

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

**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.**

FELIPE MANFREDINI PERUCHI

ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a Luana Moreira Florisbal

Porto Alegre - 2019

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

**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.**

FELIPE MANFREDINI PERUCHI

ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a Luana Moreira Florisbal

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães, Centro de Tecnologia e Geociências,
Universidade Federal de Pernambuco.

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi, Instituto de Geociências, Universidade de
São Paulo.

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul.

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

CIP - Catalogação na Publicação

Peruchi, Felipe Manfredini

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. / Felipe Manfredini Peruchi.

-- 2019.

97 f.

Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Coorientadora: Luana Moreira Florisbal.

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

1. Magmatismo Pós-colisional. 2. Magmatismo
shoshonítico. 3. Cinturão Dom Feliciano. 4. Batólito
Florianópolis. 5. Complexo Granítico Estaleiro. I.
Bitencourt, Maria de Fátima, orient. II. Moreira

Florisbal, Luana, coorient. III. Título

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Este trabalho é dedicado integralmente aos meus pais, que sempre apoiaram minhas decisões e me deram força para continuar no caminho. Vocês são a minha inspiração!

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à meus pais, Patrocínio e Mara, meus exemplos de vida. Sou eternamente grato por tudo que vocês me proporcionaram até agora. Nestes quase 10 anos fora de casa não teve um dia sequer que não senti a falta de vocês. Continuarei sempre a me inspirar nos seus corações. Amo vocês! Agradeço também minha irmã, Helena. Exemplo de superação. Queria ter teus olhos pra enxergar a vida de um jeito mais leve como tu fazes. Irmã-amiga. O que mais eu poderia querer? Conta sempre comigo (Embora eu necessite mais de ti do que o oposto). Os meus sinceros agradecimentos a uma pessoa muito especial que se tornou minha companheira, meu maior presente e símbolo de dedicação e persistência nesta etapa da minha vida. Andressa, gratidão por tudo que passei e passo ao teu lado.

Um agradecimento gigante às minhas queridas e amáveis orientadoras Maria de Fátima Bitencourt e Luana Moreira Florisbal. Foi e sempre continuará sendo um privilégio poder dividir momentos tão importantes da minha vida com vocês. Meu amadurecimento como pessoa e profissional durante esta etapa está fortemente ligado à vocês. Agradeço de coração tudo o que vocês fizeram por mim. Ficará guardado para sempre comigo. Sempre torcerei por vocês, minhas geólogas favoritas!

Ao grupo “Magmatismo Sintectônico”: Vocês são demais! Um grupo formado por pessoas que sempre estarão dispostos a te ajudar, independentemente da ocasião. Cada um com seu jeito, mas que formam um conjunto sensacional. Parabéns, Fátima, e obrigado por ter me proporcionado participar deste grupo. Pedro, Matheus, Stéphanie, Diego, Gepeto, Amós, Camila, Dioni, Fran, Elisa, Duda, Victor e ao mais novo integrante, Pezat, vocês são incríveis, queridos, do bem e talentosos. Também sempre torcerei por vocês!

Um agradecimento especial ao lado do “Sextou” da sala da Pós-Graduação: Pedro, Matheus e Stéphanie, vocês tornaram o dia-a-dia no Campus do Vale muito alto astral. Todo dia era dia de “sextou”. Sentirei muitas saudades disto.

Agradeço também à tripulação de Floripa. Que saudade de vocês, principalmente das nossas reuniões e partidas futebolísticas. Conquistamos nosso grande feito este ano. Que momento! Já vi time talentoso, já vi time bonito. Mas time talentoso e bonito, só o nosso. Cosme (melhor custo-benefício em tcc), Marcon (nosso mestre cuca), Douglas (Rei do Corel), Alemão (nosso geólogo blogueiro e coach), Johann (pai das nappes), Deba (geólogo, baixista e tecladista), Del Mouro (nosso guru), Brenight (o primeiro capitão), Maick (camper). Que time, que amigos! Que

privilégio poder rir até chorar com vocês!. Obrigado também ao Érico e Mônica, meus amigos e colegas de apartamento. Me sentia em casa na companhia de vocês.

Um muito obrigado também aos incríveis professores que me lecionaram durante esta etapa: Lauro, Fátima, Edinei, Carla, Rui e Holger. Foi um privilégio!

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Instituto de Geociências por toda estrutura disponibilizada.

Enfim, à todos que contribuíram de alguma forma para a realização desta jornada!

RESUMO

No Cinturão Dom Feliciano, o magmatismo pós-colisional foi controlado principalmente pela tectônica transcorrente de zonas de cisalhamento que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) constitui uma ramificação CCSb no estado de Santa Catarina. O estabelecimento do Complexo Granítico Estaleiro (CGE), na região de Porto Belo, marca o auge da movimentação sin-transcorrente da ZCMG. O CGE, unidade no qual este presente trabalho foi desenvolvido, é constituído pelo Granodiorito Estaleiro (GE), por uma quantidade expressiva de veios graníticos finos, e por volumes menores de corpos tabulares básicos a intermediários contemporâneos. Este trabalho apresenta e discute os resultados através de uma abordagem integrada de dados inéditos de geologia estrutural, petrografia, geoquímica de rocha total e geocronologia U-Pb em zircão, realizado para as rochas graníticas do CGE. O GE é representado por anfibólio biotita granodioritos e os veios graníticos finos incluem duas variedades petrográficas principais (biotita monzogranitos equigranulares a localmente porfiríticos com $M'10-20$ e sienogranitos equigranulares com $M'4-7$). Em direção as porções E e NE do GE, a trama magmática torna-se fortemente desenvolvida e evolui para uma trama milonítica. Os maiores volumes de ambos veios graníticos finos ocorrem principalmente nas porções miloníticas do GE. Nas porções indeformadas ou pouco deformadas os veios graníticos são ausentes. Em ambos GE e veios graníticos finos as foliações principais possuem *strike* NE para ENE e mergulham em alto ângulo ora para SE ora para NW. As lineações possuem baixo caimento ora para NE ora para SW. Análises meso e microestruturais indicam que o GE e os veios graníticos finos compartilharam a mesma cinemática transcorrente dextral da ZCMG e uma evolução deformacional a partir de condições magmáticas até de estado sólido, sob temperaturas consistentes com fácies xistos-verdes superior à anfibolito médio. As novas idades de cristalização U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS para o GE indeformado e milonítico são 612 ± 2 e 611 ± 3 Ma, respectivamente. Os padrões de herança das duas porções são similares, sendo predominantemente neoproterozoicas (~790, ~650 e ~630 Ma) e menos comumente meso- (1.2 and 1.1 Ga) e paleoproterozoicas (2.0 Ga). A afinidade shoshonítica de ambos GE e veios graníticos finos são indicados pelos seus altos conteúdos de Sr, Rb e Ba, pelos padrões de *LREE* e *LILE*, pelas razões $FeOt/(FeOt+MgO)$ e pelo caráter predominantemente metaluminoso. Os padrões de elementos maiores, traços e *REE* sugerem que os veios

graníticos finos são derivados do GE por cristalização fracionada de anfibólio, biotita, zircão, alanita, apatita e titânita. Assinaturas geoquímicas semelhantes do CGE com outros granitoides shoshoníticos do sul do Brasil podem indicar fontes mantélicas comuns ou similares para estas rochas. Características geoquímicas e estruturais, juntamente com os padrões de herança fornecidos pelos zircões, podem sugerir que a tectônica transcorrente da ZCMG desempenhou um papel fundamental na ativação de fontes mantélicas capazes de originar magmas shoshoníticos, e de ter facilitado sua interação com fusões crustais.

ABSTRACT

In Dom Feliciano Belt, post-collisional magmatism was controlled mostly by the transcurrent tectonics of the shear zones that constitute the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB). The Major Gercino Shear Zone (MGSZ) consists of a SBSB branch in Santa Catarina state. The EGC establishment in Porto Belo region marks the MGSZ syn-transcurrent movement peak. EGC, unit in that this work was carried out, is represented by the Estaleiro Granodiorite (EG) and their intrusive fine-grained granites, that, in association with minor volumes of *schlieren*, mafic enclaves and sheet-like bodies. This work presents and discusses the results through an integrated approach of new structural geology, petrography, whole-rock geochemistry and zircon U-Pb geochronology performed for the EGC granitic rocks. EG is represented by porphyritic, amphibole-biotite granodiorites and the fine-grained granites include two main petrographic varieties (equigranular to locally porphyritic, biotite monzogranites with M'10-20 and equigranular sienogranites with M'-4-7). Towards E and NE portions of the EC, magmatic fabric becomes more strongly developed and evolves into a mylonitic fabric. Higher volumes of both fine-grained granites occur mainly in the EG mylonitic portions. In the undeformed or little deformed portions the granitic veins are absent. Both in the wall-rock and in the fine-grained granites the main foliations have NE to ENE strikes and steeply dips either to the SE or NW. Lineations have low plunge either to the NE or SW. Micro- and meso-structural analyses indicate that EG and fine-grained granites shared the same MGSZ dextral transcurrent kinematics and an evolution from magmatic to solid-state conditions, under deformational temperatures consistent with upper-greenschist to middle-amphibolite facies. New zircon U-Pb LA-MC-ICP-MS crystallization ages are 612 ± 2 and 611 ± 3 Ma for the EG undeformed and deformed portions, respectively. The inheritance patterns in the two portions are similar, being predominantly Neoproterozoic (~790, ~650 e ~630 Ma) and less commonly Meso- (1.2 and 1.1 Ga) and Paleoproterozoic (2.0 Ga). Shoshonitic affinity of both EG and fine-grained granites are indicated by their high Sr, Rb and Ba contents, LREE and LILE patterns, FeOt/(FeOt+MgO) ratios and predominantly metaluminous character. Major, trace and REE patterns suggest that the fine-grained granites are derived from the EG mainly by fractional crystallization of amphibole, biotite, zircon, allanite, apatite and titanite. Similar geochemical signatures of the EGC granitoids with others post-collisional shoshonitic granitoids from southern Brazil may indicate similar or common mantle sources for these rocks. EGC structural and geochemical features,

in association with their zircon inheritance patterns, may suggest that the transcurrent tectonics of the MGSZ have played a fundamental role in the activation of mantle sources capable to originate shoshonitic magmas and have facilitated their interaction with crustal melts.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. (a) Localização e contexto geológico do sul do Brasil e Uruguai; (b) unidades geológicas e principais feições tectônicas no Estado de Santa Catarina, Brasil, com a área de estudo indicada. Modificado de Bitencourt & Nardi, (2000).

Figura 2. Mapa geológico da região de Porto Belo com localização das áreas de detalhamento estrutural e dos pontos amostrados para geocronologia e geoquímica de rocha total. Modificado de Bitencourt (1996).

Figura 3. Principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal indicados no diagrama TAS. Modificado de Nardi (2016).

Figura 4. Principais períodos e estágios geodinâmicos e suas localizações no tempo. Modificado de Liégeois (1998).

SUMÁRIO

CAPÍTULO I INTRODUÇÃO.....	13
CAPÍTULO II ESTADO DA ARTE.....	18
1. Transporte de magmas ao longo de zonas de cisalhamento.....	18
2. Magmatismo shoshonítico.....	19
3. O período pós-colisional.....	21
4. Contextualização geológica regional.....	23
5. Espectrometria de massa de plasma induzido por abrasão a laser aplicada à datação de rochas.....	27
CAPÍTULO III METODOLOGIA.....	29
1. Revisão bibliográfica.....	29
2. Trabalho de campo.....	29
2.1. Coleta e Apresentação de dados estruturais.....	30
2.2. Amostragem.....	30
3. Análises Petrográficas e Microestruturais.....	31
4. Geocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS.....	32
4.1. Desagregação.....	32
4.2. Concentrado de Bateia.....	32
4.3. Separação magnética.....	33
4.4. Líquidos densos.....	33
4.5. Catação manual e Montagem das <i>mounts</i>	33
4.6. Imageamento de sessões polidas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).....	34
4.7. Datação U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS.....	34
5. Geoquímica de rocha total.....	35
CAPÍTULO IV ARTIGO SUBMETIDO AO PERIÓDICO <i>LITHOS</i>	36
CAPÍTULO V CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	84
CAPÍTULO VI REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	86
ANEXO A.....	95
ANEXO B.....	96

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Processos de geração, segregação, ascensão, posicionamento e cristalização de magmas graníticos podem ocorrer sob diferentes regimes tectônicos. De acordo com Florisbal *et al.* (2012a), entender as relações entre fontes de geração e condições estruturais de posicionamento de magmas é essencial para determinar qual tipo de magma granítico é gerado em cada regime. Segundo Olivier *et al.* (2016), plútons graníticos são importantes marcadores da deformação exercida sobre a crosta devido a capacidade de suas tramas em refletir os estágios de cristalização do magma, e de serem orientadas pelo campo de tensão/deformação regional dominante.

Diversos autores têm reportado a forte importância de zonas de cisalhamento de escala crustal como canais migratórios e interativos para magmas, a partir de profundidades mantélicas até níveis superiores da crosta (Brown & Solar, 1998; D'Lemos *et al.*, 1992; Hutton, 1988; Vigneresse *et al.*, 1996). Durante o cisalhamento de escala crustal, tanto em cinturões transpressivos quanto em zonas de cisalhamento transcorrentes, deformação e pressão de fluídos desempenham papel fundamental na promoção e potencialização destes processos (Bea *et al.*, 2005; Kruger and Kisters, 2016; Moyen *et al.*, 2003; Tartèse & Boulvais, 2010; Vigneresse & Tikoff, 1999). Além disso, o cisalhamento de escala crustal pode também promover fusão parcial da crosta inferior e facilitar a fusão parcial do manto através do processo de decompressão adiabática (Bitencourt & Nardi, 2000).

De acordo com Harris *et al.* (1986) e Liégeois (1998), as grandes movimentações horizontais ao longo de zonas de cisalhamento com escala crustal durante o período pós-colisional podem dar origem a um magmatismo predominantemente cálcio-alcálico alto-K, com ocorrência subordinada de granitoides peraluminosos, seguido por rochas shoshoníticas e alcalinas a peralcalinas. No Cinturão Dom Feliciano (Fig. 1), o magmatismo pós-colisional foi controlado principalmente pela tectônica transcorrente de zonas de cisalhamento que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Bitencourt e Nardi, 2000). O estágio inicial deste período é marcado por rochas de composição cálcio-alcálica alto-K (650-620 Ma). Granitoides peraluminosos são descritos durante o intervalo entre 630-617 Ma, seguidos por associações shoshoníticas (ca. 600 Ma). Geração de granitoides alcalinos associados à rochas máficas toleíticas ou levemente alcalinas

contemporâneas ocorre no período de 590-580 Ma (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Florisbal *et al.*, 2012a; Nardi & Bitencourt, 2007).

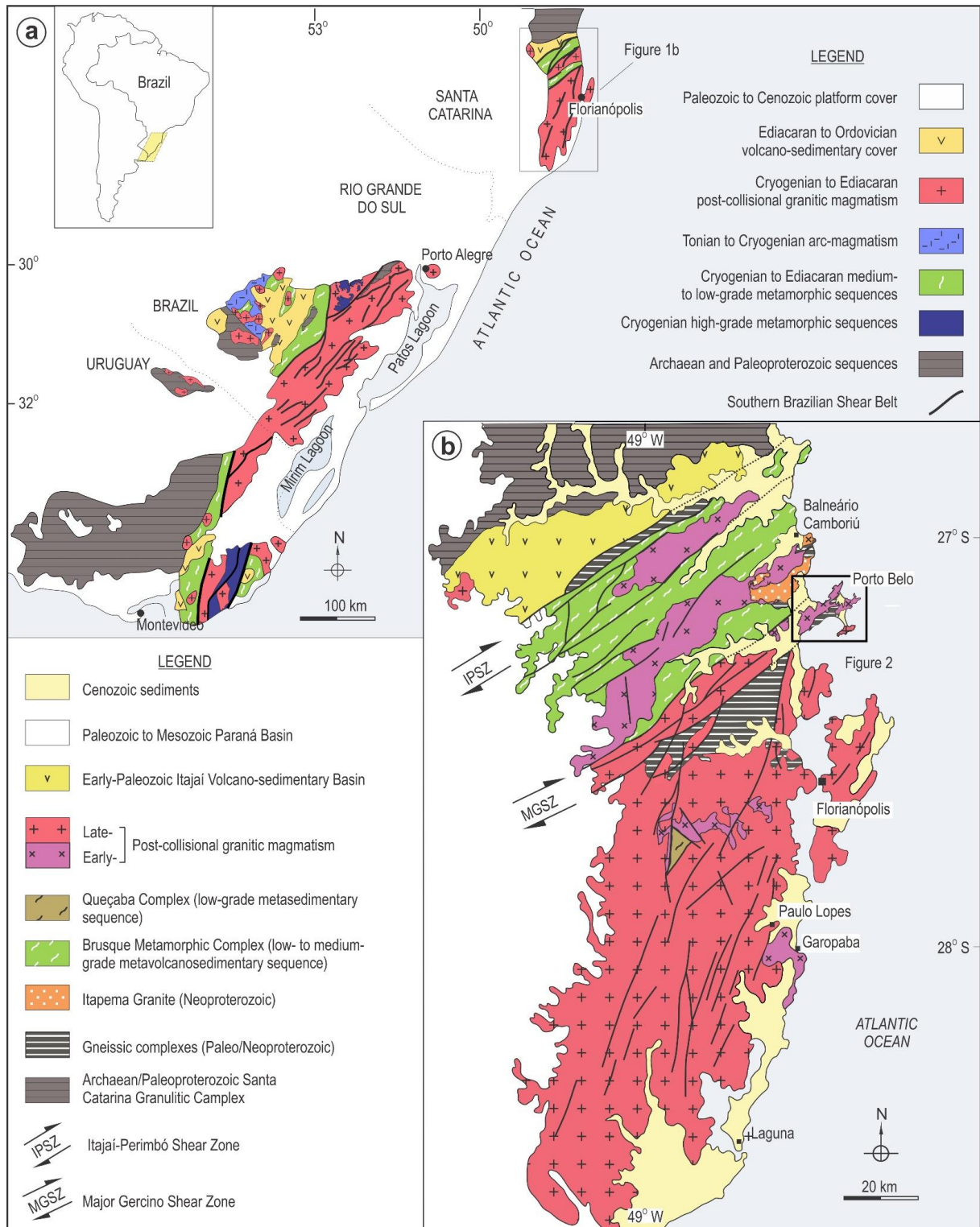


Figura 1. (a) Localização e contexto geológico do sul do Brasil e Uruguai; (b) unidades geológicas e principais feições tectônicas no Estado de Santa Catarina, Brasil, com a área de estudo indicada. Modificado de Bitencourt & Nardi, (2000).

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) constitui uma ramificação CCSb no estado de Santa Catarina (Bitencourt e Nardi, 2000). Na região de Porto Belo (Fig. 2), esta megaestrutura permitiu a geração e posicionamento de sucessivos corpos graníticos e magmas máficos contemporâneos. O estabelecimento do Complexo Granítico Estaleiro (CGE), definido por Bitencourt & Nardi (1993) nesta região, marca o auge da movimentação sin-transcorrente da ZCMG. O CGE, unidade no qual este presente trabalho foi desenvolvido, é constituído pelo Granodiorito Estaleiro (GE), por uma quantidade expressiva de veios graníticos finos, e por volumes menores de corpos tabulares básicos a intermediários contemporâneos (Bitencourt, 1996). Neste complexo, as relações temporais entre as suas porções miloníticas e não deformadas são indicadas apenas por relações de campo, estabelecidas por Bitencourt & Nardi (1993) e Bitencourt (1996). Apesar do caráter sincrônico entre cristalização e deformação no GE estar bem definido espacialmente por Bitencourt (1996), não existem dados geocronológicos que corroborem com as interpretações de cunho estrutural. A relação dos veios graníticos finos com o GE é descrita por Bitencourt (1996) apenas do ponto de vista estrutural. Um estudo detalhado visando uma caracterização petrográfica, estrutural e geoquímica destes veios, bem como o estabelecimento de uma possível ligação petrogenética entre estes corpos graníticos e o GE ainda não tinham sido realizados.

