 611 Ma.

Microstructures such as subgrain rotation recrystallization of quartz and feldspar grains of the QIG and *fgg* point to deformation at medium- to high-temperatures, over or near the solidus, locally under high strain-rates. Low-temperature recrystallization overprints these features as crystallization progresses in a tectonically active environment, in agreement with the QIG syntectonic character.

Geochemical features of HK and LK *fgg* granites can be explained by assuming that, like the QIG and MG magmas, they represent liquids evolved from a tholeiitic, medium to high-K tholeiitic magma, with assimilation of variable but large amounts of crustal melts, and different amounts of added solid material, such as restites, peritetic minerals and xenoliths.

**Acknowledgements**

We thank Prof. Dr. Sebastian Oriolo for the comments and suggestions on an early version of this manuscript which have significantly helped to improve it.

**Disclosure statement**

No potential conflict of interest was reported by the authors.

**Funding details**

This work was supported by the National Research Council (CNPq) under MSc Grant 133101/2017-7 and Productivity Grant 311486/2015-0.



## References

- Altenberger, U., and Wilhelm, S., 2000, Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway: *Tectonophysics*, v. 320, p. 107-121.
- Basei, M.A.S., 1985, O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. [Ph.D. thesis]: Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, 195 p.
- Basei M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin H., Harara O.M.M., Reis, Neto J.M., and Preciozzi F., 2000, The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa, *in* Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A., eds., *Tectonic evolution of South America: Rio de Janeiro, Revista geológica de Chile*, v. 27, no.2, p. 311–334.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., and Jacob, J., 2005, A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Gariep (Namibia/south Africa) orogenic belts - Evidence from a reconnaissance provenance study: *Precambrian Research*, v. 139, p. 195-221.
- Basei, M.A.S., Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., and Passarelli, C.R., 2011, Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, no. 4, p. 324-350.
- Bell, T.H., 1998, Recrystallization of biotite by subgrain rotation *in* Snoke, A., Tullis, J., Todd, V. R., eds., *Fault Related Rocks - a photographic atlas*: Princeton University Press, New Jersey, p. 272-273.
- Bitencourt, M.F., 1996, Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento [PhD Thesis]: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 p.
- Bitencourt, M.F., and Nardi, L.V.S., 2000, Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, no. 1, p. 186-189.
- Bitencourt, M. F., and Nardi, L. V. S., 2004, The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil: *Lithos*, v. 73, p. 1-19.

- Bitencourt, M.F., and Kruhl, J.H., 2000, Crustal-scale shearing, magmatism and the development of deformation structures: an example from Santa Catarina (Southern Brazil): *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, v. 1, p. 229-236.
- Bitencourt, M.F., Bongioiolo, E.M., Philipp, R.P., Morales, L.F.G., Rubert, R.R., Melo, C.L., and Luft Jr., J.L., 2008, Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC: *Pesquisas em Geociências*, v. 35, no. 1, p. 109-136.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., and Ferrag, S., 1998, Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings: *Lithos*, v. 45, p. 45–70.
- Bossi J., and Gaucher C., 2004, The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW Gondwana: *Gondwana Research*, v. 7, p. 661–674.
- Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, *in* Henderson, P., ed., *Rare-Earth Element Geochemistry*: Elsevier, pp. 63–114.
- Brown, M. and Rushmer, T., 1997, *Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*: London, Chapman & Hall, p. 111-144.
- Brown, M. and Solar, G.S., 1999, The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm: *Tectonophysics*, v. 312, p. 1–33.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., and Kawashita, K., 2012, Time Constraints on Magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for West Gondwana Reconstruction: *Gondwana Research*, v. 22, no. 1, p. 184-199.
- Cruz-Orosa, I., F. Sàbat, E. Ramos, L. Rivero, and Y. M. Vázquez-Taset, 2012, Structural evolution of the La Trocha fault zone: Oblique collision and strike-slip basins in the Cuban Orogen: *Tectonics*, v. 31, TC5001.
- Dall'Agnol, R., and Oliveira, D.C., 2007, Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites: *Lithos*, v. 93, p. 215-233.
- Dai, Y., Zhu, Y., Li, T., Zhang, H., Tang, G., and Shen, Z, 2017, A crustal source for ca. 165 Ma post-collisional granites related to mineralization in the Jianglang dome of the Songpan-Ganzi Orogen, eastern Tibetan Plateau: *Chemie der Erde*, v. 77, p. 573–586.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2016, Strain partitioning into dry and wet zones and the formation of Ca-rich myrmekite in syntectonic syenites: a case for melt-assisted dissolution-replacement creep under granulite facies conditions: *Journal of Structural Geology*, v. 91, p. 88-101.

- De Veslud, C.L.C, Alexandre, P., Ruffet, G. Cuney, M., and Cheilletz, A., 2013, A two-stage exhumation in Western French Massif Central: New geochronological evidences of syn-collisional extension: *Lithos*, vol. 175–176, p. 1-15.
- Ebert, H.D., and Hasui, Y., 1998, Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil, *in* Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., Dewey, J. E., eds, *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics: Geological Society, London, Special Publications*, v.135, p. 231-252.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., and Camozzato, E., 1995, Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, no. 4, p. 351-374.
- Fernandes, L.A.D., and Koester, E., 1999, The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil: *Journal of African Earth Sciences*, v. 290, no. 1, p. 3-24.
- Fernandez, Díaz-Azpiroz, 2009, Triclinic transpression zones with inclined extrusion: *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 1255-1269.
- Florisbal, L.M.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., and Heaman, L.M., 2012a, Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone: *Precambrian Research*, v. 216-219, p. 132-151.
- Florisbal, L.M.F., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., and Heaman, L.M., 2012b, Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal granites, southern Brazil: *Lithos*, v. 153, p. 53-71.
- Fossen, H., Tikoff, B., and Teyssier, C., 1994, Strain modeling of transpressional and transtensional deformation: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 74, p. 134-145.
- Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D., 2001, A Geochemical Classification for Granitic Rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, no. 11, p. 2033-2048.
- Gates A.E., and Glover, L., 1989, Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 407-419.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., and Fernandes, L.A.D., 2009, Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the

Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-grandense Shield: *Precambrian Research*, v. 170, p. 157-174.

- Harland, W.B., 1971, Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen: *Geological Magazine*, v. 108, no.1, p. 27-42.
- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., and Betiollo, L., 2003, Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 477-492.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., and Phillip, R.P., 2007, Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano, *in* Ianuzzi, R., and Frantz, J.C., eds., 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Contribuições, 1st ed., Porto Alegre, vol. 1: Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, CIGO, IG-UFRGS, p. 97-123.
- Hirth, G., and Tullis, J., 1992, Dislocation creep regimes in quartz aggregates: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 145-159.
- Hutton, D.H.W., 1988, Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v.79, p. 245-255.
- Hueck, M., Basei, M.A.S., and de Castro, N.A., 2016, Origin and evolution of the granitic intrusions in the Brusque Group of the Dom Feliciano Belt, south Brazil: Petrostructural analysis and whole-rock/isotope geochemistry: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 69, p. 131-151.
- Hueck, M., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Oriolo, S., Heidelbach, F., and Siegsmund, S., 2018, Evolution of the Major Gercino Shear Zone in the Dom Feliciano Belt, South Brazil, and implications for the assembly of southwestern Gondwana: *International Journal of Earth Sciences*, v. 531, p. 1-23.
- Janoušek V., Farrow C.M., and Erban V., 2006, Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit): *Journal of Petrology*, v. 47, p. 1255–1259.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., and Tavarneilic, E., 2004, Inclined transpression: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1531–1548.
- Kelemen, P.B. and Dick, H.J.B., 1995, Focused low and localized deformation in the upper mantle: juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 423-438.

- Konopasek, J., Slama, J., and Košler, J., 2016, Linking the basement geology along the Africa-South America coasts in the South Atlantic: *Precambrian Research*, v. 280, p. 221-230.
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R., Eklundnd, O. and Belyatsky, B., 2007, Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, southern Tien Shan, Kyrgyzstan: *Lithos*, v. 97, p. 140-160.
- Kosinowsk, M.H.F., 1982, MSONRM, a FORTRAN program for the improved version of mesonorm calculation: *Computers & Geosciences*, v. 8, no. 1, p. 11-20.
- Kruhl, J.H., 1996, Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 581-589.
- Kruse, R., and Stünitz, H., 1999, Deformation mechanism and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe. Southern Norway: *Tectonophysics*, v. 303, p. 223-249.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., and Masquelin, H., 2011, U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a 800 Ma magmatic and 650 Ma metamorphic event: *Precambrian Research*, v. 185, p. 149–163.
- Liégeois, J.P., 1998, Preface - Some words on the post-collisional magmatism: *Lithos*, v. 45, p. xv xvii.
- Mann, P., 1997, Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape: *Geology*, v. 25, p. 211–214.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., and 2011, Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita: *Pesquisas em Geociências* 38, v. 2, p. 181-201.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., and 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*, v. 274-275, p. 39-52.
- Martini, A. 2019, Migmatitos e a geração de granitos no Complexo Camboriú, SC: controle estrutural, condições de fusão da crosta e gênese do granito Itapema [PhD Thesis]: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 216 p.
- Martini, A., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., and Florisbal, L.M., 2015, An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-mar Granite: *Precambrian Research*, v. 261, p. 25–39.

- Middlemost, E.A.K., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system: *Earth-Science Reviews*, v. 37, p. 215-224.
- Miller, C.F., McDowell, S. M., and Mappes, R.W., 2003, Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance: *Geological Society of America*, v. 31, no. 6, p. 529–532.
- Moyen, J.F., Martin, H., and Jayanand, M., 2001, Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India): *Precambrian Research*, v. 112, p. 87–105.
- Nardi, L.V.S., and Bitencourt, M.F., 2009, A-type granititic rocks in post-collisional settings in Southern Brazil: *Canadian Mineralogist*, v. 47, p. 1493-1503.
- Nardi, L.V., 2016, Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides: *Pesquisas em Geociências*, v. 43, p. 85-99.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Heidelberg, F., Pfänder, J., Basei, M.A.S., Hueck, M., Hannich, F., Sperner, B., and Siegesmund, S., 2016, Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay: *Journal of Structural Geology*, v. 92, p. 59-78.
- Oyhantçabal, P., Heimann, A., and Miranda, S., 2001, An evaluation of strain in the syntectonic Solís de Mataojo Granitic Complex, Uruguay: *Journal of Structural Geology* v. 23, p. 807–817.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund S., Wemmer K., Frei R., and 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*, v. 98, p. 141–159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., and Layer, P. 2010, The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p.1227–1246.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., and Wemmer, K., 2011, The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature: *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, p. 201–220.
- Phillip, R.P., Pimentel, M.M., and Chemale Jr., F., 2016, Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology: *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, Supplement 1, p. 83-104.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Pin, C., and Orsini, J.P., 2003, Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb

zircon dating through a crustal cross-section in Corsica: *Chemical Geology*, v. 198, p.1-20.

- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O, Mc Reath, I., and Campos Neto, M.C., 2010, Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America: *Gondwana Research*, v. 17, p. 688–703.
- Patino Douce, A.E., 1999, What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?, *in* Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L., eds., *Understanding Granites: New and Classical Techniques*, Volume 168: Geological Society, London, Special Publication, p. 55–75.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956–983.
- Pearce, J.A., 1996, Sources and settings of granitic rocks: *Episodes*, v. 19, p. 120–125.
- Peruchi, F.M., 2019, Geologia estrutural, petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico shoshonítico neoproterozoico pós-colisional sintectônico da Zona de Cisalhamento Major Gercino, região de Porto Belo, SC [Dissertation]: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 97 p.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., and Vigneresse, J.L., 2000, Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust: *Nature*, v. 408, p. 669-673.
- Pryer, L.L., 1993, Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 21-36.
- Pryer, L.L., and Robin, P.Y.F., 1996, Differential stress control on the growth and orientation on flame perthite: a palaeostress-direction indicator: *Journal of Structural Geology*, vol. 19, no. 9, p. 1151-1166.
- Ramsay, J. G., and Graham, R. H., 1970, Strain variation in shear belts: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, p. 786-813.
- Röler, K., and Trepmann, C. A., 2003, Stereo32 1.0.3, Ruhr-Universität Bochum.
- Rosenberg, C.L., 2004, Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps: *Tectonics*, v. 23, p. 1-21.
- Sanderson, D., and Marchini, R.D., 1984, Transpression: *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 449-458.

- Shand, S.J., 1943, *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*: New York, John Wiley & Sons, 444 p.
- Simpson, C., 1985, Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 503-511.
- Simpson, C., and Wintsch, R.P., 1989, Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myermekite: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, p. 261-275.
- Sisson, T.W. and Bacon, C.R., 1999, Gas-driven filter pressing in magmas: *Geology*, v. 27, no. 7, p. 613-616.
- Sun, S.S., and MCDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes, *in* Saunders, A.D., Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*: Geological Society of London Special Publication, v. 42, p. 313–345



## CAPÍTULO V

### Considerações Finais

Os dados estruturais registrados pelos Granitoides das Quatro Ilhas reiteram o controle da Zona de Cisalhamento Major Gercino no posicionamento dos corpos ígneos. As relações de mútua intrusão observadas entre as injeções e o granito porfirítico, assim como o contato levemente interdigitado entre eles, indicam que as injeções ocorreram quando o granito porfirítico não estava completamente cristalizado. A coerência estrutural entre os corpos tabulares de diorito, granitos de granulometria fina, aplitos, pegmatitos e o plano axial das dobras sugere que as injeções são contemporâneas ao dobramento e este se deu durante o estágio magmático do granito porfirítico, o que caracteriza seu caráter sintectônico.

A contemporaneidade de feições transcorrentes e contracionais documentada é compatível com o modelo de transpressão inclinada. Neste modelo, os dados estruturais obtidos são consistentes com apenas um evento tectônico, transpressivo, de modo que importante compressão ainda afetava a zona de cisalhamento no princípio do pós-colisional, período da intrusão de granito. As idades de ca. 615 Ma obtidas para o granito porfirítico marcam a transição para a tectônica transcorrente, como provável desmembramento de tensões oriundas da colisão oblíqua.

Microestruturas como a recristalização por rotação de subgrão de quartzo e feldspato apontam que uma parte significativa da deformação, tanto do granito porfirítico quanto dos granitos finos, parece ter ocorrido sob condições de temperaturas médias a altas, acima da curva *solidus*. Localmente, altas taxas de deformação levam à quebra de fenocristais de feldspato, com eventual preenchimento de fraturas por líquido quartzo-feldspático. As fitas de quartzo com registro de recristalização em baixa temperatura devem ser posteriores a essas feições, desenvolvidas à medida que a cristalização progride e os granitoides resfriam em um ambiente tectonicamente ativo, de acordo com seu caráter sintectônico.

Os granitos finos de baixo-K possuem grande semelhança com o Granito Mariscal em termos de elementos maiores e traço, semelhantes a produtos de fusão crustal. Por sua vez, os granitos finos de alto-K têm diversas características de

granitos do tipo-A derivados de magmas parentais toleíticos de médio- a alto-K, tais como os Granitoides de Quatro Ilhas. A ocorrência deste magmatismo tardio, de geoquímica variada, controlado pelas estruturas de baixo e alto mergulho, concomitantes, reforça o papel da Zona de Cisalhamento Major Gercino, enquanto parte do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, em mobilizar fusões mantélicas e crustais e promover sua interação.