Este trabalho apresenta e discute os resultados de um estudo integrado através de dados inéditos de geologia estrutural, petrografia, geoquímica de rocha total e geocronologia, realizado para as rochas graníticas do CGE. Com base nestes novos dados foi possível estabelecer as relações espaciais entre o GE e seus veios graníticos finos, avaliar e estabelecer o caráter sintectônico destes granitoides, e investigar o regime, cinemática e a idade absoluta da movimentação sin-transcorrente atuante durante a constituição do complexo. Foi estabelecido um *link* petrogenético entre estas rochas com base em suas características geoquímicas, e também uma comparação com rochas shoshoníticas localizadas no interior e fora de zonas de cisalhamento. Inferências também foram realizadas a respeito da fonte destes granitoides. A aplicação em conjunto destes novos dados petrográficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos visa contribuir para um melhor entendimento da evolução tectono-magmática do Neoproterozoico, e para o panorama de idades existentes sobre o Cinturão Dom Feliciano no sul do Brasil e Uruguai, cuja origem está relacionada à consolidação do supercontinente Pangea.

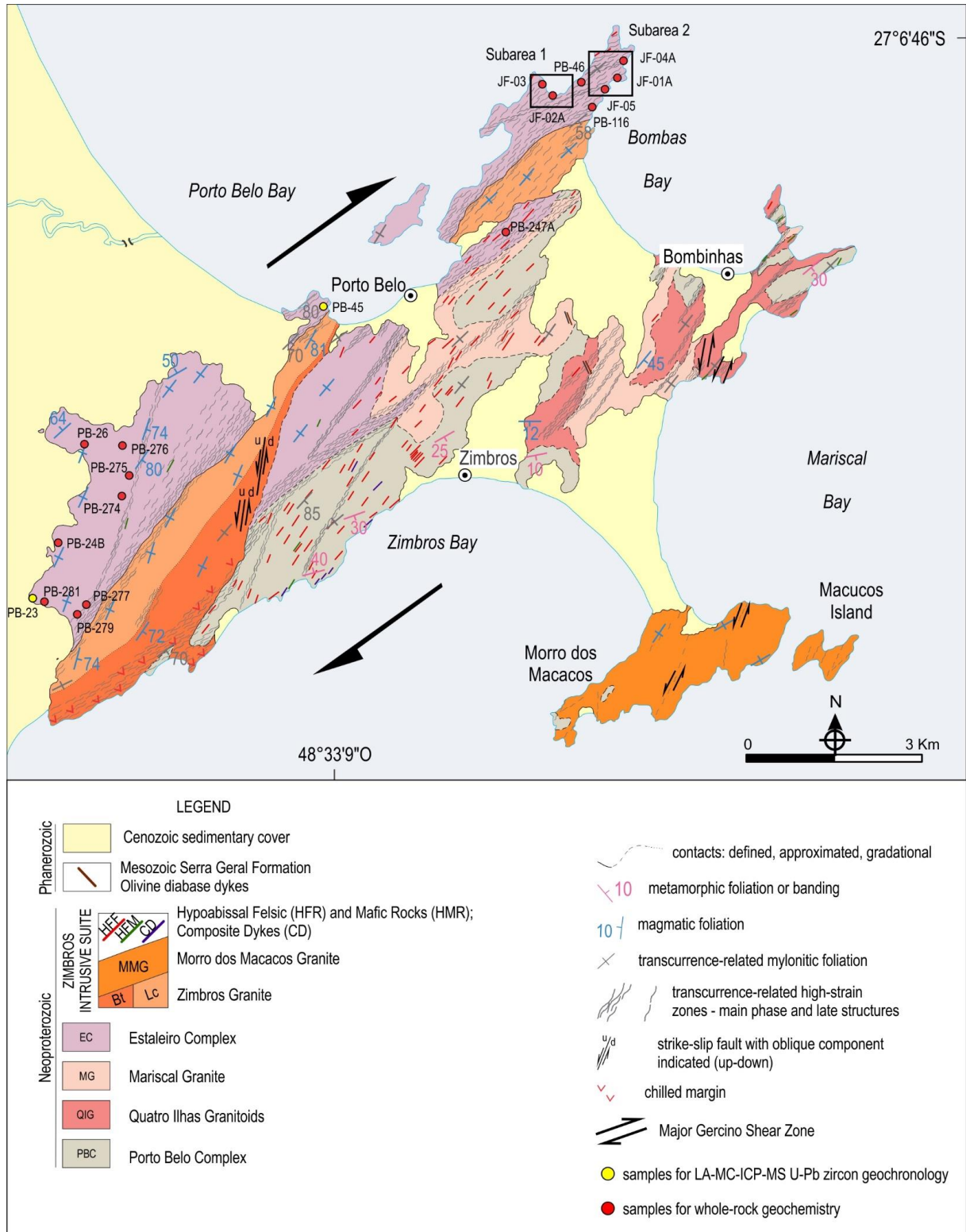


Figura 2. Mapa geológico da região de Porto Belo com localização das áreas de detalhamento estrutural e dos pontos amostrados para geocronologia e geoquímica de rocha total. Modificado de Bitencourt (1996).

A presente dissertação está estruturada em cinco capítulos, contando com este já apresentado, e abordam os temas e os resultados relacionados à pesquisa desenvolvida:

No **Capítulo II** é apresentado o estado da arte sobre os temas centrais da pesquisa. Discute-se o papel das zonas cisalhamento como condutos para o transporte de magmas, apresenta-se a definição e características do magmatismo shoshonítico, bem como alguns exemplos de ocorrências no sul do Brasil. Também é feita uma introdução sobre alguns conceitos básicos à respeito do período pós-colisional, seguida de uma contextualização geológica regional da área de estudo. Uma rápida introdução ao método de espectrometria de massa de plasma induzido por abrasão a laser (*LA-MC-ICP-MS*), aplicada à datação de rochas, é também descrita.

No **Capítulo III** é apresentada a metodologia empregada para a realização do trabalho, no qual cada método é descrito. O capítulo está subdividido em: (i) revisão bibliográfica; (ii) trabalho de campo; (iii) análises petrográficas e microestruturais; (iv) geocronologia U-Pb em zircão via *LA-MC-ICP-MS*; e (v) geoquímica de rocha total.

O **Capítulo IV** consiste no corpo principal da dissertação, contendo um artigo científico intitulado: “***Ediacaran post-collisional shoshonitic granitic magmatism within the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: an exemple of prolonged magmatism and differentiation under active transcurrent tectonism***” submetido ao periódico *Lithos*. Neste artigo são apresentados dados inéditos de geologia estrutural, petrografia, geoquímica de rocha total e geocronologia U-Pb em zircão via *LA-MC-ICP-MS* das rochas graníticas do Complexo Granítico Estaleiro, seguidos de uma discussão em âmbito regional de tectônica e processos petrogenéticos.

O **Capítulo V** sintetiza as conclusões da presente pesquisa.

A presente dissertação é encerrada no **Capítulo VI** com lista de referências bibliográficas utilizadas em sua confecção.

O **Anexo A** apresenta a carta de submissão do artigo científico ao periódico *Lithos*.

O **Anexo B** contém um resumo apresentado no **X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, em junho de 2017.

CAPÍTULO II

ESTADO DA ARTE

1. Transporte de magmas ao longo de zonas de cisalhamento

De acordo com D'Lemos *et al.* (1993), em zonas de cisalhamento do tipo *strike-slip* magmas graníticos são transportados a partir da fonte para o local final de posicionamento, em porções mais rasas da crosta, ao longo mega-diques canalizados. A migração e ascensão do magma ocorre devido à alternância de processos de dilatação e compressão dentro deste conjunto de zonas de cisalhamento anastomosadas. Segundo esses autores, a chegada de magma a partir de sua área fonte subjacente acontece em *jogs* extensionais dúcteis, sendo expelido para outras porções extensionais da zona de cisalhamento durante a compressão subsequente. O movimento ascendente também é auxiliado pela *buoyancy* natural do magma. Para Brown & Solar (1998) e D'Lemos *et al.* (1993), a contínua migração e presença de magma promove *softening* térmico das rochas encaixantes, sendo este responsável por potencializar e localizar a deformação dúctil no interior da zona de cisalhamento. Este mecanismo é considerado por estes autores como fundamental para acomodação do *strain* na crosta abaixo da transição dúctil-rúptil. Segundo Brown & Solar (1998), zonas de cisalhamento com escala crustal e seus granitos associados são manifestações de *self-organization*. Segundo este modelo de Brown & Solar (1998), o fluxo percolativo de magmas através da crosta em zonas de cisalhamento ocorre através de transporte canalizado ao longo de fraturas trativas e fraturas cisalhantes dilatativas, paralelas à foliação subvertical em zonas de alta deformação.

Segundo Paterson *et al.* (1989), plútons inferidos como tendo sido posicionados durante um evento de deformação regional provavelmente devem mostrar estruturas originadas por processos que variam desde fluxo magmático até deformação em estado sólido. Para Zibra *et al.* (2012), diferentes porções de um plúton posicionado em zona de cisalhamento podem registrar diferentes tramas, refletindo os estágios subsequentes da cristalização sin-deformacional. Paterson *et al.* (1989) destacam alguns critérios e características que atestam o posicionamento sintectônico de granitoides, dentre eles: (i) a continuidade das foliações e lineações desenvolvidas nas encaixantes e granitoides; (ii) um contínuo entre os processos magmáticos e de estado sólido de alta temperatura durante o desenvolvimento de foliações nos

granitoides; (iii) desenvolvimento sin-cinemático de porfiroclastos e (iv) forma e geometria alongada de plútons e estruturas que apontem posicionamento em zonas de falhas ativas. Para Miller & Paterson (1994), tramas sintectônicas são melhor preservadas em granitoides com baixas a moderadas taxas de resfriamento, ou em plútons deformados sob elevadas taxas de *strain* durante o posicionamento. Portanto, segundo Plissart *et al.* (2012), granitoides sintectônicos são os melhores indicadores para o estabelecimento do regime tectônico e da cinemática atuantes durante o posicionamento e resfriamento de magmas.

2. O Magmatismo shoshonítico

O termo “shoshonito” foi apresentado por Iddings (1895) para se referir à basaltos com ortoclásio descritos no *Yellowstone Park*, Wyoming (EUA). Joplin (1968) expandiu este conceito e introduziu a expressão “associação shoshonítica” para englobar rochas saturadas e subsaturadas em sílica que dificilmente são diferenciadas a partir de um único magma. Morrison (1980) reconheceu um grupo de rochas ricas em potássio e próximas da saturação com afinidades tanto cálcio-alcálica quanto alcalina, e agrupou-as separadamente de forma que constituíssem uma “associação de rochas shoshoníticas”.

Segundo Nardi (2016), as rochas da série shoshonítica são incluem gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo-monzonitos e granitos, incluindo seus correspondentes vulcânicos no diagrama QAPF. Em se tratando apenas de granitoides, os que compõem esta série são principalmente quartzo-monzonitos e granitos *sensu strictu*, diferenciando-se dos cálcio-alcálicos alto-K devido a associação comum com rochas monzoníticas e pela afinidade alcalina potássica $[K_2O > (Na_2O - 2)]$ da mesma (Fig. 3). De acordo com Nardi (1986), as rochas da série shoshonítica são predominantemente metaluminosas e que apenas os termos básicos a intermediários contêm as razões K_2O/Na_2O , fundamentais desta série, entre 1 e 2. Enriquecimento em K não é alusivo nos termos com $SiO_2 > 63\%$ em peso.

Segundo Nardi (1986), o comportamento de elementos traços como Sr, Ba e Rb é um parâmetro mais confiável do que a utilização de elementos maiores para a classificação de granitoides na série shoshonítica. Este autor relata que estes elementos acima citados apresentam forte enriquecimento nestas rochas, podendo mostrar reduções acentuadas nos termos com $SiO_2 > 73\%$ em peso. Nardi & Bitencourt (2007) destacam outras características importantes para o reconhecimento

de granitoides com esta afinidade, como $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ entre 0,7 e 0,9, padrões regulares de ETR (LaN 100-300, YbN 10 ± 5), os quais estão associados ao enriquecimento em *LILE* e ETRL em relação aos *HFS* e ETRP, respectivamente (Nardi, 2016), e anomalias negativas de Eu somente nos termos mais diferenciados ($SiO_2 > 73\%$ em peso). Características típicas de rochas shoshoníticas como os elevados teores de Ba e Sr e o enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, são também utilizadas para classificar granitoides como “granitos de alto Ba e Sr” (Fowler *et al.*, 2008; Lara *et al.*, 2017; Tarney & Jones, 1994).

Segundo Nardi (2016), o magmatismo shoshonítico ocorre predominantemente em ambientes de arco magmático continental maduro e pós-colisionais. No sul do Brasil, granitoides com afinidade shoshonítica são encontrados no interior de zonas de cisalhamento e longe destes locais de deformação, onde nestes estão associadas à rochas vulcânicas. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), de idade Neoproterozoica, localiza-se na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense (ESR) e tem sua origem relacionada aos estágios finais da Orogenia Brasileira (Lima & Nardi, 1998). Esta associação compreende uma ampla variedade de rochas extrusivas e intrusivas, incluindo traquibasaltos potássicos, shoshonitos, dacitos, riolitos, quartzodioritos e monzodioritos, quartzo-monzonitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos. De acordo com Lima & Nardi (1998), estas rochas são derivadas de magmas parentais basálticos com afinidade shoshonítica, cuja fonte foi metassomatizada durante subducção previa, através de mecanismos de fracionamento mineral. Segundo os mesmos autores, a ASLS não é intersectada por cinturões de cisalhamento pós-colisionais.

Os granitoides de afinidade shoshonítica pós-colisionais situados no interior do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt & Nardi, 2000) correspondem ao Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) (UFRGS, 2006) e ao Complexo Granítico Estaleiro (CGE) (Bitencourt & Nardi, 1993). O GCS encontra-se na porção leste do ESR e consiste em um corpo de aproximadamente $4km^2$, alongado em um *trend* ENE, e posicionado ao longo da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, a qual possui tectônica transcorrente sinistral (Knijnik *et al.*, 2012). Diques tardios de composição granodiorítica a monzogranítica e enclaves máficos microgranulares dioríticos a tonalíticos ocorrem associados ao GCS. De acordo com Knijnik *et al.*, 2012, os padrões geoquímicos e a presença de zircões herdados no GCS sugerem contaminação crustal durante a sua ascensão. O CGE encontra-se inserido na Zona de Cisalhamento Major Gercino, de tectônica predominantemente transcorrente

destral, no Escudo Catarinense, mais especificamente na região de Porto Belo (Fig. 2). Este complexo é formado pelo Granodiorito Estaleiro, diques básicos a intermediários contemporâneos, e por uma grande quantidade de corpos graníticos posicionados em gerações sucessivas que atuam, por vezes, como marcadores da evolução deformacional do mesmo (Bitencourt, 1996). O CGE, unidade na qual este trabalho foi realizado, será apresentado em maior detalhe no **Tópico 4** e no capítulo destinado à apresentação do artigo científico submetido ao periódico *Lithos*. (Capítulo 4).

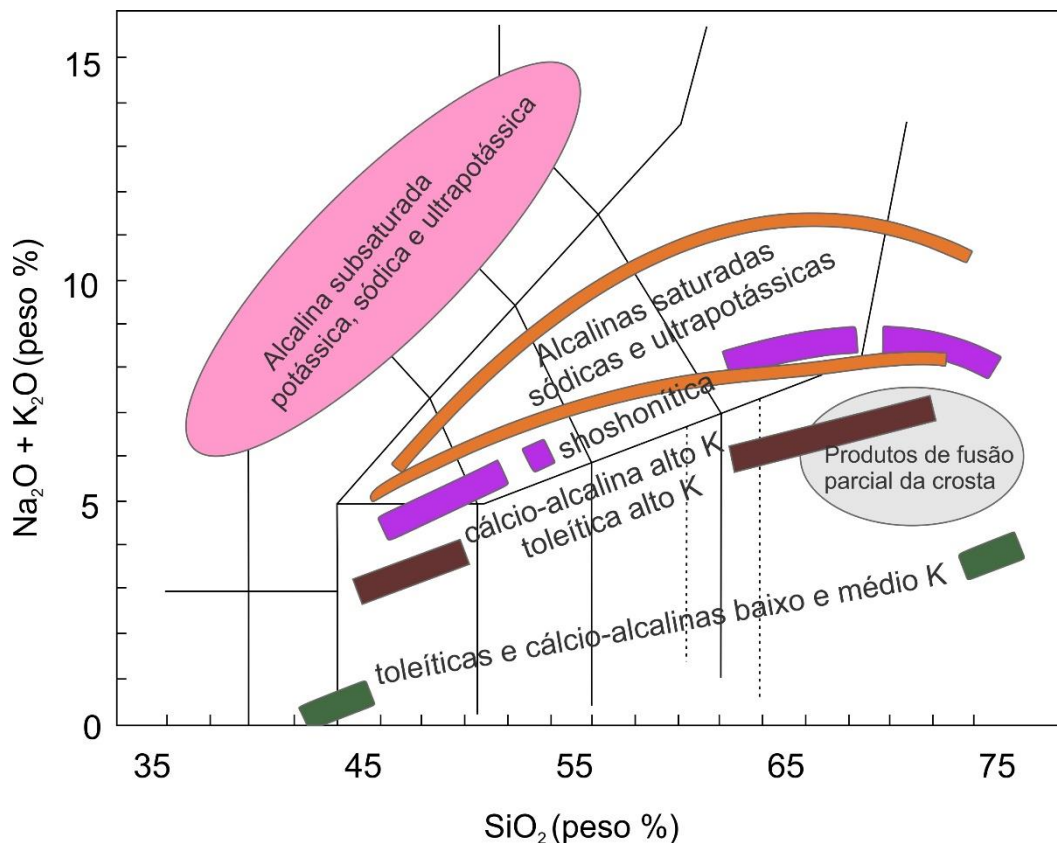


Figura 3. Principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal indicados no diagrama TAS. Modificado de Nardi (2016).

3. O período pós-colisional

A complexidade do período pós-colisional está relacionada, segundo Liégeois (1998), à diversidade de eventos geológicos que podem ser atribuídos à este período, tais como grandes movimentações horizontais ao longo de zonas de cisalhamento,

colisões oblíquas, delaminação litosférica, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de riftes. Liégeois (1998) considera o período pós-colisional como o período seguinte ao evento de colisão principal entre duas ou mais placas tectônicas, mas que ainda está relacionado à ela (Fig. 4). Para este autor, a colisão é caracterizada por grandes empurrões (*major thrusts*) e metamorfismo regional de alta pressão, características estas que a diferenciam do longo período de convergência de placa que se segue ao fechamento do oceano.

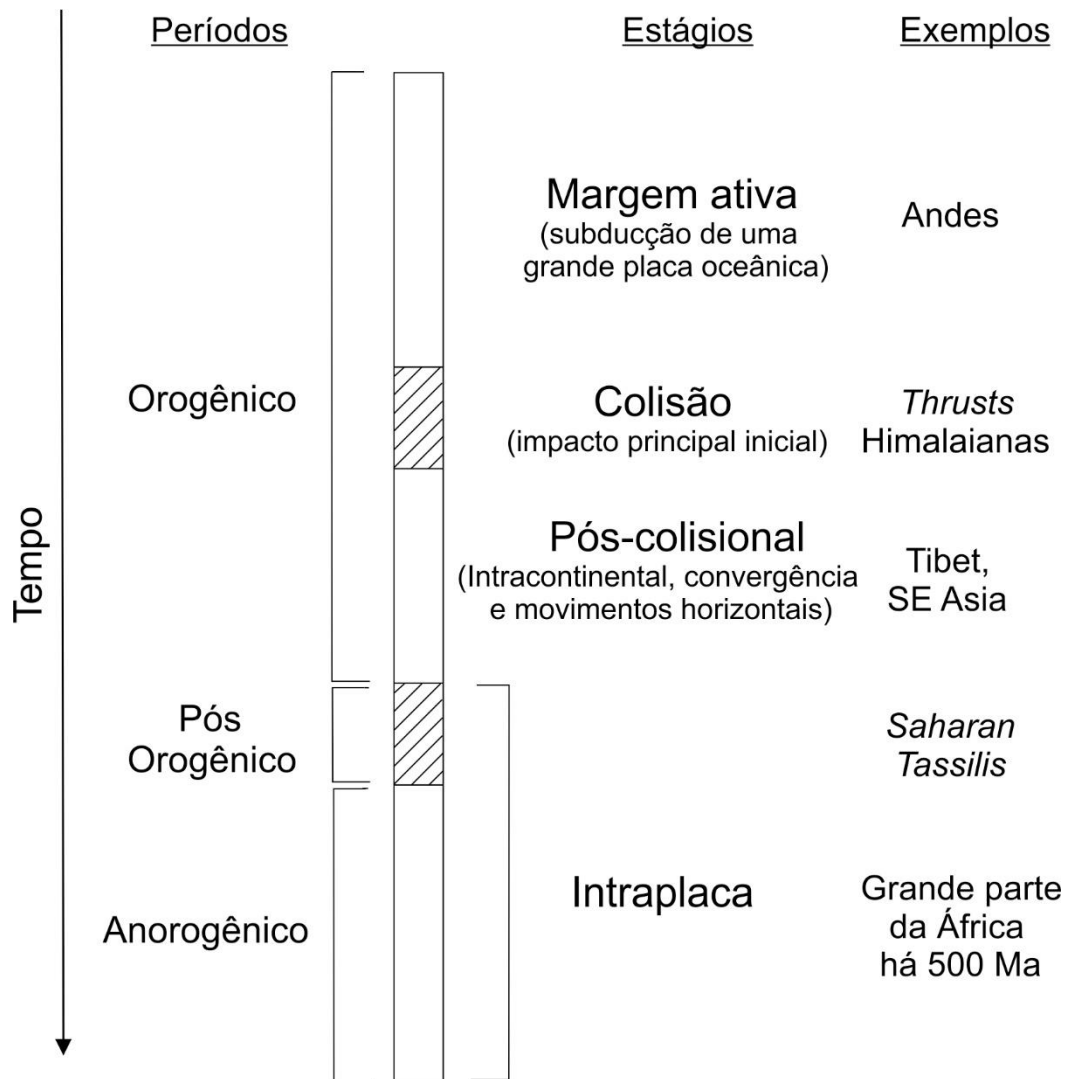


Figura 4. Principais períodos e estágios geodinâmicos e suas localizações no tempo. Modificado de Liégeois (1998).