## REFERÊNCIAS

- Aguado, B.V., Azevedo, M.R., Nolan, J., Medina, J., Costa, M.M., Corfu, F., Martínez Catalán, J.R., 2017. Granite emplacement at the termination of a major Variscan transcurrent shear zone: The late collisional Viseu batholith. *Journal of Structural Geology* 98, pp. 15-37.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, pp. 1-29.
- Andrade, P.H.S, 2016. Caracterização meso- e microestrutural de granitoides sintectônicos em ambiente transpressivo: os Granitoides de Quatro Ilhas, Bombinhas, SC. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 75 p.
- Annen, C., 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships. *Tectonophysics* 500, pp. 3-10.
- Annen, C., Blundy, J. D., Leuthold, J., Stephen, R., Sparks, J., 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos* 230, pp. 206-221.
- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal* 25, 227–238.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, pp. 605-626.
- Basei, M.A.S., 1990. The Major Gercino-Dorsal do Canguçu Shear Zone. In: Colloquium on Basei, M.A.S. and Hawkesworth, C. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, Uruguay. Resúmenes Extensos. Montevideo. Dinamige-Fac. Agron, pp. 2-41.
- Basei M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin H., Harara O.M.M., Reis, Neto J.M., Preciozzi F., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and

correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro, pp. 311–334.

- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Gariep (Namibia/south Africa) orogenic belts - Evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139, pp. 195-221.
- Basei, M.A.S., Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32 (4), pp. 324-350.
- Bergantz, G.W., 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implications for pluton assembly processes. *Journal of Structural Geology* 22, pp.1297-1309.
- Bitencourt, M.F., 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 p.
- 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), pp. 186-189.
- Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73, pp. 1-19.
- Bowen, N. L., 1947. Magmas. *Bulletin. Of Geological Society of America* 58, pp. 263-280.
- Brown M., Rushmer T., 1997. The role of deformation in the movement of granitic melt: views from the laboratory and the field. In: *Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*, 1a ed. MB Holness, London, Mineral. Soc., pp. 111–44.

- Brown, M., Solar, G.S., 1999. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology* 20, pp. 211-227.
- Chappel, B., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp. 173-174.
- Clemens, J. D., Mawer, C. K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, pp. 339–360.
- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* 32, pp. 433–436.
- De Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011. Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics* 500, pp. 20–33.
- De Toni, G. B., Bitencourt, M. F., Martini, A., Andrade, P. H. S., 2016. Oblique Transpression and Strain Partitioning Between the Major Gercino Shear Zone and the Camboriú Complex Region, Northern Dom Feliciano Belt, Catarinense Shield, Southern Brazil. *Primer Simposio de Tectónica Sudamericana, 2016. Acta Preliminar. Santiago. ATECSUD*, p. 73.
- Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., 2009. Triclinic transpression zones with inclined extrusion. *Journal of Structural Geology* 31, pp. 1255-1269
- Fernandez, A.N., Gasquet, D.R., 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contributions to Mineral Petrology* 116, pp. 316-326.
- 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-rio-grandense: Parte I - Uma Contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências* 25(4), 351-374.

- Florisbal, 2011. Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós-colisional do Escudo Catarinense: estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica Sr-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 285 p.
- Fragoso César, A.R.S., 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-riograndense. In Sociedade Brasileira de Geologia (ed.) Anais do XXXI Congresso Brasileiro De Geologia v5, Balneário de Camboriú.
- Grogan, S.E., Reavy, R.J., 2002. Disequilibrium textures in the Leinster Granite Complex, SE Ireland: evidence for acid-acid magma mixing. *Mineralogical Magazine* 66(6), pp. 929–939.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Neoproterozoic low pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm–Nd evidence. *Precambrian Research* 147, pp. 41–64.
- Gudmunson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. *Tectonophysics* 500, pp. 50–64
- Gudmunson, A., 2012. Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 237, pp. 19–41.
- Harland, W.B., 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine* 108, pp. 27-42
- Hartmann, L.A., Silva, L.C. da, Orlandi, V., 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, v. 6, pp. 93-112.
- Hartmann, L. A., Chemale Jr., F., Phillip, R. P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pp. 97-120.

- Horseman, E., Morgan, S., De Saint Blanquat, M., Habert, G., Nugent, A., Hunterm R., Tikoff, B., 2010. Emplacement and assembly of shallow intrusions from multiple magma pulses, Henry Mountains, Utah. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100, pp. 117–132.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, Vol. 5(1), pp. 37-82.
- Hueck, M., Basei, M.A.S., de Castro, N.A., 2016. Origin and evolution of the granitic intrusions in the Brusque Group of the Dom Feliciano Belt, south Brazil: Petrostructural analysis and whole-rock/isotope geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, pp. 131-151.
- Hueck, M., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Oriolo, S., Heidelbach, F., Siegsmund, S., 2018. Evolution of the Major Gercino Shear Zone in the Dom Feliciano Belt, South Brazil, and implications for the assembly of southwestern Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 531, pp. 1-23.
- Hutton, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, pp. 245-255.
- Hutton, J., 1788. *Theory of the Earth; or an Investigation of the Laws observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of Land upon the Globe.* *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 1(2), pp 209–304.
- Janoušek V., Farrow C.M., Erban V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47, pp. 1255–1259.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarneilic, E., 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology* 26, pp. 1531–1548.
- Karlstrom, K.E., 1989. Toward a syntectonic paradigm for granitoids. *EOS Transactions* 70(32) pp. 760.
- Konopasek, J., Slama, J., Košler, J., 2016. Linking the basement geology along the Africa-South America coasts in the South Atlantic. *Precambrian Research*, 280, pp. 221-230.

- Küster, D., Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos* 45, pp.177–195
- Lameyre, J., Bowden, P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, pp. 169—186.
- Lara, P., Oyhantçabal, P., Dadd, K., 2017. Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: Petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications. *Lithos* 277, pp. 178–198.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., Masquelin, H., 2011. U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a 800 Ma magmatic and 650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research* 185, pp. 149–163.
- Liégeois, J.P. 1998. Preface - Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos* 45, pp. xv xvii.
- Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F., 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, Geological Society of London, Special Publications, vol. 135. Geological Society of London, London, pp. 41-57.
- Loiselle, M.C., Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, pp. 468.
- Mahan, K.H., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Glazner, A.F., and Carl, B.S., 2003, Sheeted intrusion of the synkinematic McDoogie pluton, Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin* 115, pp. 1570–1582.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortogneisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências* 38 (2), pp. 181-201.



- 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* 274-275, pp. 39-52.
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 118(11/12), pp. 1412–1430.
- McCarthy, W., Reavy, R.J., Stevenson, C.T., Petronis, M.S., 2015. Late Caledonian transpression and the structural controls on pluton construction; new insights from the Omev Pluton, western Ireland. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 106, pp. 11–28.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., Ovtcharova, M., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology* 36 (6), pp. 459–462.
- Moyen, J.F., Martin, H., Jayanand, M., 2001. Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research* 112, pp. 87–105.
- Nardi, L.V.S. 1986. As rochas granitoides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências* 16, pp. 3-10.
- Nardi, L.V., 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências* 43, pp. 85-99.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Heidelbach, F., Pfänder, J., Basei, M.A.S., Hueck, M., Hannich, F., Sperner, B., Siegesmund, S., 2016. Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay. *Journal of Structural Geology* 92, pp. 59-78.
- 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, pp. 141–159.

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100, pp. 201–220.
- Passarelli, C. R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Mc Reath, I., Campos Neto, M.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research* 17, pp. 688-703.
- Patino Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: New and Classical Techniques*, vol. 168. Geological Society, London, Special Publication, pp. 55–75.
- Patterson, S. R., 1989. Are syntectonic granites truly syntectonic? *EOS Transactions* 70(32) pp. 762.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, pp. 669-673.
- Phillip, R. P., Pimentel, M. M., Chemale Jr., F., 2016 Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (1), pp. 83-104.
- Pitcher, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magma. *Journal of Geological Society of London* 136, pp. 627-662.
- Pitcher, W.S., 1997. *The Nature and Origin of Granite*. London: Chapman & Hall. 2a edição. 401p.
- Read, H.H., 1948. Granites and granites. *Geological Society of America Memoir* 28, pp. 1-19.
- Reid, M.R., 2003. Timescales of Magma Transfer and Storage in the Crust. *Treatise on Geochemistry* 3, pp. 167-193.
- Robin, P.Y.F., Cruden, A.R., 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16(4), pp. 447-466.

- Sanderson, D., Marchini, R. O., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, pp. 449-458.
- Tauson, L. V. 1983. Geochemistry and metallogeny of the latitic series. *International Geology Review*, 25, pp. 125-135.
- Vaucher, A., Pacheco Neves, S., Tommasi, A., 1997. Transcurrent shear zones and magma emplacement In Neoproterozoic belts of Brazil. In J L. Bouchez et al. ( eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, pp. 275-293
- Vigneresse et al., 1996 Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *Journal of Petrology* 37 (6), pp. 1579-1600.
- Wallis, G. L., J. D. Clemens, 2018. Geology and field relations of the Wilsons Promontory batholith, Victoria: multiple, shallowdipping, S-type, granitic sheets. *Australian Journal of Earth Sciences* 65:6, pp. 769-785.

**ANEXO A**

***Carta de submissão do artigo “Ediacaran inclined transpression registered in medium- to high-K Quatro Ilhas Granitoids during the post-collisional stage of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil” ao International Geology Review.***

**Assunto** International Geology Review - Manuscript ID  
**TIGR-2019-0083 has been submitted online**

**Remetente** International Geology Review  
<onbehalf@manuscriptcentral.com>

**Para** <pedro.andrade@ufrgs.br>,  
<pedrohgeo@hotmail.com>

**Cópia** <pedro.andrade@ufrgs.br>,  
<pedrohgeo@hotmail.com>, <fatimab@ufrgs.br>,  
<00002665@ufrgs.br>, <gdetoni@ufrgs.br>

**Responder para** <rjstern@utdallas.edu>

**Data** 2019-03-01 18:44



---

01-Mar-2019

Dear Mr Andrade:

Your manuscript entitled "Ediacaran inclined transpression registered in medium- to high-K Quatro Ilhas Granitoids during the post-collisional stage of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the International Geology Review.