De acordo com Harris *et al.* (1986) e Liégeois (1998) o magmatismo gerado no período pós-colisional é principalmente cálcio-alcálico alto-K, com importante volume de rochas shoshoníticas e granitoides peraluminosos, alcalinos a peralcalinos ocorrendo de forma subordinada. Liégeois (1998) enfatiza a associação do

magmatismo pós-colisional com as grandes movimentações horizontais ao longo de zonas de cisalhamento com escala crustal. A fonte deste magmatismo é originada durante os eventos de subducção e colisão prévios, e conta com um significativo componente juvenil mantélico ou de crosta recém formada com caráter ígneo ou sedimentar. A participação de fontes afetadas por subducção é responsável, segundo Harris *et al.* (1986), pela semelhança dos *trends* de evolução composicional do magmatismo encontrado no ambiente pós-colisional e de arco magmático. Estes *trends* compreendem desde magmas com assinatura de arco, denotando o início do período pós colisional, até magmas intra-placa, os quais apontam para um período de maior estabilidade.

O conceito de período pós-colisional proposto por Liégeois (1998) tem sido empregado por diversos autores e pesquisadores no estudo de rochas ígneas neoproterozoicas, principalmente no sul do Brasil (Santa Catarina e Rio Grande do Sul) e Uruguai (Bitencourt & Nardi, 2000; Florisbal *et al.*, 2012a,b; Knijnik *et al.*, 2012; Lara *et al.*, 2017; Martini *et al.*, 2015; Nardi & Bitencourt, 2007, 2009; Oyhantçabal *et al.*, 2007).

4. Contextualização geológica regional

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) (Fig. 1) corresponde a terminação sul da Província Mantiqueira (de Almeida *et al.*, 1981) e estende-se a partir da porção do sul do Brasil até o Uruguai, representando um sistema orogênico desenvolvido durante o ciclo Brasiliano/Pan-Africano. Este ciclo foi marcado principalmente por eventos de subducção de crosta oceânica e colisões de arcos magmáticos e continentes envolvendo os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari, ocasionando aglutinação do Gondwana Oeste. Similaridades metamórficas e geocronológicas com os cinturões africanos Kaoko e Gariep têm levado alguns autores à correlacionar o CDF com ambos cinturões africanos (Basei *et al.*, 2005, 2008; Gross *et al.*, 2009; Konopásek *et al.*, 2017; Lenz *et al.*, 2011; Oyhantçabal *et al.*, 2011).

O registro Arqueano a Paleoproterozoico está relacionado aos crátons Luís Alves e Rio de La Plata. Sequências metamórficas supracrustais encontram-se principalmente na porção central deste cinturão, enquanto magmatismo do tipo arco cálcio-alcalino é descrito a oeste, entre 800-700 Ma (Babinski *et al.*, 1997; Silva, 1999), e também na parte central, com ca. 790 Ma (Martil *et al.*, 2011). Dados obtidos em terrenos metamórficos de alto grau no sul do Brasil por Gross *et al.* (2006), Martil

(2010) e Philipp *et al.* (2009) e no Uruguai (Gross *et al.*, 2009) indicam que a colisão principal ocorreu em *ca.* 650 Ma.

A porção leste do CDF é caracterizada por um cinturão granítico descontínuo de direção NE, exposto desde Santa Catarina até o Uruguai, com *ca.* 1400 km de extensão ao longo do *strike* e largura média de 150 km (Basei *et al.*, 2013). De norte a sul são reconhecidos, respectivamente, 3 segmentos denominados batólitos Florianópolis em Santa Catarina, Pelotas no Rio Grande do Sul e Aiguá no Uruguai. Alguns modelos tectônicos consideram os granitoides encontrados nesta porção do CDF como correspondentes às raízes de um arco magmático (Basei *et al.*, 2005; Fernandes *et al.*, 1992; Silva, 2005).

No entanto, diversos autores (Bitencourt & Nardi 1993, 2000; Florisbal *et al.*, 2012a,b; Lara *et al.*, 2017; Martini *et al.*, 2015; Oriolo *et al.*, 2016; Oyhantçabal *et al.*, 2007, 2009; Sommer *et al.*, 2006) associam o magmatismo granítico encontrado ao longo deste cinturão à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, e interpretam-no como pertencente ao período pós-colisional. O período pós-colisional no sul do Brasil e Uruguai (650-580 Ma) é caracterizado por um intenso aporte de magmas dentro de um *trend* predominantemente NE, controlado por zonas de cisalhamento integrantes de um cinturão transpressivo denominado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Bitencourt, 1996; Bitencourt & Nardi, 2000). Esta descontinuidade de escala crustal compreende uma série de zonas de cisalhamento anastomosadas, com extensões quilométricas, cinemática predominantemente transcorrente e sentido de deslocamento ora dextral ora sinistral, responsáveis pelo transporte e posicionamento de grandes volumes de magmas ácidos e quantidades subordinadas de material máfico contemporâneo sob forma de enclaves, diques sinplutônicos ou pequenos plutons (Bitencourt & Nardi, 2000; Florisbal *et al.*, 2012b). Grande parte das zonas de cisalhamento são de alto ângulo, com direções variando de NS à N60E, atingindo condições de fácies xistos-verdes a anfibólito inferior (Bitencourt & Nardi, 2000).

Segundo Bitencourt & Nardi (2000), o estabelecimento do CCSb levou a ativação de fontes mantélicas previamente modificadas por subducção através de mecanismos de decompressão, promovendo também fusões crustais. Os estágios iniciais do magmatismo pós-colisional dentro do CCSb originaram rochas de composição cálcio-alcálica alto-K (650-620 Ma). Granitoides peraluminosos são descritos durante o intervalo entre 630-617 Ma, seguidos por associações shoshoníticas (*ca.* 600 Ma). Geração de granitoides alcalinos associados à rochas

máficas toleíticas ou levemente alcalinas contemporâneas ocorre no período de 590-580 Ma (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Florisbal *et al.*, 2012a; Nardi & Bitencourt, 2007). A ampla ocorrência e contemporaneidade de magmas máficos com a maioria dos magmas graníticos aponta para uma grande participação de fontes mantélicas neste magmatismo (Bitencourt & Nardi, 2000).

O Batólito Florianópolis localiza-se na porção norte do CDF sendo limitado, também a norte, pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Bitencourt *et al.*, 1989) que o separa de rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Brusque. Para Basei *et al.* (2000, 2011), Passarelli *et al.* (2010) e Hueck *et al.* (2018) esta designação é atribuída para os plutons graníticos encontrados a sul da ZCMG. Já Chemale Jr *et al.* (2012) e Florisbal *et al.* (2012a,b) empregam este termo para os corpos graníticos aflorantes no interior e a sul da ZCMG. A área de trabalho na qual este trabalho foi realizado está inserida no interior da ZCMG, em sua porção extremo nordeste.

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) é uma estrutura com direção média N45-50E, caráter dúctil-rúptil e cinemática transcorrente destal, com componente oblíqua subordinada (Bitencourt *et al.*, 1989; Bitencourt, 1996), constituindo uma ramificação do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Bitencourt & Nardi, 2000) no estado de Santa Catarina. Estas características foram definidas por Bitencourt *et al.* (1989, 1996) e Bitencourt & Nardi (1993) na região de Porto Belo. Passarelli *et al.* (1993, 2010) descrevem características estruturais similares para a ZCMG em sua extensão para sudoeste. Na região de Porto Belo, esta megaestrutura possui ca. 5 a 6 km de espessura e 14 km de comprimento (Chemale Jr *et al.*, 2012) e permitiu a geração e posicionamento de sucessivos corpos graníticos e magmas máficos contemporâneos durante seus diferentes estágios de movimentação, formando uma série de intrusões alongadas segundo seu *trend* NE.

As rochas encaixantes dos granitoides sintectônicos, descritas nesta região por Bitencourt (1996), compreendem uma associação de ortognaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica com ocorrência subordinada de gnaisses finamente laminados, sendo designadas por Florisbal *et al.* (2012a,b) como Complexo Porto Belo (CPB). Xenólitos centimétricos a decimétricos de gnaisses laminados, anfíbolitos bandados e xistos máficos, bem como diversas gerações de veios graníticos finos, aplíticos e pegmatíticos são encontrados em grande parte dos ortognaisses (Bitencourt, 1996). O bandamento gnáissico milonítico de baixo ângulo pré-transcorrência tem sua geração associada à pelo menos um evento metamórfico

em condições de fácies anfíbolito (Silva, 1991). Este bandamento é fortemente transposto, tornando-se subvertical nas proximidades de zonas de alta deformação transcorrente da ZCMG (Bitencourt, 1996). A idade U-Pb em zircão (ID-TIMS) de cristalização dos ortognaisses é datada em 646 ± 15 Ma (Chemale Jr *et al.*, 2003).

As intrusões mais antigas de granitoides sintectônicos à ZCMG na região de Porto Belo correspondem aos Granitoides de Quatro Ilhas (GQI) e ao Granito Mariscal (GM) (Bitencourt & Nardi, 1993; Bitencourt, 1996). Estas unidades formam corpos descontínuos com alongação NS a NNE, cujas melhores exposições encontram-se na porção centro-leste da região de Porto Belo. Florisbal *et al.* (2012a) subdivide os GQI em muscovita-biotita granodioritos e biotita monzogranitos e o Granito Mariscal em muscovita-biotita sienogranitos com alto potássio e baixo potássio. A orientação de suas foliações magmáticas paralelas ao bandamento gnáissico milonítico de baixo ângulo das rochas encaixantes do CPB atestam seus caracteres intrusivos durante a ocorrência de um regime tectônico tangencial. Ambos granitoides também registram a atuação de uma tectônica transcorrente, marcada pelo desenvolvimento de foliações miloníticas subverticais (Bitencourt, 1996). As microestruturas de ambas as rochas também indicam a atuação destes diferentes estágios tectônicos, os quais primeiramente atuam sob condições magmáticas, progredindo para as de estado sólido com o decréscimo da temperatura (Bitencourt & Kruhl, 2000). Xenólitos do GM nos GQI atestam o caráter mais jovem dos primeiros, corroborado por idades de cristalização U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS e ID-TIMS obtidas por Chemale Jr *et al.* (2003, 2012) e Florisbal *et al.* (2011, 2012b) para ambas as rochas.

A sequência de intrusões na região de Porto Belo é marcada pelo posicionamento das rochas que compõem o Complexo Granítico Estaleiro (CGE) (Bitencourt & Nardi, 1993; Bitencourt, 1996). O CGE, unidade na qual este trabalho foi realizado, é constituído pelo Granodiorito Estaleiro (GE) e por uma quantidade expressiva de veios graníticos, com menores volumes de corpos tabulares básicos a intermediários contemporâneos. O GE é um anfibólio-biotita granodiorito metaluminoso de afinidade shoshonítica (Bitencourt & Nardi, 1993; Bitencourt, 1996), intrusivo em todas as demais unidades anteriores. Seu caráter sintectônico à movimentação transcorrente da ZCMG é demonstrado pela concordância entre suas estruturas planares e lineares, magmáticas e de estado sólido. Ambas foliações são predominantemente NE e subverticais, embora localmente ocorra uma foliação magmática de baixo ângulo (Bitencourt & Nardi, 1993; Bitencourt, 1996). Na porção oeste deste complexo, o GE encontra-se não deformado ou com baixa deformação,

preservando suas feições magmáticas originais. O desenvolvimento progressivo para estruturas de estado sólido pode ser acompanhado nos sentidos leste e nordeste, em direção às zonas miloníticas de alta deformação (Bitencourt & Nardi, 1993; Bitencourt, 1996). A idade de cristalização U-Pb em zircão para o GE foi obtida na sua porção não deformada, datada em $602 \pm 4,2$ Ma (ID-TIMS) (Chemale Jr *et al.*, 2012).

Finalizando a sequência de intrusões na região de Porto Belo, os granitoides mais jovens correspondem ao Granito Zimbros (GZ), Granito Morro dos Macacos (GMM) e diques félsicos e máficos que constituem a Suíte Intrusiva Zimbros (Bitencourt & Nardi, 1993; Bitencourt, 1996). Todas estas subunidades apresentam afinidade levemente alcalina (Bitencourt e Nardi, 1993; Bitencourt, 1996; Chemale Jr *et al.*, 2003, 2012). O GZ é intrusivo em todas as unidades descritas anteriormente e corresponde a biotita sienogranitos a monzogranitos alongados na direção NE, completamente inseridos na ZCMG. Predominam estruturas primárias em sua porção central, marcadas pelo alinhamento dimensional de feldspatos, enquanto feições de estado sólido intensificam-se em direção às bordas (Bitencourt, 1996). O GMM também constitui biotita sienogranitos a monzogranitos, embora não mostrem foliações e lineações bem desenvolvidas. Localiza-se no extremo sudeste desta região e fora dos limites da ZCMG. O GZ é datado em $587 \pm 7,5$ Ma (U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS) (Chemale Jr *et al.*, 2012), com o GMM mostrando idade U-Pb (ID-TIMS) de cristalização muito próxima em $588 \pm 3,3$ Ma (Chemale Jr *et al.*, 2003, 2012).

5. Espectrometria de massa de plasma induzido por abrasão a laser aplicada à datação de rochas

De acordo com Geraldès (2010), a espectrometria de massa de plasma induzido por abrasão a laser (LA-MC-ICP-MS) é considerada, desde a década de 1980, uma ferramenta importante na área das geociências, principalmente na geologia, para a obtenção de dados U-Pb, tornando-se muito útil para datação de minerais e rochas. Segundo este mesmo autor, esta técnica teve impacto muito forte sobretudo nas áreas de petrologia ígnea e metamórfica devido à rapidez na produção de seus resultados. Para Geraldès (2010), a capacidade desta técnica em permitir a determinação *in situ* de composições químicas e isotópicas de minerais aumenta a possibilidade de novas pesquisas a respeito dos processos geológicos conhecidos.

Segundo Dickin (1997) e Geraldès (2010), a aplicação deste método consiste na volatilização de uma amostra, ou de parte dela, com um feixe de laser seguida por

uma ionização através de um plasma de argônio, sendo as razões isotópicas obtidas por meio de um espectrômetro de massa. No período inicial de análise, as dimensões, a concentração de urânio e a idade do mineral influenciam na intensidade do sinal de chumbo a ser determinado. De acordo com estes mesmos autores, cristais com grandes dimensões, grandes concentrações de urânio e antigos necessitam de feixes mais robustos, implicando em intensidades maiores dos sinais a serem analisados. Para Geraldês (2010), o plasma induzido consiste em uma boa fonte de íons, muito em função da sua capacidade de ionizar uma amostra devido ao alcance de temperaturas em torno de 8.000K. Grande parte dos elementos litófilos, calcófilos e siderófilos, com o emprego desta técnica, ionizam-se quase que 100% (Geraldês, 2010).

Embora o espectro de possibilidades de aplicação desta técnica seja amplo, a mesma possui certas limitações. Segundo Geraldês (2010), o principal problema apresentado pelo método é o fracionamento de isótopos de um mesmo elemento e entre o U e o Pb, cujo resultado são razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ diferentes das reais. O mesmo autor atribui as diferenças nestas razões aos procedimentos de preparação de amostras e às condições de análise. A utilização de um padrão externo previamente datado (através de método U-Pb convencional) tem sido sugerida com o objetivo de atenuar o fracionamento isotópico (Geraldês, 2010).

CAPÍTULO III

METODOLOGIA

Neste capítulo será apresentada a metodologia utilizada na abordagem integrada das características estruturais de campo, petrológicas, geoquímicas e geocronológicas das rochas graníticas do Complexo Granítico Estaleiro. As descrições e coletas dos dados em afloramentos-chaves realizaram-se em diferentes escalas, visando uma abrangência ampla, representativa e confiável destes aspectos. O estudo detalhado e integrado permite maior controle à respeito das relações espaciais, petrogenéticas e temporais existente entre estas rochas, uma vez que se encontram inseridas em um cenário geológico regional complexo. Cada etapa de desenvolvimento da pesquisa e trabalho está descrita nos subtópicos seguintes, objetivando um melhor detalhamento das técnicas utilizadas durante a pesquisa.

1. Revisão bibliográfica

A etapa de revisão bibliográfica estendeu-se durante toda a realização do trabalho. Consistiu na leitura de trabalhos acadêmicos e científicos previamente desenvolvidos sobre o contexto geológico regional e local no qual a área de trabalho deste estudo está localizada (e. g. Basei *et al.*, 2000; Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Bitencourt 1996; Chemale Jr *et al.*, 2003, 2012; Florisbal *et al.*, 2012a, b; Hueck *et al.*, 2018; Passarelli *et al.*, 2010), uma vez que contêm dados e interpretações que podem ser relevantes para o desenvolvimento da pesquisa. Trabalhos relacionados às temáticas e técnicas (e. g. Geraldés, 2010 para geocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS) abordadas neste trabalho também foram alvo de embasamento teórico.

2. Trabalho de campo

Foram realizadas três etapas de campo, a primeira em março de 2017, a segunda em agosto e a terceira em outubro, ambas no mesmo ano, contabilizando 15 dias no total. Foram visitados afloramentos tanto nas porções nada ou pouco afetadas quanto nas zonas de alta deformação do Complexo Granítico Estaleiro. A escolha dos afloramentos representativos para reconhecimento das litologias integrantes deste complexo, realização do detalhamento das estruturas de campo, bem como para

escolha das amostras destinadas para análises petrográficas, geoquímicas de rocha total e geocronológicas, foi feita com base no mapeamento geológico e estrutural em escala 1:25.000 realizado por Bitencourt (1996) na região de Porto Belo/Bombinhas.

2.1. Coleta e Apresentação de dados estruturais

O mapeamento de detalhe foi realizado em duas subáreas-chaves no extremo nordeste do Complexo Granítico Estaleiro, ambas localizadas em zonas de alta deformação do complexo. A subárea 1 engloba as exposições de rochas encontradas na praia do Estaleiro, denominada “seção tipo” por Bitencourt (1996). Já a subárea 2 está localizada nas proximidades da Praia do Caeté, mais especificamente no afloramento denominado “Salão” pela mesma autora. Em ambas subáreas foram realizados mapeamento de detalhe em escala 1:50 das porções mais representativas de cada afloramento, sendo desenhados em folhas A4 milimetradas para um melhor mantimento das proporções originais. Durante o detalhamento são descritas e investigadas as principais ocorrências de rochas, feições texturais e relações de contato entre as mesmas bem como suas principais feições estruturais (e. g. foliações, lineações, superfícies de ruptura, planos axiais e eixos de dobras, indicadores cinemáticos, entre outros). Estes dados obtidos são plotados junto ao croquis, permitindo um maior controle e confiabilidade aos dados. Concomitante a este processo foi realizada captura das feições de interesse por meio de smartphones ou câmera fotográfica. As medidas foram tomadas utilizando-se bússolas modelo CLAR (previamente declinadas conforme a declinação magnética local) e notação de “trama” (*dip/dip direction*). Ao final, os croquis geológicos foram digitalizados e vetorizados em software Corel Draw X7™. O montante de dados estruturais foi compilado através do software Stereo 32, no qual foram produzidas as projeções estereográficas de cada subárea.