Your manuscript ID is TIGR-2019-0083.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. Please log in to Manuscript Central at <https://mc.manuscriptcentral.com/tigr> to add your ORCID to this submission and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Centre after logging in to <https://mc.manuscriptcentral.com/tigr>.

Thank you for submitting your manuscript to the International Geology Review.

Sincerely,  
International Geology Review Editorial Office

**ATA Nº 859**

A comissão abaixo assinada tendo examinado a Dissertação de Mestrado do aluno **Pedro Henrique Sulzbach De Andrade**, intitulada “**ESTUDO INTEGRADO DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS, SC, E IMPLICAÇÕES PARA A CONSTRUÇÃO DE CÂMARAS MAGMÁTICAS SOB TRANSPRESSÃO INCLINADA**”, atribuem os seguintes conceitos:

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros (UFPR)  
**CONCEITO: "A" (EXCELENTE)**

Prof. Dr. Pedro Oyhançabal (UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA)  
**CONCEITO: "A" (EXCELENTE)**

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory (UNIPAMPA)  
**CONCEITO: "A" (EXCELENTE)**

14 de março de 2019.

<b>Homologação pela Comissão de Pós-Graduação,</b>	
<b>Ata nº 859</b>	<b>Data: 14/03/2019</b>
<b>Conceito Final: A</b>	
<b>Rubrica:</b>	

Curitiba, 10 de março de 2019.

Parecer sobre a dissertação de mestrado “ESTUDO INTEGRADO DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS, SC, E IMPLICAÇÕES PARA A CONSTRUÇÃO DE CÂMARAS MAGMÁTICAS SOB TRANSPRESSÃO INCLINADA” apresentada por Pedro Henrique Sulzbach de Andrade.

Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Pedro Henrique Sulzbach de Andrade</b>
Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt
Examinador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros
Conceito: Aprovado, nota 100.
Data: <b>10/03/2019</b>

A dissertação está muito bem redigida, organizada e ilustrada.

A contextualização geológica regional é mostrada de modo bastante claro e lúcido.

Na geologia regional, outra estrutura transcorrente robusta que deve ser mencionada é a zona de cisalhamento Itajaí-Mirim (Brusque-Botuverá). Pela importância e caráter clássico os trabalhos de Silva (1991), Philipp et al (2004) e Basei et al. (2011) deveriam ser ressaltados.

Nós brasileiros devemos começar a citar Autores brasileiros. Já temos boas referências no país de graniteiros sintectônicos...

Foliações de baixo ângulo no Granito Quatro Ilhas não poderiam ser explicadas por fluxo em locais próximos ao topo da câmara?

Importante a descrição das formas dos contatos das injeções com o granito hospedeiro. Esta informação pode indicar contrastes de viscosidade e em consequência relação de tempo de cristalização do granito e de cristalização da injeção.

A dificuldade de separar tramas francamente magmáticas de tramas magmáticas com componente de estado sólido é inerente ao caráter transicional da evolução estrutural de câmaras magmáticas sintectônicas. Logo, a dificuldade sinalizada pelo Pedro (pag. 43) é perfeitamente compreensível e coerente.

Importante observar se injeções não foram colocadas em posições adjacentes às zonas de cisalhamento. Coleta de líquido pode ser comum nestas posições. A presença destas relações reforça a contemporaneidade entre deformação e injeção.

Pergunta: Na figura 3B (pag. 44), a seta que indica a superfície S não seria a superfície C? Aparentemente houve considerável achatamento durante a deformação, não?

Figura 3F (Legenda). High strain zone ou High deformation zone? O esforço atuante não foi diferente em todo o afloramento, apenas houve variação na intensidade da recristalização.

Com relação às dobras e seus elementos, pode-se dizer que uma superfície sub-horizontal foi afetada por uma superfície de alto ângulo? Além da hipótese apresentada (magmatismo + cavalgamento), não seria possível pensar em estrutura de fluxo sub-horizontal no topo da câmara? O Prof. Júlio (UFRJ) apresentou explica a colocação de intrusões tabulares sub-horizontais fazendo analogia à pasta de dente saindo do frasco.

Sugestão de referência: me parece bem lúcida e útil para este trabalho o artigo:

Barbey P. 2009. Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. *Geologica Belgica*, 12: 109-133.

Os desenhos esquemáticos dos afloramentos estão muito bons.

Pag. 48. Vale a pena investigar se as pertitas em chama obedecem uma orientação preferencial. É comum as pertitas ocuparem posições paralelas ao sigma 1, ou posições de pares conjugados. Isto reforça o controle estrutural destas texturas bem como serve com mais um critérios de magmatismo sintectônico. A Fig. 7B parece confirmar esta ideia.

Pag. 48. De novo a questão: high strain zone ou high deformation zone? Compreende-se o que o texto deseja descrever, no entanto esta questão semântica pode ser apontada pelos revisores do artigo.



In fact, deformation may persist until at least 300°C (Stipp *et al.* 2002).

A redação desta frase dá a ideia de que Stipp *et al.* estudaram as rochas de Bombinhas.

Sugestão de redação:

In fact, deformation may persist until at least 300°C according the criteria proposed by Stipp *et al.*....

Pag. 50

Foram vistos simplectitos em biotita? Podem ser formar em faces perpendiculares ao sigma 1 (plano basal no caso da biotita). São feições vermiculares que se formam em porções dissolvidas do cristal). Interessante buscar esta feição nas rochas menos recristalizadas. Mais um critério de deformação sinmagmática.

Geoquímica:

Sugestão: utilizar o diagrama SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O. Parecer ser útil considerando que uma das necessidades é distinguir rochas com alcalinidades diferentes. Os diagrmas de Frost *et al.* (2000) e de Whalen *et al.* (1987) também parecem ser bem-vindos para o conjunto de dados em discussão. Estes diagramas poderiam substituir as Figuras 10b e 10f.

A presença de dioritos em associação com granitos contemporâneos a zonas de cisalhamento verticais se adequa bem ao que Pitcher *et al.* (1988) descreve para granitos do tipo-Celedonianos. Outros colegas (p. ex. Zorano Souza na Prov. Borborema) têm observado esta associação (granitos e dioritos) no fim da evolução de sistemas orogênicos.

Qual o significado petrológico dos dioritos? Participação de fonte mantélica? Se isto for correto, poderia se aventar a hipótese do controle de estruturas verticais profundas e consequente fusão parcial de fontes situadas em profundidades consideráveis. A presença de sienitos tardi-orogênicos (ou ainda shoshonitos) (Hebert Conceição e colaboradores), cada vez mais descrita na literatura, parece estar ligada a estruturas verticais profundas e fontes com contribuições mantélicas.

Os valores elevados de Sr e Ba parecem reforçar a origem profunda dos líquidos. Esta associação poderia ser mais explorada na dissertação.

O diagrama de Whalen *et al.* (1987) novamente faz falta quando se lê as discussões petrogenéticas e tipológicas. Outros exemplos de rochas graníticas sintectônicas e com semelhanças geoquímicas com os granitos do tipo-A foram descritos em outras regiões. A assinatura geoquímica nada mais reflete do que as condições de fusão e a

natureza das fontes. No artigo apresentado, esta questão deve ser mais pontuada com o intuito de eliminar confusões: → tipo A → magmatismo anorogênico.

Sugestão: explorar mais os dados geocronológicos disponíveis, relacionando as idades de cristalização (U-Pb zircão) com as idades Ar-Ar da Zona de Cisalhamento Major Gercino obtidas por Passarelli e colaboradores.

O estudo da relação temporal entre magmatismo por si só já representa um exercício de raciocínio geológico que necessita integrar feições regionais, macro, meso e microscópicas. A associação das feições estruturais com os dados geoquímicos torna o estudo ainda mais estimulante e desafiador.

Na dissertação apresentada por Pedro Henrique Sulzbach de Andrade este desafio é enfrentado de modo competente. As feições estruturais são apresentadas de modo claro, com exemplos de campo convincentes e desenho esquemáticos muito ricos. As discussões são baseadas em referências bibliográficas clássicas bem como em artigos recentes.

O texto é apresentado de modo conciso e claro e, ao que tudo indica, bastante revisado pelo mestrando.

A dissertação apresentada representa uma importante contribuição ao entendimento da relação entre tectônica e magmatismo granítico do Cinturão Don Feliciano no estado de Santa Catarina. **Meu parecer é favorável à aprovação** desta dissertação, com meus parabéns pelo excelente trabalho do Pedro Henrique Sulzbach de Andrade e para sua orientadora, cujo grupo de pesquisa sempre preza pela excelência e competência.



Prof. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Universidade Federal do Paraná  
Setor de Ciências da Terra  
Departamento de Geologia  
Centro Politécnico – Jardim das Américas  
CP 19001 CEP 81531-990  
Curitiba – PR  
041 3361-3386 e 3361-3597