2.2. Amostragem

As amostras coletadas foram cautelosamente escolhidas com base nas suas distribuições espaciais ao longo do Complexo Granítico Estaleiro (CGE), na busca de abranger as diferentes litologias graníticas que compõem esta unidade. Os novos dados petrográficos e microestruturais foram obtidos a partir de 9 amostras orientadas coletadas na zona de alta deformação do CGE. A orientação permite correlacionar as

estruturas observadas em sua posição original no afloramento com aquelas observadas em lâmina petrográfica. A aplicação da orientação consiste na medição de um plano qualquer da amostra ao ser recolocada na posição original após a coleta. A orientação é tomada e uma simbologia é traçada na face medida. Este símbolo contém uma seta indicando a direção do plano e um traço ortogonal apontando o sentido de mergulho. As demais lâminas delgadas orientadas foram tomadas, em parte, de Bitencourt (1996). O conjunto de amostras coletadas para geoquímica de rocha total inclui 8 das 9 amostras para petrografia e outras 12 amostras. Destas 12, 6 foram coletadas em zonas de alta deformação do CGE e 6 foram coletadas em porções pouco ou nada afetadas. Ambas também foram orientadas após a coleta. Duas amostras foram coletadas como representativas para geocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS. Uma delas na zona de alta deformação e a outra em uma porção pouco ou nada afetada. Áreas do litotipo principal do complexo com grande ocorrência de veios graníticos ou de corpos tabulares, enclaves e *schlieren* máficos foram evitadas para a coleta das amostras. A colocação sincrônica destes corpos, que muitas vezes pode ser acompanhada por eventos hidrotermais, juntamente com relatos prévios de Chemale Jr et al. (2012) sobre ocorrência de forte perda em Pb e perturbação do sistema U-Pb em amostras coletadas sob estas condições, levou à coleta para porções mais homogêneas e de ocorrência reduzida destes corpos.

3. Análises Petrográficas e Microestruturais

Nesta etapa foram realizadas descrições macro e microscópicas das 9 novas amostras coletadas em campo e das existentes na coleção didática utilizadas por Bitencourt (1996). As lâminas petrográficas foram confeccionadas no LabGeoq da Universidade Federal de Santa Catarina. As amostras orientadas em campo foram seccionadas perpendicularmente à foliação principal e em paralelo à lineação (plano XZ do elipsoide de deformação). Quando seccionadas neste plano, é possível observar o estiramento verdadeiro, assim como a espessura real das camadas e a indicação cinemática correta. A descrição das sessões delgadas foi feita em microscópio, utilizando-se luz transmitida, Olympus® BX-51 com câmera acoplada Olympus® UC-30 controlada por computador para captação de fotomicrografias. Foram observadas e descritas as principais feições texturais, o tamanho, morfologia e as relações de contato dos cristais, a trama e orientação dos mesmos em relação às estruturas descritas em campo, bem como suas microestruturas, feições de

recuperação e recristalização e indicadores cinemáticos. A contagem modal de pontos foi uma técnica empregada para facilitar a identificação e quantificação das principais fases minerais. Nas rochas ainda não classificadas por Bitencourt (1996), foram contados 500 pontos por lâmina, em média, devido a textura fina destas rochas. O volume percentual resultante das espécies minerais principais identificadas foram plotadas no diagrama QAPF e nomeadas de acordo com critérios de Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002).

4. Geocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS

As etapas de separação dos zircões das amostras coletadas (britagem, moagem, concentrado de bateia, separação magnética, líquidos densos, catação manual e confecção das *mounts* de zircão em resina epóxi) foram realizadas no Núcleo de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As etapas de imageamento através de catodoluminescência das *mounts* e a seleção dos pontos via LA-MC-ICP-MS ocorreram no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Uma descrição detalhada das etapas é mostrada nos seguintes subitens:

4.1. Desagregação das amostras

As amostras foram inicialmente desagregadas em um britador de mandíbula e pulverizadas em moinho de discos. Em seguida, o material obtido de cada uma das amostras foi peneirado em malhas cada vez menores, até o valor mínimo de 150 *mesh*.

4.2. Concentrado de bateia

O material pulverizado foi colocado primeiramente em um recipiente e então lavado com água corrente. Logo após o material foi deixado em processo de decantação para retirada de materiais finos como argilas, por exemplo. Após a retirada deste material, ocorreu o bateamento do pó de rocha utilizando-se três bateias com tamanhos progressivamente menores, nas quais os minerais mais densos que a água ficaram retidos. A última etapa deste processo foi realizada com o auxílio de uma microbateia.

4.3. Separação magnética

Obtidos os concentrados de bateia, os mesmos foram submetidos à uma separação magnética inicial para retirada de minerais magnéticos através da utilização de um ímã de mão. O restante do material foi então inserido em um separador magnético Frantz. A amostra foi colocada em um pequeno funil sob a atuação de uma corrente inicial de baixa intensidade de 0,4A. O material deslizou através de uma pequena calha inclinada, sendo depositados no final do trajeto em dois recipientes separados, um contendo minerais não-magnéticos (no qual os zircões ficaram retidos) e o outro os magnéticos. Terminado este processo, o material não magnético é recolhido e submetido novamente a três novas amperagens de 0,8, 1,2 e 1,8A, respectivamente. Ao final, a fração não-magnética resultante é recolhida para a próxima etapa de separação em líquidos densos.

4.4. Líquidos densos

A fração não magnética foi submetida, primeiramente, a separação em bromofórmio e, em seguida, em iodeto de metileno. Ao final deste processo, minerais com densidades maiores que as dos líquidos densos, como o zircão ($4,7\text{g/cm}^3$), foram armazenados, recolhidos e submetidos à secagem em estufa sob temperatura constante. Após esta etapa, o material está apto para o processo de catação manual dos cristais de zircão.

4.5. Catação manual e Montagem das *mounts*

Uma vez que o concentrado de minerais pesados e não-magnéticos não é composto apenas por zircões, mas também por apatitas, sulfetos e outras espécies minerais, a catação manual mostrou-se necessária para maior segurança e confiabilidade da separação. Para isto, foi utilizada uma lupa binocular Olympus® e um conjunto de pinças e agulhas. Foram selecionados cerca de 70 cristais de zircão a partir de diferentes populações, evitando-se cristais fraturados, com inclusões e feições de metamictização. O selecionado foi disposto em linhas e colunas sobre uma fita dupla face inserida em lamínula. Estas lamínulas foram posteriormente encaminhadas para impregnação de resina epóxi em moldes redondos, com diâmetro

de 2,5 cm e 4 mm de espessura. Após a secagem da resina, as sessões foram polidas até que as faces dos cristais ficassem desgastadas suficientemente para que fossem analisadas. Em seguida, as *mounts* foram recobertas com uma película de carbono para o imageamento em microscópio eletrônico de varredura (MEV).

4.6. Imageamento de sessões polidas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Para captura das imagens de catodoluminescência dos zircões, foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura Quanta FEG equipado com um espectroscópio de catodoluminescência Mono L3+ (Centaurus) do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. As imagens proporcionaram uma melhor visualização dos zircões, permitindo a identificação de zonas internas, inclusões, fraturas, entre outras feições). Além disso, são fundamentais para uma escolha precisa dos locais a serem analisados. Alguns dos critérios empregados para seleção dos locais de análise foram: centro e bordas de cristais principalmente quando existem diferenças de cor ou padrões de zoneamento truncados entre estas duas porções; zonas longe de fraturas, manchas e zonas irregulares; cristais euédricos, bipiramidados e aparentemente homogêneos também foram realizados dois pontos por cristal, objetivando-se confirmar o caráter ígneo dos mesmos.

4.7. Datação U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS

Os dados U-Pb foram obtidos através do emprego de um Finnigan Neptune acoplado à um sistema de abrasão a laser Excimer ArF (= 193nm) no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Para correção do *drift* instrumental foram utilizados dois padrões (GJ-1-32 e NIST-612), com análise dos mesmos a cada 13 *spots* desconhecidos. 33 *spots* foram realizados na amostra PB-23 e 28 na amostra PB-45, com tamanhos da ordem de 32 μ m. Os dados obtidos em cristais onde não foi possível evitar fraturas, em zonas de bordas escuras com elevados valores de discordância, ou com U e Pb comum foram rejeitados para os cálculos das idades. Os erros foram reportados em 1σ . Dados adquiridos cuja discordância mostrou-se >5% foram descartados. Os resultados analíticos utilizados para os cálculos das idades são apresentados nas tabelas X e Y. Os diagramas “concórdia” foram criados utilizando-se o software Isoplot[®] (Ludwig, 1993).

5. Geoquímica de rocha total

As amostras destinadas para análises geoquímicas representam as diferentes variedades composicionais e texturais dos corpos graníticos do Complexo Granítico Estaleiro, visando investigar suas gêneses através do estudo do comportamento de elementos maiores, traços e terras-raras. Amostras de ambas porções miloníticas e não deformadas do litotipo principal também foram analisadas com a finalidade de identificar possíveis modificações químicas relacionadas à progressão da deformação. A preparação das amostras foram realizadas no Núcleo de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, envolvendo as seguintes etapas: (i) lavagem das amostras; (ii) desagregação das mesmas com uso de marreta e martelo em ambiente propício para que não haja contaminação; (iii) redução da granulometria das amostras em gral até a obtenção da fração pó; (iv) moagem das mesmas em moinho de bolas de ágata durante 25 minutos; (v) pesagem de 20g de amostra em balança analítica de precisão elevada; (vi) armazenamento do conteúdo em recipiente apropriado.

As análises laboratoriais dos elementos maiores, traços e terras-raras foram realizadas no *Activation Laboratories Ltd. (Actlabs)*, Canadá, através de espectroscopia de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES) e espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) após fusão por metaborato/tetraborato. Precisão melhor que 2% foi obtida para os elementos maiores, e melhor que 10% para os elementos traços. Os resultados das 20 análises químicas representativas são apresentados na Tabela X. Grande parte dos diagramas para classificação geoquímica das amostras foram criados utilizando-se o software GCDkit®

CAPÍTULO IV

ARTIGO SUBMETIDO AO PERIÓDICO *LITHOS***Ediacaran Post-Collisional shoshonitic granitic magmatism within the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: an example of prolonged magmatism and differentiation under active transcurrent tectonism**

Felipe Manfredini Peruchi^{1*}, Maria de Fátima Bitencourt¹, Luana Moreira Florisbal², Dionatan Ferri Padilha¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000, RS, Brazil. fatimab@ufrgs.br

² Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Campus Universitário Trindade. Florianópolis, SC, 88.010-970, Brazil. luana.florisbal@ufsc.br.

* Corresponding author: +55 48 99626 9427

E-mail address: felipe.manfra.peruchi@gmail.com

A B S T R A C T

Post-collisional period of the Brasiliano/Pan-Africano Orogenic Cycle in southern Brazil (650-580 Ma) is marked by intense magmatism, that encompasses substantial volumes of coeval granitic and mafic rocks emplaced along transcurrent shear zones that compose the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) in Dom Feliciano Belt. The predominantly-transcurrent syntectonic granitic magmatism (611-587 Ma) was controlled by the Major Gercino Shear Zone (MGSZ) in the Porto Belo region. This magmatism is represented by the Estaleiro Granodiorite (EG) and their intrusive fine-grained granites, that, in association with minor volumes of *schlieren*, mafic enclaves and sheet-like bodies, constitute the Estaleiro Granitic Complex (EGC). EG is represented by porphyritic, amphibole-biotite granodiorites and the fine-grained granites include two main petrographic varieties. Towards E and NE portions of the EGC,

magmatic fabric becomes more strongly developed and evolves into a mylonitic fabric. Higher volumes of both fine-grained granites occur mainly in the EG mylonitic portions. In the undeformed or little deformed portions the granitic veins are absent. Both in the wall-rock and in the fine-grained granites the main foliations have NE to ENE strikes and steeply dips either to the SE or NW. Lineations have low plunge either to the NE or SW. Micro- and meso-structural analyses indicate that EG and fine-grained granites shared the same MGSZ dextral transcurrent kinematics and an evolution from magmatic to solid-state conditions, under deformational temperatures consistent with upper-greenschist to middle-amphibolite facies. New zircon U-Pb LA-MC-ICP-MS crystallization ages of 612 ± 2 and 611 ± 3 Ma for the EG undeformed and deformed portions, respectively. The inheritance patterns in the two portions are also very similar, being predominantly Neoproterozoic (~790, ~650 e ~630 Ma) and less commonly Meso- (1.2 and 1.1 Ga) and Paleoproterozoic (2.0 Ga). Shoshonitic affinity of both EG and fine-grained granites are indicated by their high Sr, Rb and Ba contents, LREE and LILE patterns, FeOt/(FeOt+MgO) ratios and predominantly metaluminous character. Major, trace and REE patterns suggest that the fine-grained granites are derived from the EG mainly by fractional crystallization of amphibole, biotite, zircon, allanite, apatite and titanite. EGC structural and geochemical features, in association with their zircon inheritance patterns, may suggest that the transcurrent tectonics of the MGSZ have played a fundamental role in the activation of mantle sources capable to originate shoshonitic magmas and have facilitated their interaction with crustal melts.

Keywords: Post-Collisional, Shoshonitic magmatism, Dom Feliciano Belt, Florianopolis Batholith, Estaleiro Granitic Complex, U-Pb geochronology,

1. Introduction

Processes of magma generation, segregation, ascent, emplacement and crystallization are active in different tectonic regimes. As pointed out by Florisbal et al. (2012a), in order to understand the relation between magmatic sources and emplacement conditions it is essential to determine which granitic magma type is generated in each tectonic regime.

Several authors have documented the importance of crustal-scale shear zones as channels for magmas transport from mantle depths to upper crustal levels (Brown and Solar, 1998; D'Lemos et al., 1992; Hutton, 1988a; Vigneresse et al., 1996). During crustal-scale shearing, both in transpressive and in transcurrent regimes, deformation and volatile pressure play a major role in promoting and intensifying those processes (Bea et al., 2005; Kruger and Kisters, 2016; Moyen et al., 2003; Tartèse and Boulvais, 2010; Vigneresse and Tikoff, 1999). Crustal-scale shearing may also promote crustal melting and facilitate mantle partial melting through adiabatic decompression (Bitencourt and Nardi, 2000). Integrated approaches using petrographic, structural, geochemical and geochronological data can provide a better understanding of granite genesis, kinematics and the role of crustal-scale shear zones in the emplacement of plutons. According to Liotta et al. (2008), coupled use of these data enables to identify progressive interaction of magmas from different sources when they are located in shear zones. For Valle Aguado et al. (2017) and Florisbal et al. (2012b), an integrated application of these tools is essential to characterize the evolution of orogenic belts.

In such scenario, the Dom Feliciano Belt (DFB) in southern Brazil and Uruguay (Fig. 1a) was formed in the Brasiliano/Pan-African Cycle during Neoproterozoic times and preserves several magmatic records related to oceanic crust subduction and collisional settings involving the Rio de La Plata, Congo and Kalahari cratons. The eastern part of DFB features a NE-trending, belt composed of coeval granitic and mafic rocks. Transport and emplacement of these rocks was mostly controlled by transcurrent tectonics in shear zones that form the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) (Bitencourt and Nardi, 2000). Several authors interpret the intense

granitic magmatism between 650-580 Ma as post-collisional (Bitencourt and Nardi 1993, 2000, Florisbal et al., 2012a,b; Lara et al., 2017; Martini et al., 2015; Oriolo et al., 2016; Oyhantçabal et al., 2007, 2009). However, in some geotectonic models (*e.g.* Basei et al., 2005; Fernandes et al., 1992; Silva, 2005) these rocks are interpreted as related to the roots of a Neoproterozoic magmatic arc.

Liégeois (1998) points out the importance of shoshonitic magmas in post-collisional settings. In southern Brazil and Uruguay, shoshonitic-affinity granitoids are reported in high- and low-strain zones of regional shear structures. They are usually intrusive in basement gneisses and granitic rocks. Shoshonitic granites and associated volcanic rocks were previously reported from distinct segments of the DFB by Bitencourt and Nardi (1993), Knijnik et al. (2012), Lara et al. (2017), Lima and Nardi (1998), Nardi (1986), Oyhantçabal et al. (2007), Sommer et al. (2006), among others.

This paper presents the results of an integrated approach applied to a granitic complex emplaced along one of the SBSB discontinuities, the Major Gercino Shear Zone, in the region of Porto Belo, Santa Catarina state, southern Brazil. The study includes structural, petrographic, whole-rock geochemistry and U-Pb geochronological data. The integration of such dataset allows to discuss the spatial relations of the granitic bodies that form the complex. The role played by the transcurrent tectonics in the generation and emplacement of these bodies is discussed. The geochemical patterns of shoshonitic granitoids are also compared with other shoshonitic rocks from the DFB shear zones. Inferences are made regarding the source of these rocks and their possible petrogenetic link.

2. Geological setting

The extensive area of Dom Feliciano Belt granitic rocks discontinuously exposed along the Atlantic coast (Fig. 1a) comprised three segments which take up local names and are referred, from north to south, as Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholiths. Transport and

emplacement of these large volumes of acidic magmas and coeval mafic material, which occurs as enclaves, synplutonic dikes or small plutons (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2012a) were mainly controlled by the SBSB.

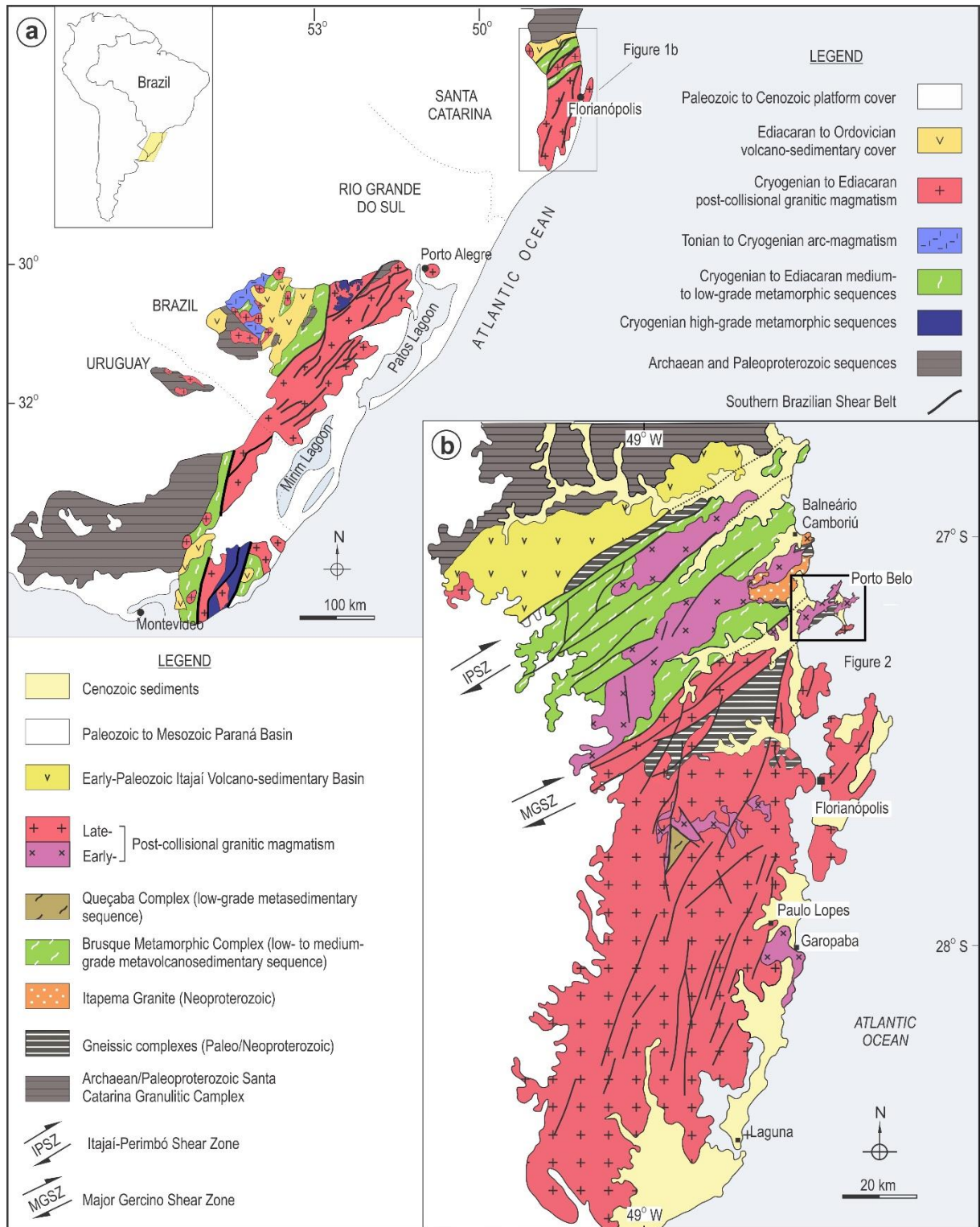


Figure 1. (a) Location and geological setting of southern Brazil and Uruguay; (b) geological units and main tectonic features in the Santa Catarina State, Brazil, with the study area indicated. Modified from Bitencourt and Nardi (2000).

The SBSB is a lithospheric-scale discontinuity comprising several anastomosed, km-wide shear zones of predominantly transcurrent kinematics interpreted to result from transpressive deformation. Most of the shear zones are steeply-dipping, with orientation ranging from NS to N60°E, and their temperatures are compatible with greenschist to lower-amphibolite facies conditions (Bitencourt and Nardi, 2000).

The early stages of post-collisional magmatism within the SBSB gave rise to high-K calc-alkaline or subalkaline rocks (650-620 Ma). Peraluminous granitoids are described during the interval between 630-617 Ma, followed by shoshonitic associations (ca. 600 Ma). Alkaline granitoids with coeval tholeiitic or slightly alkaline mafic rocks occur in the late phase of the post-collisional magmatism (590-580 Ma) (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Florisbal et al., 2012a; Nardi and Bitencourt, 2007). The common occurrence of coeval mafic magmas with most of the granitic ones points to an important mantle contribution to this magmatism (Bitencourt and Nardi, 2000).

The Florianópolis Batholith is located in the northern portion of the Dom Feliciano Belt (DFB), limited by the Major Gercino Shear Zone (MGSZ) that separates it from the Brusque Metamorphic Complex metasedimentary rocks (Fig. 1b). The study area is located on the northeastern tip of the MGSZ (Fig. 2).

The Major Gercino Shear Zone (MGSZ) (Fig. 1b) is a NE-trending, dextral transcurrent structure with subordinate oblique component, as referred Bitencourt and Nardi (1993, 2000) in the Porto Belo region. Passarelli et al. (1993, 2010) describe similar structural features for the MGSZ in its southwestern extension. In the Porto Belo region, this lithospheric-scale structure has controlled the generation and emplacement of successive granitic bodies and coeval mafic magmas, forming a series of elongate, NE-trending intrusions. Geological units and structural features of this area are shown in Figure 2. A compilation of U-Pb geochronological data reported for the Porto Belo region rocks is shown in Table 1.

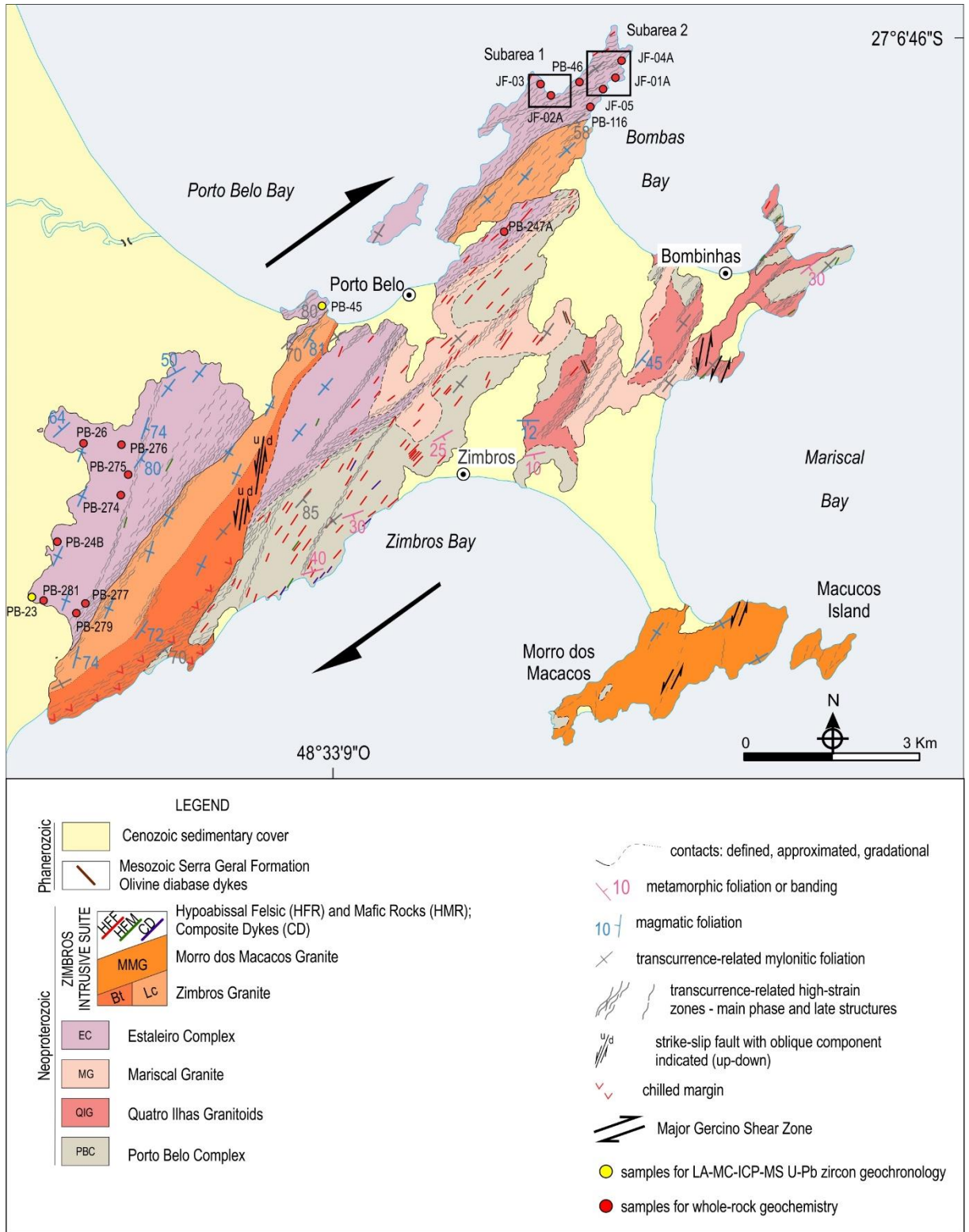


Figure 2. Geological map of the Porto Belo region with location of structural-detail subareas. Sampled spots for geochronology and geochemistry studies also indicated. Modified from Bitencourt (1996).

The basement rocks encompass an orthogneissic associations of granitic granodioritic and tonalitic composition with subordinate, finely-laminated gneisses called Porto Belo Complex (PBC) by Florisbal et al. (2012a) (Fig. 2). The flat-lying gneissic banding is associated with at least one metamorphic event of amphibolite facies conditions (Silva, 1991).

The oldest syntectonic granitoid intrusions in the Porto Belo region (Fig. 2) correspond to the calc-alkaline Quatro Ilhas Granitoids (QIG) and peraluminous Mariscal Granite (MG) (Bitencourt and Nardi, 1993). Their magmatic foliation orientation parallel to the gently-dipping PBC gneissic banding attests to their concordant intrusive character under contractional tectonic regime. Both granitoids also record transcurrence-related fabrics marked by subvertical mylonitic foliations (Bitencourt, 1996). QIG xenoliths in the MG rocks attest to the younger character of the latter, as confirmed by U-Pb zircon ages (Tab. 1).

The next syntectonic intrusion in the Porto Belo region, as determined by Bitencourt and Nardi (1993), is the Estaleiro Granitic Complex (EGC) (Fig. 2), formed by the shoshonitic Estaleiro Granodiorite (EG) and granitic veins, with smaller amounts of coeval basic to intermediate tabular bodies. As the EGC is the object of this study, it will be described in more detail in the next item.

The last intrusions in this region belong to the Zimbros Intrusive Suite (ZIS). As defined by Bitencourt and Nardi (1993), and correspond to the Zimbros Granite (ZG), Morro dos Macacos Granite (MMG), and felsic and mafic dikes (Fig 2). The ZG is emplaced within the MGSZ whilst the MMG lies outside the shear zone. The granitoids of this suite are mildly alkaline, whilst the mafic rocks are tholeiitic.

Table 1. U-Pb zircon geochronological data reported for the rocks from the Porto Belo region. Modified from Florisbal et al. (2012a).

Unit	Method	Age (Ma)	Reference
PBC - Banded tonalitic biotite-gneiss	LA-MC-ICP-MS	799 ± 8	De Toni et al., 2016
PBC - Foliated mafic metatonalite	ID-TIMS	646 ± 15	Chemale Jr et al., 2012
Quatro Ilhas Granitoids	LA-MC-ICP-MS	619 ± 22	Chemale Jr et al., 2012
Quatro Ilhas Granitoids	LA-MC-ICP-MS	623 ± 6	Chemale Jr et al., 2012
Quatro Ilhas Granitoids - <i>mbg</i>	LA-MC-ICP-MS	625 ± 7	Florisbal et al., 2011, 2012
Quatro Ilhas Granitoids - <i>bmz</i>	LA-MC-ICP-MS	614 ± 4	Florisbal et al., 2011, 2012
Mariscal Granite	LA-MC-ICP-MS	620 ± 31	Chemale Jr et al., 2012
Mariscal Granite	ID-TIMS	624 ± 17	Chemale Jr et al., 2003, 2012
Mariscal Granite - <i>HK</i> group	LA-MC-ICP-MS	609 ± 8	Florisbal et al., 2011, 2012
Fine-grained granite dyke	LA-MC-ICP-MS	617 ± 6	Chemale Jr et al., 2012
Fine-grained granite dyke	ID-TIMS	615 ± 7	Chemale Jr et al., 2003, 2012
Fine-grained granite dyke	LA-MC-ICP-MS	618 ± 5	Chemale Jr et al., 2012
Estaleiro Granodiorite - undeformed portion	ID-TIMS	602 ± 4	Chemale Jr et al., 2012
Morro dos Macacos Granite	ID-TIMS	588 ± 3	Chemale Jr et al., 2003, 2012
Zimbros Granite	LA-MC-ICP-MS	587 ± 8	Chemale Jr et al., 2012
Zimbros Acid dyke	SHRIMP	587 ± 9	Chemale Jr et al., 2012

3. The Estaleiro Granitic Complex

3.1. General features

As defined by Bitencourt and Nardi (1993), the Estaleiro Granitic Complex (EGC) comprises the Estaleiro Granodiorite (EG) and a significant volume of granitic veins in successive generations which mark the progress of deformation in the shear zone. Basic to intermediate tabular bodies are subordinate in volume. The western part of the complex (Fig. 2) is virtually undeformed and contains small amount of granitic veins and mafic sheets. Towards the east and northeast, deformation is increasingly marked by solid-state planar and linear features. The structural transition is accompanied by increasing amounts of granitic veins and mafic material.

The Estaleiro Granodiorite is a dark grey, porphyritic rock containing cm-long plagioclase and K-feldspar phenocrysts in heterogranular to seriate matrix (Fig. 3a). K-feldspar

megacrysts contain concentric trails of biotite inclusions and may reach up to 10 cm in length. The colour index is generally high (up to 25) and biotite is largely dominant over hornblende. The undeformed EG is either massive or shows a variably-developed magmatic foliation, S_0 , marked by shape alignment of feldspar phenocrysts and mafic minerals. The magmatic foliation strikes NE and dips steeply towards NW or SE. When present, mineral lineation is sub-horizontal. The planar structure is enhanced by aligned mafic microgranular enclaves and schlieren.

Towards E and NE, the magmatic fabric becomes strongly developed and progressively evolves into a mylonitic fabric (S_m) due to increase of solid-state deformation (Fig. 3b). Progressive deformation is marked by feldspar porphyroclasts and stretched quartz, but primary features, as euhedral phenocrysts with their twin planes aligned in the foliation plane, are often preserved (Fig. 3c). In high-strain zones, solid-state S-C-C' fabrics trending NE to ENE mark the clockwise progression of deformation. Stretching lineation is sub-horizontal or plunges at shallow angles to NE or SW. In these high-strain zones, the volume of mafic sheets and granitic veins is maximum.

Mafic intrusions comprise equigranular, fine-grained, sheet-like bodies, whose limits are concordant with the EG local mylonitic foliation and to the foliation developed in these intrusions (Fig. 3d). Elongate mafic microgranular enclaves vary from slightly contaminated, with sharp, straight contacts, to strongly contaminated with lobate contacts. In higher strain zones, the mafic material is often dismembered in elongate enclave swarms (Fig. 3e). Granitic veins reach up to 20% volume in high-strain zones, as pointed out by Bitencourt (1996), and include aplites, pegmatites and fine-grained granites of different orientations (Fig. 3f), with the largest volume of veins represented by aplites and pegmatites.

3.2 Mesoscale features of Estaleiro Granodiorite and fine-grained granites

This study is complementary to the ones previously done by Bitencourt & Nardi (1993) and Bitencourt (1996) in that discrimination of fine-grained intrusions is done which permits further geochemical sampling and deeper investigation of their relationships with the main unit. The detailed study of the Estaleiro Granodiorite (EG) and fine-grained granites was concentrated in two key subareas chosen at the northeastern part of the complex (Fig. 2) because this represents a highly-deformed zone where veins are abundante. Deformation increases from subarea 1 (west) towards the core of the shear zone represented in subarea 2 (east).



Figure 3. Mesoscopic-scale features of the Estaleiro Granitic Complex: (a) shape alignment of feldspar phenocrysts in the Estaleiro Granodiorite; (b) EG mylonitic fabric (S_m) with feldspar porphyroclasts; (c) mylonitic EG with preserved euhedral feldspar phenocrysts; scale-bar = 1cm; (d) sheet-like mafic intrusion concordant with the EG mylonitic foliation; (e) elongate mafic enclave swarms in mylonitic EG; (f) concordant and discordant fine-grained granites and aplite-pegmatites intrusive in mylonitic EG.

In this paper, the fine-grained granites are separated in two groups based on textural and compositional criteria. Fine-grained granites of group 1 (fgg1 – Fig. 4a) are fine- to medium-grained, hypidiomorphic equigranular biotite monzogranites with scattered feldspar phenocrysts, that locally grade into porphyritic rocks of seriate matrix. Their colour index varies from 10 to 20. Fine-grained granites of group 2 (fgg2 – Fig. 4b) are fine- to medium-grained, alotriomorphic equigranular syenogranites with rare feldspar megacrysts and lower colour index (M' 4 to 7).

The EG mylonitic foliation in this *subarea 1* (S_m) is frequently seen to progress at outcrop scale into C'-type foliation called $S_{m'}$, so that S_m is rotated into parallelism with these later planes and they may become indistinguishable. As a result, the mylonitic foliation planes scatter from 030° to 060° trends whilst the stretching lineation remains fairly constant, plunging at shallow angles towards NE or SW (Fig. 4c).

Fine-grained granites of both types form cm- to dm-thick veins, although the volume of fgg1 is more significant, and they generally form the thicker veins which may reach up to 1 m. The contacts are usually straight and concordant or at low angles to local EG mylonitic foliation, and the intrusions are generally planar and emplaced both along S_m or $S_{m'}$. As shown in figure 4c, the orientation of fgg1 and fgg2 scatter from 040° to 060° .

The main characteristic of *subarea 2* is the higher amount of strain affecting the entire complex, and this also leads to specific features observed in the intrusions of fine-grained granites. The progressive shearing leads to the establishment of successive C-planes $S_{m'}$ and $S_{m''}$, towards EW-trending planes with little variation of dip values, generally above 70° (Fig. 4d). The emplacement of fgg varieties along $S_{m'}$ is most common in this subarea, and the

intrusions are seen to crosscut and follow the main mylonitic foliation clockwise dragging (Fig. 5a). Despite following the same structural trends, a larger volume of fgg2 intrusions is observed in this subarea. The last C-planes no longer accommodate magmas (Fig. 4d), but displace even the last pegmatites (Fig. 5b).

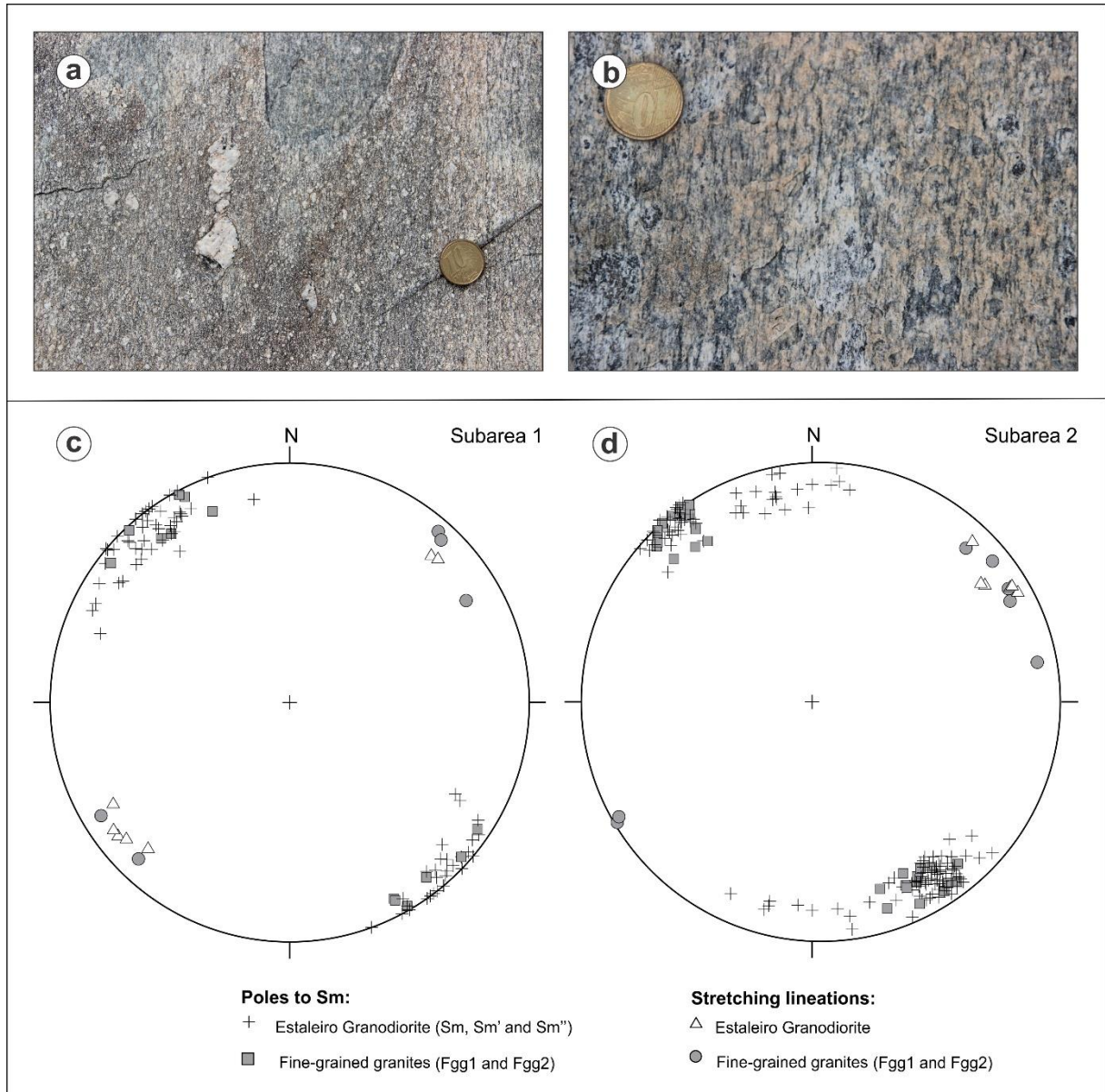


Figure 4. (a) General aspect of the fine-grained granitic veins with scattered phenocrysts from group 1 (fggv1); (b) general aspect of the fine-grained granitic veins from group 2 (fggv2); (c) and (d) equal area, lower hemisphere plots of structural elements from subarea 1 and subarea 2, respectively. Notice the concordant orientation of fine-grained granitic intrusions relative to the EG local foliation in both subareas.

Intrusions originally emplaced at small angles with the main mylonitic foliation show strongly sheared contacts (Fig. 5c). An additional feature observed only in this subarea is fgg2

intrusions of diffuse contacts in close relation with neighbouring discordant, sheared pegmatites (Fig. 5d). Such feature points to a close relation in time between the fgg2 intrusions and the late aplo-pegmatite veins and is in accordance with the more differentiated character of fgg2 rocks.

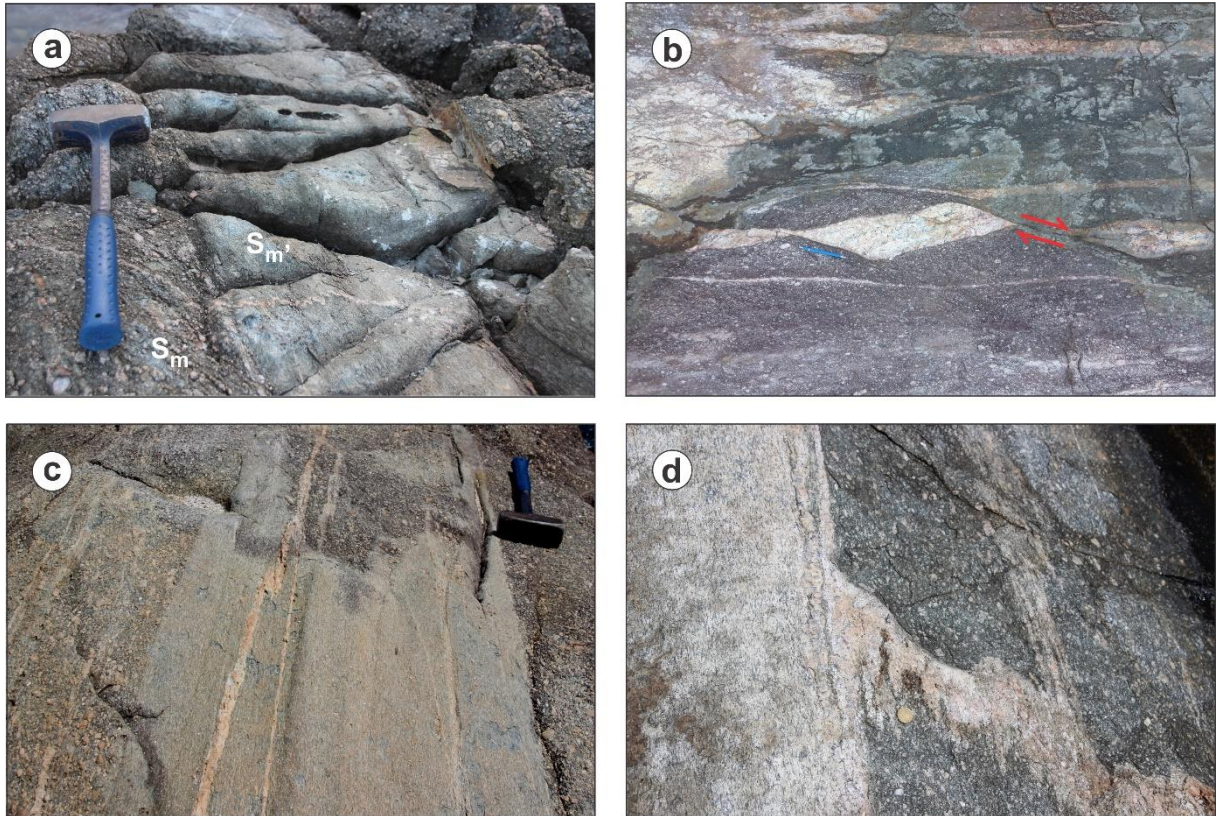


Figure 5. Structural features of subarea 2. (a) Fgg intrusion emplaced along C-plane (S_m') and clockwise dragging of the main mylonitic foliation; (b) Latest C-planes (S_m'') that bear no magma but displace late pegmatites; (c) strongly sheared, formerly sub-concordant fgg1 intrusion; (d) fgg2 intrusion of diffuse, interactive contacts with discordant, sheared pegmatite.

3.3 Petrography and microstructures

New petrographic and microstructural data were obtained in eight samples of fine-grained granite bodies and one sample of Estaleiro Granodiorite (EG), all of them cut on the XZ plane. Several other thin-sections from undeformed and mylonitic EG were taken from Bitencourt (1996) with new observations added from the study of pre-existing thin-sections. Fine-grained granitic veins modal classification was based on Streckeisen (1976) and Le Maitre (2002) criteria. Plot in the QAPF diagram was performed using the modal proportion resulting from the count of 500 points per thin-section.

The Estaleiro Granodiorite (EG) shows subordinate variation to monzogranites. The dominant mafic mineral is biotite, with lesser amounts of amphibole. The main texture is porphyritic, with 1-2 cm-size feldspar phenocrysts in about 50-55% seriate matrix containing plagioclase (An_{2-28}), quartz and K-feldspar (Or_{96-97}). *K-feldspar* forms subhedral to anhedral phenocrysts sometimes showing extensional fractures filled with matrix material (Fig 6a). Large subgrains, marginal recrystallization by subgrain rotation and myrmekite aggregates are common features at the borders of large grains. *Plagioclase* phenocrysts (An_{23-43}) are subhedral to euhedral and commonly zoned. Deformational features comprise undulose extinction, large subgrains, kinking of twin planes and marginal recrystallization by bulging. *Quartz* is anhedral and interstitial grains in average of irregular contacts. Deformation features include subgrains and recrystallized grains in the form of mono- or polycrystalline ribbons. *Biotite* is found predominantly as brown- to dark-green lamellae aligned in the foliation. In highly mylonitic rocks, newly-formed, bluish green biotite is found as small-size flakes. *Amphibole* is subhedral to euhedral and usually form 0.2 mm-size cores rimmed by dark-brown or dark-green biotite aggregates, with variable amounts of opaque minerals and epidote. *Allanite* is the main accessory mineral and forms elongate, commonly zoned prismatic crystals, bordered by common epidote. The opaque minerals is *magnetite* as dominantly anhedral crystals. *Titanite* is subhedral to euhedral and may form up to 1mm-size grains. *Zircon* forms small prisms, sometimes zoned. Bluish-green to pink *tourmaline* is found in trace amounts.

Both groups of fine-grained granites are relatively more differentiated than the common EG and show no trace of amphibole. Fgg1 are hypidiomorphic monzogranites bearing scattered, 2-3% K-feldspar and plagioclase phenocrysts (1 to 3 mm long) set in seriate matrix containing K-feldspar, plagioclase, quartz and biotite (Fig. 6b). Fgg2 syenogranites show fine- to medium-grained, equigranular alotriomorphic texture where crystal sizes range from 0.02mm to 1.8mm (Fig. 6c) and up to 3mm-long phenocrysts are rare. Zircon, apatite, allanite, tourmaline, and opaque minerals are found in both groups of fine-grained granites, with lower proportions of

these minerals found in group 2. Titanite is restricted to group 1. S-C foliation pairs are found in both groups highlighted by biotite and white-mica and indicate dextral shear sense (Fig. 6d).

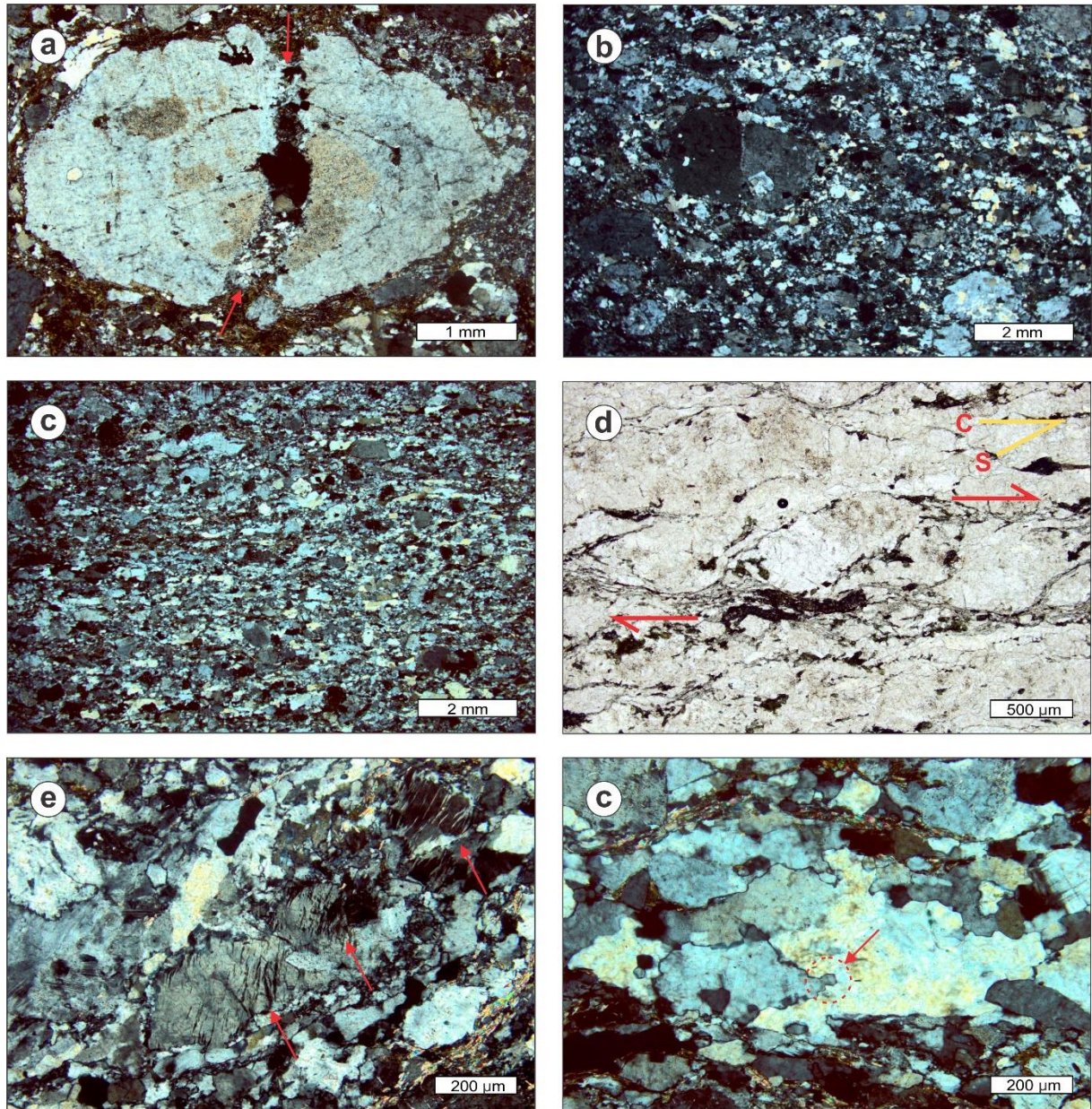


Figure 6. Petrographic and microstructural aspects of the EGC granitic rocks: (a) extensional fractures in K-feldspar phenocryst filled with matrix material (arrows); (b) typical texture of group 1 fine-grained granites (fgg1), given by feldspar phenocrysts in seriate matrix; (c) typical fine- to medium-grained equigranular texture of group 2 fine-grained granites (fgg2); (d) S-C foliation pair highlighted by aligned biotite and white-mica indicating dextral shear sense, PPL; (e) flame-perthites developed at the edges of fgg1 K-feldspar phenocryst; (f) grain-boundary migration in quartz. The arrow points that the gray grain is bulging into the slightly yellow central grain.

K-feldspar forms subhedral crystals and porphyroclasts in fgg1 monzogranites, with mostly lenticular or irregular shapes in fgg2 syenogranites. Flame-perthites (Fig. 6e),

myrmekite aggregates and microcline twinning are common features, as well as undulose extinction, subgrains and marginal recrystallization by subgrain rotation. Matrix-filled extensional fractures are sometimes found in fgg1 phenocrysts. Thin lamellae of secondary white-micas are irregularly distributed along the crystals.

Plagioclase is mostly subhedral in fgg1 and anhedral in fgg2, but in both cases have their polysynthetic twin plane aligned parallel or at low angle to the main foliation plane. Crystals are in general more altered than those of K-feldspar. Undulose extinction and kink bands over twin planes are common. Subgrains are also found, but marginal recrystallization features are less common.

Quartz is slightly more abundant in fgg2, generally as anhedral crystals of irregular to interlobate contacts, and locally forming ribbons or elongate lenticular aggregates parallel to the main foliation. Some quartz grains in these aggregates are recrystallized and form a local granoblastic texture. Orthogonal subgrains in *chessboard pattern* (Kruhl, 1996) are found in some larger crystals of polycrystalline aggregates. Recrystallization occurred by grain boundary migration (GBM) in these aggregates, evidenced by interlobate limits of the new grains (Fig. 6f). Subgrain rotation and bulging recrystallization give rise to new grains with size ranging from 0.04mm to 0.1mm.

Biotite is considerably more abundant in fgg1, where it forms brownish and greenish crystals. In fgg2 rocks biotite is greenish to dark green. In samples from the very high strain zones, very small, bluish-green biotite flakes are found. Secondary fine- to very-fine grained *white-mica* forms from both biotite and feldspars. *Epidote* is secondary, predominantly anhedral and may add up to significant amounts in both fine-grained granites. *Zircon* forms very small elongate bipyramidal prisms, but short rounded crystals are locally found. Primary, euhedral to subhedral *titanite* is found exclusively in fgg1 rocks. Bluish-green to pink *tourmaline* is found in trace amounts in all rocks. *Allanite* forms elongate zoned prisms surrounded by fine epidote rims. *Apatite* forms elongate prisms and needles.

4. Analytical procedures

For U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronological age determinations, two samples were selected as representative of the Estaleiro Granodiorite (EG). Sample PB-23 represents the undeformed portion and PB-45 represents the mylonitic portion. Samples were collected in homogeneous zones of the EG without occurrence or far from veins or hydrothermal affected zones. Figure 2 indicates the sampling locations. Table 2 gives the UTM coordinates of each sample collected. The samples were crushed using a jaw crusher, triturated in a ring mill. Following stages included both Winfley Table magnetic mineral separation and heavy liquids techniques. Finally, less magnetic zircon final fraction was collected by hand picking under a binocular microscope. All the zircon preparation was performed at Núcleo de Preparação de Amostras of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

About 70 crystals were selected from the least magnetic zircon final fraction, then attached and polished in a standard epoxy mount. Cathodoluminescence images were acquired using a Quanta 250 FEG electron microscope equipped with Mono L3+ cathodoluminescence spectroscope (Centaurus) at Centro de Pesquisas Geocronológicas of the Universidade de São Paulo (CPGeo/USP) in order to select the best sites for analysis. U-Pb laser ablation-multi collector-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) data were obtained on single zircon crystals using a Finnigan Neptune coupled to an Excimer ArF laser ablation system ($\lambda = 193 \text{ nm}$) at CPGeo of the Universidade de São Paulo. Standards GJ-1-32 and NIST-612 were applied to correct the instrumental drift, being the standard analyzed after every 13 unknown spot.

Thirty-three spots were performed on PB-23 sample and twenty-eight on PB-45 sample, with $32 \mu\text{m}$ spot size. Data obtained from strongly fractured crystals, at dark edges zones that show high discordance values and on crystals with high common U or Pb were discarded for ages calculations. Errors are reported in 1σ . Data obtained with discordance $\geq 5\%$ were

discarded for age calculations. All U-Pb diagrams were created using the Isoplot software (Ludwig, 1993). Table 2 presents the analytical results used for age calculations.

Based on the field and petrographic data, the fine-grained granites samples destined for geochemical analysis represent the different compositional and textural varieties of these bodies. Both samples from non-deformed and mylonitic EG portions were analyzed in order to identify possible chemical modifications related to deformation. Figure 2 indicates the sampling locations. The studied EGC geochemical data set comprises sixteen new data, seven from fine-grained granites and nine from EG. Four whole-rock geochemical data were extracted from Bitencourt (1996). The twenty fine-grained granites and EG representative chemical analysis results are shown in Table 3. Major and trace elements of the EG and fine-grained granites were determined at Actlabs, Canada, by ICP/OES and ICP/MS, respectively, after metaborate/tetraborate fusion. A precision better than 2% was obtained for major elements, and better than 10% for trace elements.

5. U-Pb zircon LA-MC-ICP-MS geochronology

5.1. Undeformed Estaleiro Granodiorite

Sample PB-23 represents a porphyritic biotite granodiorite-monzogranite with poorly-developed magmatic foliation and no deformation fabrics. The selected zircon population comprises grains of 100 to 250 μm length, commonly euhedral to subhedral. Terminations are bipyramidal, and subordinately rounded. Dark rims found in some grains are related to lead loss and/or high common lead contents. Some grains exhibit normal zoning and, more rarely, irregular blotches. Well marked cores were identified, with rare inclusions and the grains are frequently fractured (Fig. 7a).

From the whole set of spots (Tab. 2), only twenty results were selected due to their discordance values below 5% and acceptable common lead contents. From this subset, seven spots read on euhedral, mostly bright, near or at the rims, with bipyramidal terminations and weakly zoned (Fig. 7a), yielded a concordia age of 611.9 ± 1.7 Ma (MSWD = 0.72), that is interpreted as the magmatic crystallization age (Fig. 7b). Another group of seven spots obtained on euhedral to subhedral grains yielded an older Neoproterozoic concordia age of 629.8 ± 2.1 Ma (MSWD = 1.8) interpreted as inheritance (Fig. 7b). $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ ages of 787, 672 and 649 Ma are also interpreted as Neoproterozoic inheritance (Fig. 7b). Older inherited cores of subrounded grains yielded individual $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ ages of approximately 2.000 and 1.100 Ma, both interpreted as Paleoproterozoic and Mesoproterozoic inheritance (Fig. 7b).

5.2. Mylonitic Estaleiro Granodiorite

Sample PB-45 is a mylonitic porphyritic biotite granodiorite. The population of zircon grains comprises 100-250 μm long crystals, predominantly euhedral to subhedral, many of them with well-marked bipyramidal terminations. Rounded crystals are rare, and some grains show irregular shaped blotches and normal zoning (Fig. 7c). Cores are clearly visible and inclusions are scarce. Fractures are found common in many crystals.

In this sample set (Tab. 2), only sixteen spots were used for age determination due to their discordance values below 5% and acceptable common lead contents. From this subset, eight spots placed on euhedral to subhedral clear zircons, at grain margins or cores, provided a concordia age of 611.2 ± 2.7 Ma (MSWD = 0.99) interpreted as the magmatic crystallization age (Fig. 7d). A set of five spots made in the cores of subhedral to rounded grains with normal zoning yielded a concordia age of 637.2 ± 2.5 Ma, interpreted as inherited cores (Fig. 7d). Two other spots performed on subhedral zircon cores with dark rims originated individual $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ ages of ~ 1.200 Ma interpreted as Mesoproterozoic inheritance (Fig. 7d). A single spot made on a euhedral zircon core with bipyramidal terminations, dark boundaries and normal zoning,

also yielded an individual $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ age of ~ 1.900 Ma interpreted as Paleoproterozoic inheritance (Fig. 7d).

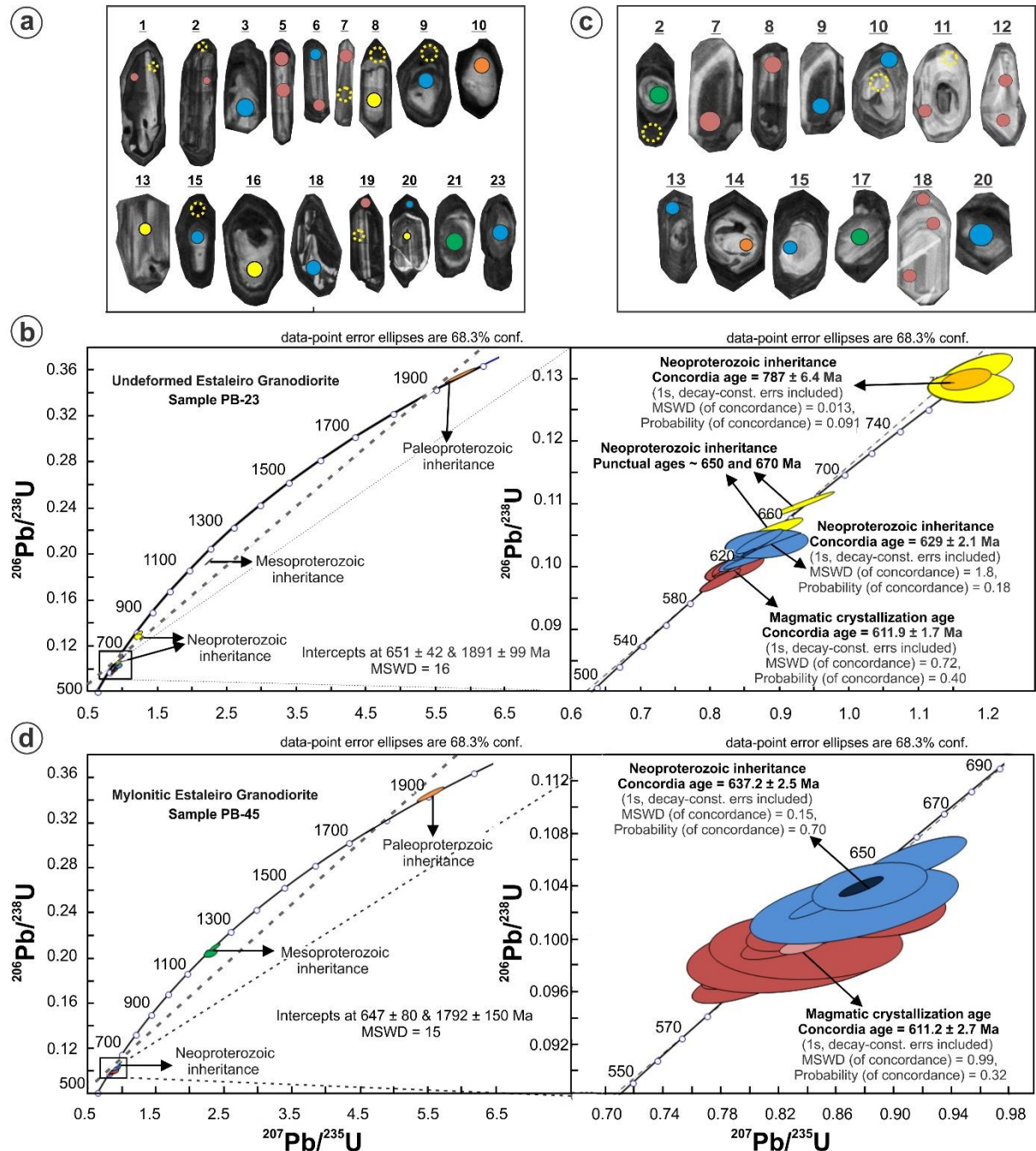


Figure 7. Geochronological data for the Estaleiro Granodiorite: (a) Cathodoluminescence images of zircon grains from sample PB-23 (Undeformed EG) with analysed spots; (b) Concordia plot for all zircon data analysed from sample PB-23 with discordance below 5%. Inset show magmatic crystallization age and Neoproterozoic inheritance. (c) Cathodoluminescence images of zircon grains from sample PB-45 (Mylonitic EG) with analysed spots; (d) Concordia plot for all zircon data analysed from sample PB-45 with discordance below 5%. Inset show the magmatic crystallization.

Table 2. LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation for the undeformed (sample PB-23) and mylonitic (sample PB-45) Estaleiro Granodiorite.

Non-deformed Estaleiro Granodiorite - Sample PB-23																
Spot	Absolute $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Absolute $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Corr. coef.	Absolute $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Common Pb %	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age (Ma)	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (Ma)	1 σ	% Concor.
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ									
Magmatic age - % discordance less than 5%																
1.2	0.8268	0.0164	0.0997	0.0012	0.72	0.0602	0.0010	0.86	909	612	0.007	612	0.009	609	0.034	100
2.1	0.8364	0.0249	0.1000	0.0013	0.61	0.0606	0.0017	0.27	251	615	0.008	617	0.014	626	0.059	98
5.1	0.8261	0.0214	0.0994	0.0012	0.68	0.0603	0.0014	0.00	231	611	0.007	611	0.012	613	0.051	99
5.2	0.8351	0.0244	0.1002	0.0012	0.99	0.0604	0.0017	2.13	325	616	0.007	616	0.014	619	0.060	99
6.1	0.8244	0.0235	0.0998	0.0013	0.70	0.0599	0.0016	0.07	275	613	0.008	611	0.013	600	0.056	102
7.1	0.8105	0.0194	0.0979	0.0012	0.9	0.0600	0.0013	0.00	379	602	0.007	603	0.011	605	0.046	99
19.2	0.8222	0.0147	0.0984	0.0010	0.95	0.0606	0.0011	2.70	1333	605	0.006	609	0.008	625	0.037	96
Neoproterozoic inheritance ca. 630 Ma																
3.1	0.8639	0.024	0.1034	0.0013	0.95	0.0606	0.0015	0.00	165	634	0.008	632	0.013	625	0.054	101
6.2	0.8382	0.0194	0.1011	0.0012	0.88	0.0601	0.0012	0.71	373	621	0.007	618	0.011	608	0.045	102
9.1	0.8576	0.0281	0.1014	0.0012	0.95	0.0613	0.0022	1.96	251	623	0.007	629	0.016	651	0.078	95
15.1	0.8787	0.0398	0.1037	0.0015	0.27	0.0615	0.0030	0.31	200	636	0.009	640	0.022	656	0.106	96
18.1	0.8681	0.0155	0.1037	0.0011	0.93	0.0607	0.0011	2.78	1326	636	0.006	635	0.008	629	0.037	101
20.2	0.8540	0.0163	0.1027	0.0011	0.96	0.0603	0.0011	1.56	1187	630	0.007	627	0.009	615	0.039	102
23.1	0.8677	0.0225	0.1041	0.0013	0.90	0.0605	0.0016	0.29	245	638	0.007	634	0.012	620	0.059	103
Neoproterozoic inheritance ca. 650 and 790 Ma																
8.1	0.9287	0.0333	0.1099	0.0014	0.98	0.0613	0.0023	0.18	215	672	0.008	667	0.017	649	0.080	103
13.1	0.8901	0.0282	0.1059	0.0013	0.89	0.0610	0.0019	1.12	274	649	0.007	646	0.015	638	0.070	101
16.1	1.1767	0.0410	0.1287	0.0016	0.01	0.0663	0.0024	0.15	182	780	0.009	790	0.019	817	0.079	95
20.1	1.1845	0.0344	0.1313	0.0018	0.69	0.0654	0.0020	0.08	241	795	0.010	793	0.016	788	0.065	100
Mesoproterozoic inheritance ca. 1.2 Ga																
21.1	2.2050	0.0374	0.1941	0.0020	0.99	0.0824	0.0015	0.53	406	1143	0.011	1183	0.013	1255	0.036	91
Paleoproterozoic inheritance ca. 2.0 Ga																
10.1	5.8736	0.1456	0.3555	0.0042	0.98	0.1198	0.003	0.43	87	1961	0.020	1957	0.022	1954	0.044	100

Mylonitic Estaleiro Granodiorite - Sample PB-45

Spot	Absolute		Corr. coef.	Absolute		Common Pb %	U ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U age (Ma)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb age (Ma)		% Concor.	
	1σ	1σ		1σ	1σ				1σ	1σ				
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ									
Magmatic age - % discordance less than 5%														
7.1	0.8271	0.0416	0.88	0.0988	0.0017	0.79	204	607	0.010	612	0.023	629	0.127	99
8.1	0.8346	0.0257	0.58	0.1009	0.0012	5.36	252	620	0.007	616	0.014	603	0.072	100
11.2	0.8281	0.0492	0.33	0.0988	0.0019	0.81	78	607	0.011	613	0.027	633	0.150	99
12.1	0.8425	0.0335	0.83	0.1006	0.0014	0.71	149	618	0.008	621	0.019	630	0.098	99
12.2	0.7948	0.0246	0.68	0.0968	0.0011	0.34	257	596	0.007	594	0.014	586	0.072	100
18.1	0.8803	0.0369	0.01	0.1024	0.0015	0.14	163	628	0.009	641	0.020	686	0.104	98
18.2	0.8369	0.0278	0.65	0.0991	0.0012	0.30	202	609	0.007	617	0.015	647	0.077	98
18.3	0.8375	0.0451	0.05	0.0995	0.0017	0.35	121	612	0.010	618	0.024	640	0.125	99

Table 2 (Continued)

Spot	Absolute		Corr. coef.	Absolute		Common Pb %	U ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U age (Ma)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb age (Ma)		% Concor.	
	1σ	1σ		1σ	1σ				1σ	1σ				
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ									
Neoproterozoic inheritance ca. 637 Ma														
9.1	0.9128	0.0248	0.78	0.1060	0.0012	0.00	285	649	0.007	659	0.013	691	0.061	98
10.1	0.8557	0.0197	0.93	0.1031	0.0010	1.12	455	632	0.006	628	0.011	611	0.051	97
13.1	0.8828	0.0269	0.42	0.1040	0.0012	0.42	239	638	0.007	643	0.015	660	0.077	96
15.1	0.8713	0.0485	0.56	0.1025	0.0019	0.97	100	629	0.011	636	0.027	662	0.147	95
20.1	0.8796	0.0205	0.83	0.1038	0.0009	0.14	377	637	0.005	641	0.011	656	0.053	97
Mesoproterozoic inheritance ca. 1.2 Ga														
2.1	2.3496	0.0506	0.83	0.2085	0.0023	18.33	166	1221	0.012	1227	0.015	1239	0.041	98
17.1	2.2859	0.0648	0.45	0.2029	0.0024	2.6	128	1191	0.013	1208	0.02	1238	0.061	96
Paleoproterozoic inheritance ca. 1.9 Ga														
14.1	5.5678	0.1341	0.94	0.3437	0.0043	0.23	74	1904	0.021	1911	0.021	1919	0.048	99

Spot size = 32μm. Errors are 1σ. Corr coef is correction coefficient. % Concord is concordance.

UTM coordinates of sample PB-23: 737212.27 mE / 6989083.14 mN;

UTM coordinates of sample PB-45: 742048.979 mE/ 6994170.593 mN

6. Elemental geochemistry

6.1. Major, minor and trace elements

In the total-alkalis diagram ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 (TAS) (Le Bas et al., 1986) (Fig. 8a), samples from the Estaleiro Granodiorite (EG) and group 1 fine-grained granites (fgg1) plot in the quartz monzonite, granodiorite and granite fields. Samples from group 2 fine-grained granites (fgg2) plot exclusively in the granite field. Except for sample JF-03A, all samples plot in the subalkaline/tholeiitic, silica-saturated field. The EG is predominantly metaluminous to slightly peraluminous and in both groups of fine-grained granites a predominant slightly peraluminous character is found, as observed in A/NK vs A/CNK diagram (Fig. 8b).

The EG samples are distributed over a wide and continuous SiO_2 range (63-71 wt. %), with high-alkali contents (6.95 to 8.40 wt.%) (Fig. 8a) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios (1.12 to 1.44). Fgg1 has a narrow SiO_2 range (66-70 wt. %), alkali contents between 7.50-8.17 (wt. %) (Fig. 8a) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios between 0.83-1.05 (wt.%). Fgg2 is the most differentiated group of samples, with very narrow silica range (72-73 wt. %), alkali contents between 8.05-9.23 (wt. %) (Fig. 8a) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios between 1.17-1.22.

All major element contents decrease with increasing differentiation, except for K_2O , in both undeformed and mylonitic EG (Fig. 9a). In fgg1, TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 and FeO^{T} show negative correlation with SiO_2 (Fig. 9a). It was not possible to establish a pattern for K_2O in these rocks. In general, fgg2 rocks fit into the mylonitic and undeformed EG trends, except for Al_2O_3 , Na_2O and K_2O (Fig. 9a). Although much of the granitic bodies from fgg1 plot together with the mylonitic and undeformed EG samples, oxides such as MgO , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O and FeO_t show deviations from the main trend (Fig. 9a). Fgg1 samples have higher TiO_2 , FeO^{T} , MgO , CaO , and lower K_2O than those of fgg2 (Fig. 9a). Whole-rock $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ ratio ranges from 0.66 to 0.75 with increasing differentiation in mylonitic EG, whilst in

the undeformed varieties it ranges from 0.69 to 0.76 (Fig. 8c). In all fine-grained granites samples this ratio increases with the differentiation (0.70 to 0.80), the higher ratios belonging to the fgg2 samples (Fig. 8c). In general, both fine-grained granites follow the EG main trend (Fig. 8c). According to the criteria proposed by Frost et al. (2001), almost all EGC granitic rocks are magnesian granites, with one sample from fgg2 (JF-03A) falling along the Ferroan-Magnesian boundary (Fig. 8c). Except for one sample from the undeformed EG, all samples plot in the field of Cordilleran granites (Fig. 8c). In the $\text{FeO}^{\text{T}} / (\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ vs Al_2O_3 diagram (Dall'Agnol and Oliveira, 2007), which is used to discriminate A-type from calc-alkaline granitoids, with the exception of sample JF-03A that plots in the A-type field, all samples plot in the calc-alkaline field (Fig. 8d).

Elements like Ba, Sr and Zr show negative correlation with the increasing differentiation, whereas Rb shows a slight tendency of enrichment, especially in the EG, undeformed or mylonitic varieties (Fig. 9b). Most mylonitic and undeformed samples are in the 180-215 ppm Rb range (Fig. 9b). Above this range, only EG mylonitic rocks are found. As observed for the major elements, the behavior of both fine-grained granites for these trace elements is distinct from that of EG evolution trend. This deviation is evidenced mainly by the higher Ba and Sr, and lower Rb contents, mostly in fgg1 relative to the EG (Fig. 9b). These trace elements also corroborate the discrimination of two groups of fine-grained granites. Samples of group 1 have higher Ba, Sr and Zr amounts than those of group 2, whilst Rb contents are similar in both.

6.2. Spidergrams

The compositions of EG and of both fine-grained granites show normalized-ORG patterns (Pearce et al., 1984) enriched in LILE and moderate to low concentrations for HFS (Fig. 10a). Rb shows the same behavior for EG and fine-grained granites, although it is more

enriched in the EG (Fig. 10a). The behaviour of Ba in fgg1 samples indicates slightly positive anomalies, whereas the EG and fgg2 samples show slightly negative anomalies (Fig. 10a). Ta, Nb and Ti have similar patterns, and are lower in both fine-grained granites (Fig. 10a). Positive Ce anomalies are more evident in the EG and fggv1, while in the group 2 they are slightly positive (Fig. 10a).

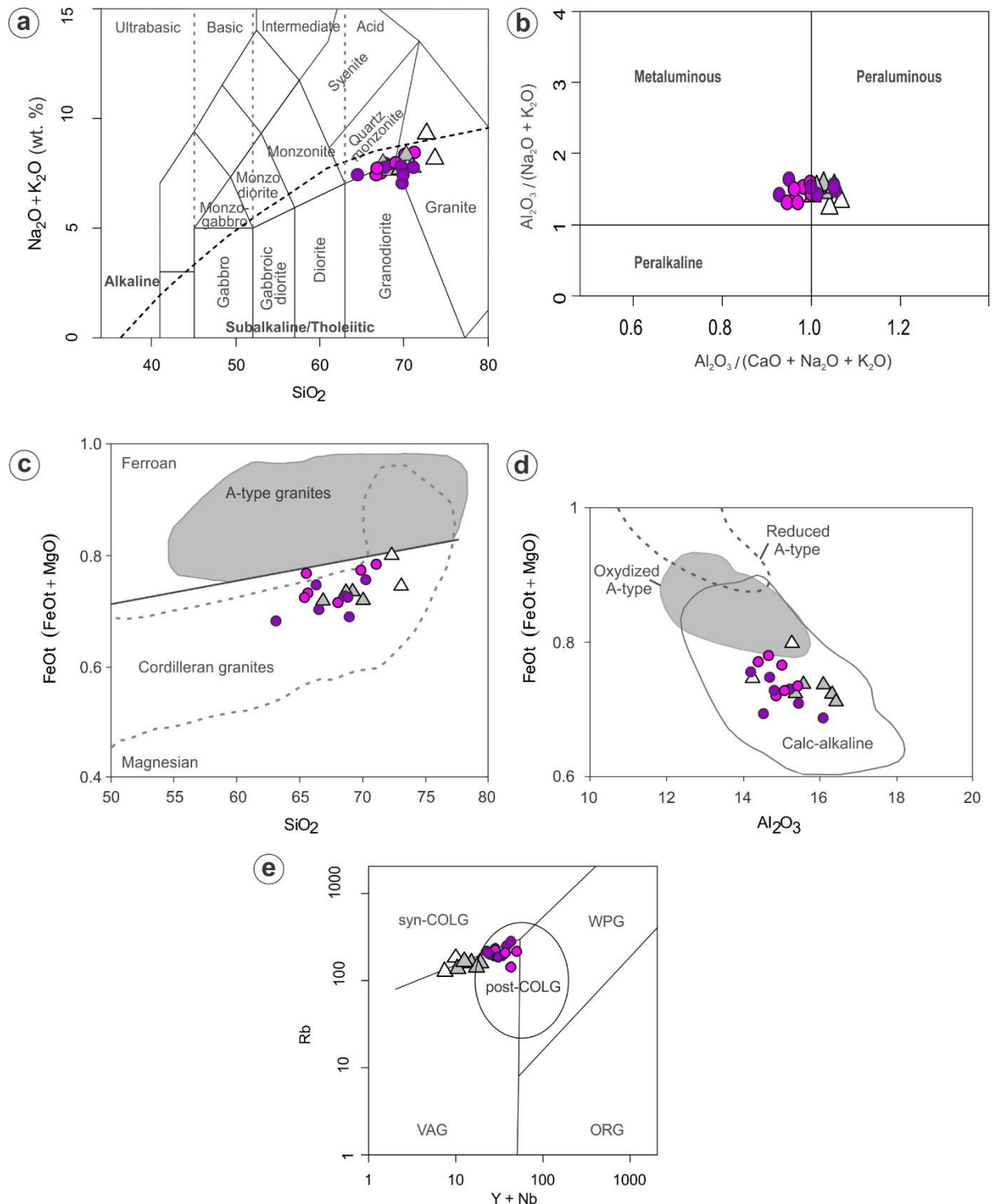


Figure 8. Classification diagrams for Estaleiro Granite and fine-grained granites of the EGC: (a) TAS (modified from Le Bas et al., 1986); (b) A/NK vs A/CNK (modified from Maniar and

Piccolli (1989) diagram showing the predominately metaluminous character of the EG and the slightly peraluminous of the fine-grained granites; (c) Whole-rock $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ diagram showing data from the studied granitic rocks relative to the composition of representative A-type and Cordilleran granites (fields from Frost et al., 2001); (d) Whole-rock $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs Al_2O_3 diagram showing data from the studied granitic rocks compared to the composition of reduced and oxidized A-type granites and calc-alkaline granites (fields from Dall'Agnol and Oliveira, 2007); (e) Trace elements discriminant diagram for granites from different tectonic settings (modified from Pearce et al., 1984) with post-collisional field (proposed by Pearce, 1996). From (a) to (d), data in wt.%; in (e) data in ppm. Symbols: pink circles = undeformed EG; purple circles = mylonitic EG; grey triangles = group 1 fine-grained granites; white triangles = group 2 fine-grained granites.

Normalized spidergram for Primitive Mantle (PM) values (Sun and McDonough, 1989) is shown in Fig. 10b. EG shows Cs levels 1000x higher than the PM contents and Rb, Th e U values 100x higher than to PM (Fig. 10b). P and Ti have considerable negative anomalies, whereas Ba, and Zr only show slight anomalies (Fig. 10b). Strong negative anomalies are observed for Nb. Fgg1 shows similar Cs and Rb contents and slightly lower amounts ofr Th and U in relation to EG (Fig. 10b). As in the EG, fgg1 had considerable negative anomalies of Nb, P and Ti (Fig. 10b). Unlike EG, group 1 rocks have positive Ba anomalies, smaller amounts of Th, and practically stable Zr patterns (Fig. 10b). Fgg2 rocks are the less enriched in practically all the elements shown in the spidergram and those which show the deepest negative anomalies (Fig. 10b). One sample of this group has Cs contents similar to those of EG and Fgg1 rocks, whilst the other shows much lower contents (Fig. 10b). The behaviour of Rb in the fgg2 is also very similar to that of EG and group 1 (Fig. 14b). As in the others, fgg2 shows negative Nb, P and Ti anomalies and have positive Zr anomalies (Fig. 10b).

6.3. Rare Earth Elements spidergram

The chondrite-normalized REE patterns of the EG (Boynton, 1984) show no significant variations, with moderate fractionation $(\text{La}/\text{Yb})_N = 14.38\text{-}37.48$ (on average 20.91) and total REE contents (144.35-335.48 ppm, on average 201.29 ppm) (Fig. 10c). As in the EG, REE normalized patterns are regular in both groups of fine-grained granites (Fig. 10c). Fgg1 rocks

have a slightly higher fractionation, with $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 25.39\text{--}51.09$ (on average 38.03) and lower total REE contents (117.35–226.72 ppm, on average 178.02 ppm) in relation to the EG (Fig. 10c). Fgg2 rocks have low REE fractionation with $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 10.61\text{--}11.54$ (on average 11.07) and their total REE contents (31.87–41.8 ppm, on average 36.83 ppm) are well reduced when compared with the EG and fgg1 samples (Fig. 10c).

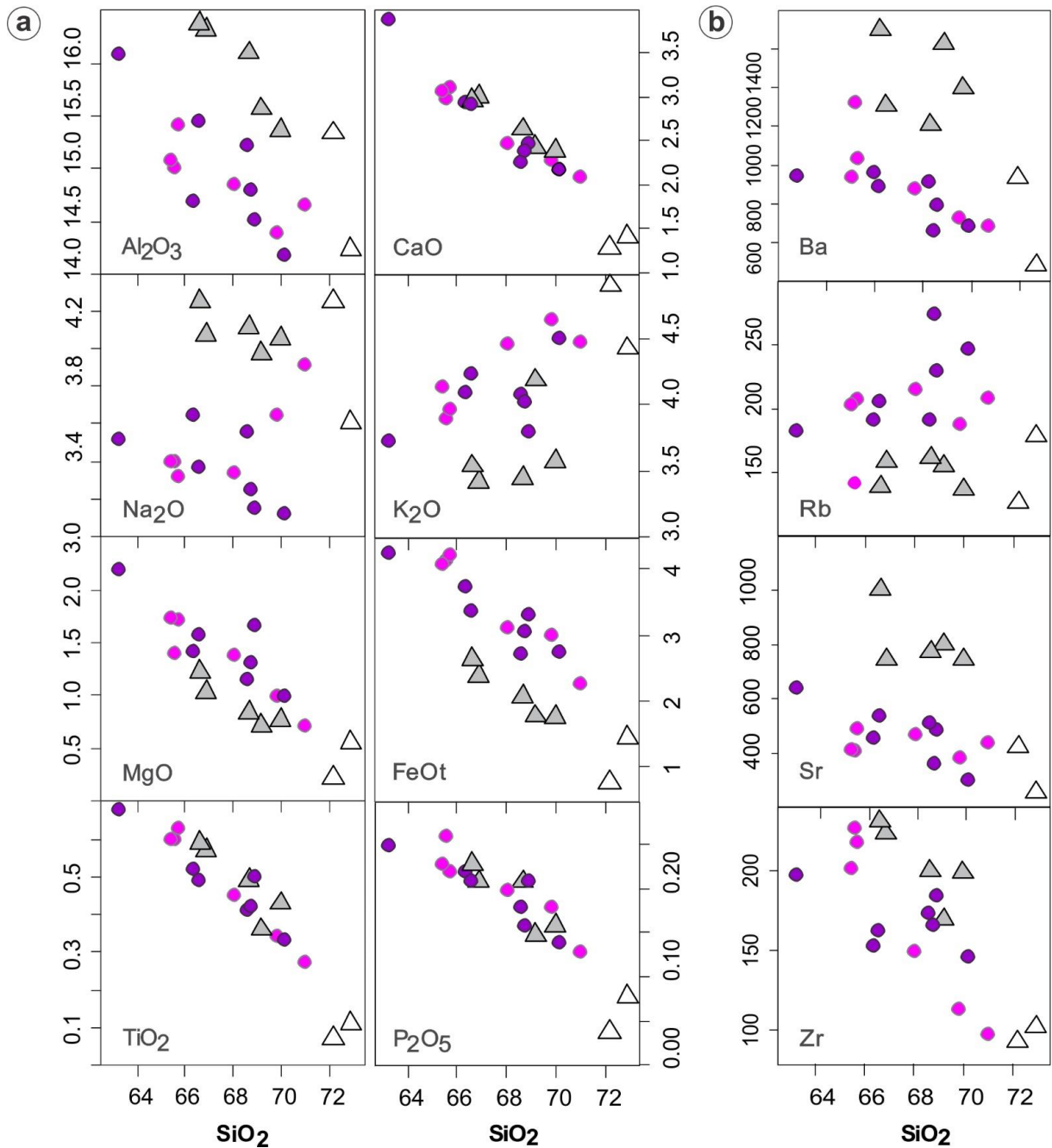


Figure 9. Major element data (a) and some trace element variation diagrams (b) using SiO_2 as differentiation index for EG and fine-grained granitic veins. Symbols as in Fig. 8.

Table 3. Major and trace element data for the Estaleiro Granodiorite and fine-grained granites. Oxides in wt. % and trace elements in ppm. Fe# = FeOT / (FeOT + MgO).

Sample unit	PB-21*	PB-24B	PB-26	PB-275*	PB-276*	PB-281	PB-46	PB-116	PB-247A	PB-274*	PB-277	PB-279	JF-05D	JF-01A	JF-03B	JF-04A	JF-05A	JF-05C	JF-02A	JF-03A
	nd-EG	nd-EG	nd-EG	nd-EG	nd-EG	nd-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	fgg1	fgg1	fgg1	fgg1	fgg1	fgg2	fgg2
SiO ₂	65.6	65.71	68.04	69.83	71	65.46	68.6	63.26	70.2	66.36	66.57	68.8	68.92	69.19	69.99	66.87	66.63	68.66	72.92	72.19
Al ₂ O ₃	15	15.42	14.85	14.38	14.65	15.07	15.21	16.09	14.18	14.68	15.44	14.8	14.52	15.57	15.36	16.32	16.43	16.1	14.23	15.34
Fe ₂ O ₃ T	4.62	4.71	3.48	3.37	2.53	4.56	3.04	4.73	3.07	4.16	3.75	3.43	3.71	2	1.98	2.67	2.97	2.33	1.63	0.89
MnO	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.08	0.05	0.07	0.06	0.09	0.05	0.07	0.07	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02
MgO	1.4	1.72	1.38	0.99	0.7	1.73	1.14	2.19	0.99	1.41	1.58	1.3	1.66	0.71	0.76	1.03	1.22	0.83	0.55	0.22
CaO	3	3.12	2.49	2.29	2.1	3.08	2.28	3.92	2.18	2.96	2.92	2.4	2.49	2.45	2.41	3.02	2.98	2.65	1.43	1.3
Na ₂ O	3.4	3.32	3.34	3.64	3.91	3.4	3.55	3.51	3.12	3.64	3.37	3.25	3.15	3.97	4.05	4.07	4.25	4.11	3.61	4.25
K ₂ O	3.9	3.98	4.47	4.66	4.49	4.14	4.09	3.74	4.52	4.11	4.25	4.03	3.8	4.2	3.59	3.43	3.55	3.46	4.44	4.98
TiO ₂	0.7	0.73	0.55	0.44	0.37	0.7	0.51	0.78	0.43	0.62	0.59	0.52	0.6	0.46	0.53	0.67	0.69	0.59	0.21	0.17
P ₂ O ₅	0.26	0.22	0.2	0.18	0.13	0.23	0.18	0.25	0.14	0.22	0.21	0.16	0.21	0.15	0.16	0.21	0.23	0.21	0.08	0.04
LOI	1.3	0.7	0.9	0.85	0.78	1.3	1.1	1.1	0.9	1.07	1	1	0.6	0.9	0.8	1.3	0.6	0.7	0.7	0.4
Total	99.25	99.81	99.85	100.68	100.71	99.82	99.85	99.79	99.88	99.32	99.83	99.84	99.82	99.83	99.84	99.81	99.78	99.83	99.91	99.92
Ba	1320	1031	880	728	686	935	913	941	688	963	889	664	794	1633	1402	1312	1701	1213	488	938
Rb	141	207.2	214.7	188	208	203.4	191.3	182.4	246.8	191	205.4	274.5	229.9	155.8	137.1	159.1	139.5	162.3	179.2	127
Sr	409	487.8	467.6	383	438	414.2	511	641.4	299.4	454	538.1	361.6	483.7	806.1	748.1	749.3	1006.5	777	259.9	425.1
Zr	227	218.4	149.4	113	97	201.3	173.6	197.7	146.2	153	162.8	166	184.4	170.2	199.8	224.6	232.1	200.9	102.6	93.1
Cs	4.5	13.5	13.7	8.8	13	12.6	13.2	18.5	18.3	14	17.4	28.2	31.4	11.8	10	11.5	17.1	20.1	22.4	3.3
Ga	22	20.5	13.7	21	26	20.7	20.7	21.4	16.9	25	19	20.3	19.3	22.9	21.2	22.8	21.9	23.1	20.9	23.9
Ta	1.56	1.3	1.3	0.88	0.78	1.3	1	1.2	3.2	1.46	1	1.9	1.9	0.6	0.3	0.5	0.7	0.6	0.3	0.3
Hf	5.5	5.6	4.1	3.2	2.9	5.6	4.8	5.1	4.3	4.2	4.2	4.5	4.8	4.4	4.9	5.5	5.7	5.2	3.4	2.9
Nb	20	14.4	12	10	13	15.5	10.8	12.6	13.7	17	10.6	17.1	12	6.2	4.8	6.8	7.1	7.1	3.8	3
Y	23	35.1	16.3	17	10	21.7	13.8	18.4	24.2	18	12.8	25.3	16.6	12.7	5.6	8.1	10.2	5.4	6.1	4.4
Sc		7	4			14	5	10	6		7	9	10	3	3	3	4	2	3	1
Pb	35	7.3	8.9	27	46	10.9	11.4	4.5	8.9	68	7.3	7	6.4	8.8	9.9	18.2	2.6	7.5	12.3	7.6
Th	12.7	15.2	15.2	21	18	16.2	14.9	13.9	11.6	14.9	14.2	17.9	13	7.3	7.6	8.3	8	8.9	9.2	7.3
U	3	5.2	4.1	5.18	5.31	5.3	2.5	3.4	8.5	5.57	4.1	5.4	6.4	1.5	1.4	1.6	2.1	4.8	6.3	2.3
V	61	71	59	41	30	73	49	88	45	60	66	51	66	41	43	61	64	54	27	18
Co	10	11.4	7.5	5.9	5.3	11.1	6.3	11.9	6.1	9.6	9.1	6.6	9.3	2.9	3.8	4.9	6.1	4.5	2.7	0.9
Ni	26	<20	<20	18	14	<20	<20	<20	<20	27	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Be		4	2			5	5	4	4		<1	7	6	<1	2	3	<1	5	13	3
Mo		0.6	0.6			0.9	0.6	0.4	0.7		0.4	0.6	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1

Cu	14	19.5	11.9	12	< 10	20	9.5	23.9	8.2	18	13.5	13.9	7	11.4	6	13.9	8.1	5.8	3.7	3.8
Zn	81	68	62	31	33	84	57	81	52	98	66	63	78	52	44	51	76	76	46	19
La	66.4	81.3	43.2	39	37.8	59.2	36.4	50.5	29.9	47.8	39.1	46.5	39.1	46.7	25	39.6	51.3	34.1	10.1	7.4
Ce	84.9	146.1	89.8	56.7	54.2	115.4	81.5	103.8	61.8	71.8	76.1	96.6	82	95.4	53.7	82.9	105.1	72.6	16.8	12.2
Pr	10.73	15.45	9.16	6.49	5.58	12.22	8.5	11.03	7.16	7.57	8.29	10.43	8.42	10.65	6.11	9.39	11.26	7.7	1.97	1.52
Nd	45.2	57.1	33.8	25.8	25	45.6	34.1	41.9	26.1	33.7	30.3	40.9	30.5	38	23.2	35.3	42.3	29	7.2	6
Sm	7.35	9.47	5.86	4.78	4.83	7.82	5.85	7.29	5.4	6.5	5.29	8.02	5.42	6.25	3.49	6.11	6.16	4.42	1.38	1.25

Table 3 (Continued)

Sample unit	PB-21*	PB-24B	PB-26	PB-275*	PB-276*	PB-281	PB-46	PB-116	PB-247A	PB-274*	PB-277	PB-279	JF-05D	JF-01A	JF-03B	JF-04A	JF-05A	JF-05C	JF-02A	JF-03A
	nd-EG	nd-EG	nd-EG	nd-EG	nd-EG	nd-EG	nd-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	myl-EG	fgg1	fgg1	fgg1	fgg1	fgg1	fgg1	fgg2
Eu	1.43	1.95	1.12	1.04	1	1.57	1.04	1.42	1.11	1.32	1.05	1.33	1.19	1.32	0.88	1.4	1.46	1.05	0.41	0.43
Gd	6.36	8.43	4.55	4.07	3.34	6.33	4.13	5.61	4.63	4.75	4.04	7.16	4.29	4.29	2.16	3.75	4.12	2.61	1.26	0.91
Tb	0.84	1.11	0.68	0.53	0.45	0.88	0.55	0.76	0.73	0.67	0.55	1.08	0.59	0.53	0.25	0.43	0.46	0.26	0.17	0.14
Dy	4.07	6.18	3.22	2.6	2.13	4.23	2.63	3.8	3.85	3.35	2.83	5.31	3	2.75	1.14	1.81	2.12	1.36	0.87	0.8
Ho	0.71	1.18	0.62	0.48	0.32	0.92	0.48	0.7	0.77	0.55	0.46	1	0.5	0.44	0.18	0.29	0.39	0.2	0.19	0.18
Er	2.34	3.32	1.78	1.44	0.89	2.6	1.3	1.88	2.65	1.64	1.41	2.64	1.52	1.33	0.59	0.73	0.89	0.44	0.66	0.43
Tm	0.34	0.48	0.26	0.19	0.11	0.36	0.21	0.28	0.44	0.23	0.19	0.38	0.23	0.2	0.08	0.09	0.13	0.06	0.09	0.07
Yb	1.8	2.98	1.43	1.06	0.68	2.35	1.37	1.73	2.92	1.46	1.48	2.18	1.63	1.24	0.5	0.63	0.92	0.45	0.59	0.47
Lu	0.26	0.43	0.2	0.17	0.1	0.32	0.19	0.23	0.42	0.21	0.2	0.28	0.25	0.16	0.07	0.07	0.11	0.06	0.11	0.07
Na ₂ O+K ₂ O	7.3	7.3	7.81	8.3	8.4	7.54	7.64	7.25	7.64	7.75	7.62	7.28	6.95	8.17	7.64	7.5	7.8	7.57	8.05	9.23
K ₂ O/Na ₂ O	1.14	1.19	1.33	1.28	1.14	1.21	1.15	1.06	1.44	1.12	1.26	1.24	1.2	1.05	0.88	0.84	0.83	0.84	1.22	1.17
Fe#	0.76	0.73	0.71	0.77	0.78	0.72	0.72	0.68	0.75	0.74	0.7	0.72	0.69	0.73	0.72	0.72	0.7	0.73	0.74	0.8
(La/Yb) _N	24.87	18.39	20.37	24.81	37.48	16.98	17.91	19.68	6.9	22.07	17.81	14.38	16.17	25.39	33.71	42.38	37.59	51.09	11.54	10.61
REEt	232.73	335.5	195.68	144.35	136.43	259.8	178.3	230.93	147.88	181.55	171.29	223.81	178.64	209.26	117.35	182.5	226.72	154.31	41.8	31.71
(Eu/Eu*) _N	0.64	0.67	0.66	0.72	0.76	0.68	0.65	0.68	0.68	0.73	0.69	0.54	0.75	0.78	0.98	0.89	0.89	0.95	0.95	1.23
Na ₂ O-2	1.40	1.32	1.34	1.64	1.91	1.4	1.55	1.51	1.12	1.64	1.37	1.25	1.15	1.97	2.05	2.07	2.25	2.11	1.61	2.25

nd-EG: non-deformed Estaleiro Granodiorite; myl-EG: mylonitic Estaleiro Granodiorite; fgg1: fine-grained granites group 1; fgg2: fine-grained granites group 2

* Data from Bitencourt (1996).

The EG shows negative Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.54\text{-}0.76$, on average 0.68) in comparison to fgg1, which has only slightly negative anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.78\text{-}0.98$, on average 0.89) (Fig. 10c). In contrast, samples from fgg2 develop positive Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.95\text{-}1.23$, on average 1.09) (Fig. 10c).

The chondrite-normalized patterns (Fig. 10c) show that the EG and fgg1 have very similar LREE patterns and contents. Although the patterns are similar to those of EG and fgg1 rocks, fgg2 samples are much more impoverished in all REE (Fig. 10c). In contrast, both fgg groups show more impoverished MREE and HREE in relation to those of EG samples (Fig. 10c).

The comparison of the normalized-ORG (Pearce et al., 1984) and chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984) of the Estaleiro Granitic Complex granitoids with the patterns of shoshonitic granitoids from southern Brazil suggest strong similarities between these rocks (Fig. 11).

6.4. Tectonic discrimination diagrams

Regarding the tectonic settings classification from Pearce et al. (1984) (Fig. 8e) the EG rocks are located in the post-collisional field of Pearce (1996). Samples of both groups of fine-grained granites plot along the syn-collisional granites and Volcanic-Arc granites field boundaries (Fig. 8e). The displacement of samples of both fine-grained granites in relation to the post-collisional field is a result of the strong Y and Nb impoverishment found in these groups (Fig. 8e).

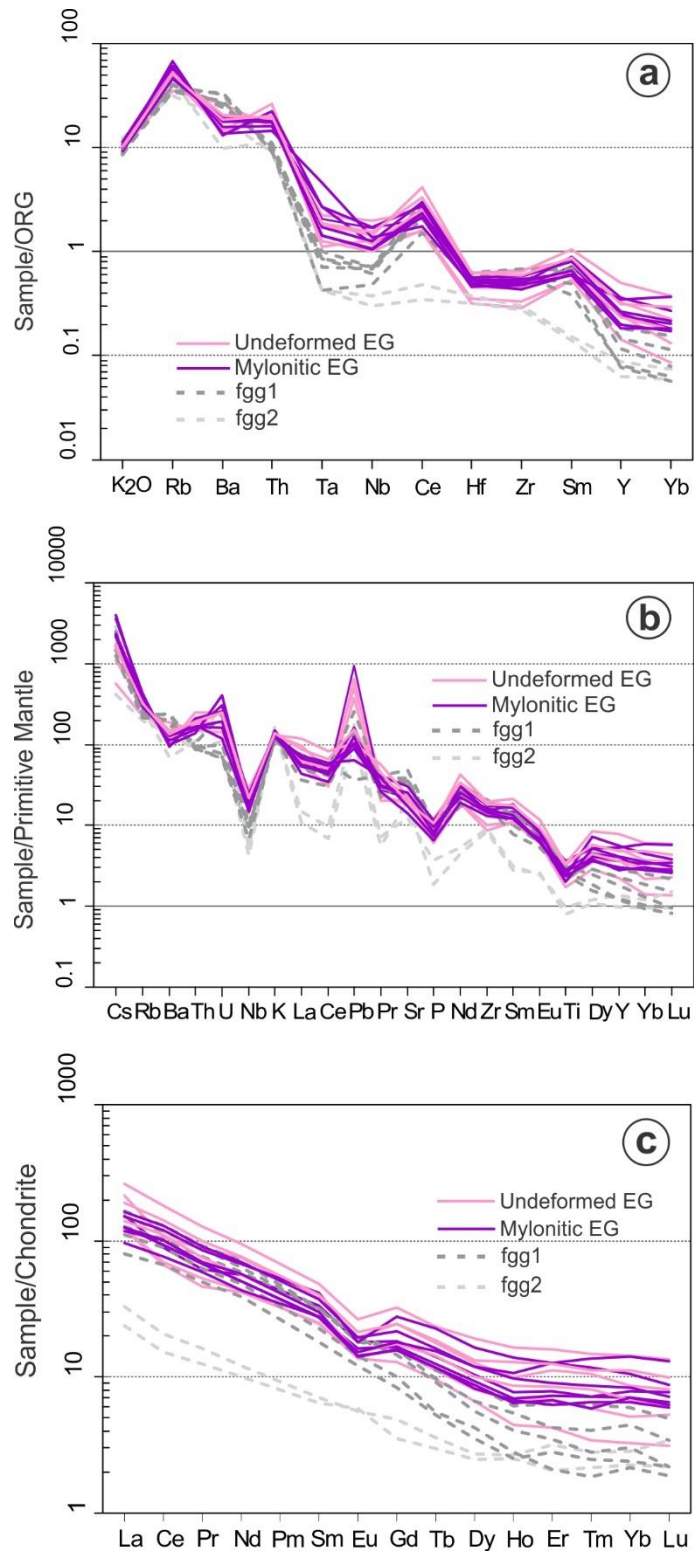


Figure 10. Spidergrams for EG and fine-grained granites: (a) ORG-normalized spidergram (Pearce et al., 1984); (b) Primitive Mantle normalized spidergram (Sun and McDonough, 1989); (c) Chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984).