cadubarros@ufpr.br

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“ESTUDO INTEGRADO DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS, SC, E IMPLICAÇÕES PARA A CONSTRUÇÃO DE CÂMARAS MAGMÁTICAS SOB TRANSPRESSÃO INCLINADA”</b>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: <b>Pedro Henrique Sulzbach De Andrade</b>
Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt
Examinador: Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
Data: 12/03/2019
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>O trabalho encontra-se bem estruturado, traz contribuições ao conhecimento científico da região e atinge os objetivos propostos, em acordo com os métodos e técnicas utilizados.</p> <p>O estado da arte da dissertação e o artigo submetido são bem embasados em termos de pesquisa (artigos antigos e atuais), além de serem bem ilustrados, conduzindo a uma discussão também bem embasada.</p> <p>Considerando isso, considero aprovada a dissertação.</p> <p>Sugiro algumas correções ao longo do trabalho, para enriquecê-lo e deixá-lo mais adequado e elegante (sugestões que provavelmente serão apontadas pelos revisores do artigo). As correções sugeridas encontram-se pormenorizadas em PDF anexo.</p> <p>Há erros de ortografia (escrita, português, concordância, pontuação etc) ao longo do trabalho. Também ocorrem problemas de formatação.</p> <p>No resumo e abstract não têm as palavras-chave. Além disso, neste item relata que o Ciclo Brasileiro Panafricano dura até o Cambriano, enquanto que no corpo do trabalho relata que vai até o Orodoviciano.</p> <p>Há problemas com as referências: a lista está incompleta, pois faltam e sobram referências; tem problemas de formatação e digitação; tem problemas de citação (lista não confere com texto); tem citações que não condizem com o que está no texto; a lista está fora da ordem alfabética; e há algumas formas incorretas de citação. É fundamental citar as referências originais de unidades geológicas.</p> <p>Algumas expressões deveriam ser introduzidas no texto (com citação) para melhor situar o leitor.</p> <p>Algumas figuras estão com problemas, como nas legendas (incompletas e outros problemas); tem que melhorar a diagramação de algumas; faltou citação de figura no texto; há citação de figura errada no texto.</p> <p>O título dos materiais e métodos está estranho. Além disso, tem expressões muito confusas quanto aos aparelhos neste item (“AQUI”??). Neste item também poderia ter relatado sobre os trabalhos de campo, assim como onde e como foi</p>

elaborada a descrição petrográfica, citando o método de determinação do teor de anortita do plagioclásio.

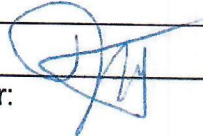
Algumas questões:

1. Seria apenas o feldspato, que é um elemento linear, que marcaria a foliação do GQI, incluindo aí tanto a sua orientação dimensional como estiramento? E a biotita?

2. "O pequeno ângulo da lineação no plano de foliação aponta para um ..."  
Esta expressão, por questões geométricas entre planos e linhas, seria melhor escrita como "a baixa obliquidade da lineação no plano da foliação...".

3. Tamanho grânulo não é usado no moinho de ágata. Não seria uma fração bem mais fina, tipo pó?

Assinatura:



Data: 12/03/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

Tiago Rafael Gregory

Professor Adjunto

SIAPE: 2214633

UNIPAMPA- Caçapava do Sul

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**"ESTUDO INTEGRADO DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS, SC, E IMPLICAÇÕES PARA A CONSTRUÇÃO DE CÂMARAS MAGMÁTICAS SOB TRANSPRESSÃO INCLINADA"**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: *Pedro Henrique Sulzbach De Andrade*

Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Examinador: *Prof. Dr. Pedro Oyhançabal*

Data: *14 marzo de 2019*

Conceito: *A (EXCELENTE)*

PARECER:

La disertación de maestrado de Pedro Henrique Sulzbach de Andrade presenta valiosas y detalladas observaciones estructurales a meso y microescala y datos químicos sobre los granitoides de Quatro Ilhas en Santa Catarina, Brazil.

La tesis está bien estructurada e incluye una adecuada revisión del estado del arte de los temas pertinentes: origen de los granitos y formación de plutones, magmatismo sintectónico y regímenes transpresionales, así como una revisión de la geología regional del Cinturón Dom Feliciano.

La presencia en estos granitoides de foliaciones de bajo ángulo y pliegues asimétricos con vergencia al NW muestran una componente contraccional en tanto que la progresiva verticalización de la foliación hacia zonas de cizalla subverticales con cinemática dextral demuestra una componente de strike-slip en la deformación. Por su parte, las investigaciones microestructurales prueban la transición desde deformación en estado magmático hasta *solid-state* de alta temperatura, siendo subordinanda la presencia de microestructuras de deformación de baja temperatura. Este conjunto de datos, bien documentados y discutidos en la disertación presentada, le permiten al autor concluir que estos granitoides se emplazaron sintectónicamente en un régimen de deformación tipo transpresión inclinada.

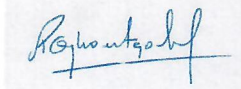
Los datos geoquímicos, por su parte, permiten identificar una secuencia de alto y otra de bajo potasio, con evidencias de que ambos magmas son aproximadamente coetáneos.

La edad ediacárica de este magmatismo granítico está demostrada en publicaciones anteriores y de este modo, la contribución de esta tesis permite definir con mayor precisión un régimen de deformación de tipo transpresional inclinado durante el Ediacárico, para este sector del Cinturón Dom Feliciano.

Es de destacar que se ha enviado un manuscrito para su publicación en *International Geology Review*, con los aportes de esta tesis, que ya ha pasado una primer etapa de revisión.

Se concluye que la disertación presenta información nueva y valiosa que permite avanzar en temas de investigación relevantes. La información está bien documentada y se discute adecuadamente su interpretación. Las conclusiones son relevantes para aportar al mejor conocimiento del magmatismo granítico y la evolución del Cinturón Dom Feliciano a escala regional, por lo que se evaluó esta tesis como EXCELENTE (A).

Assinatura:



Data: 14 de Marzo de 2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: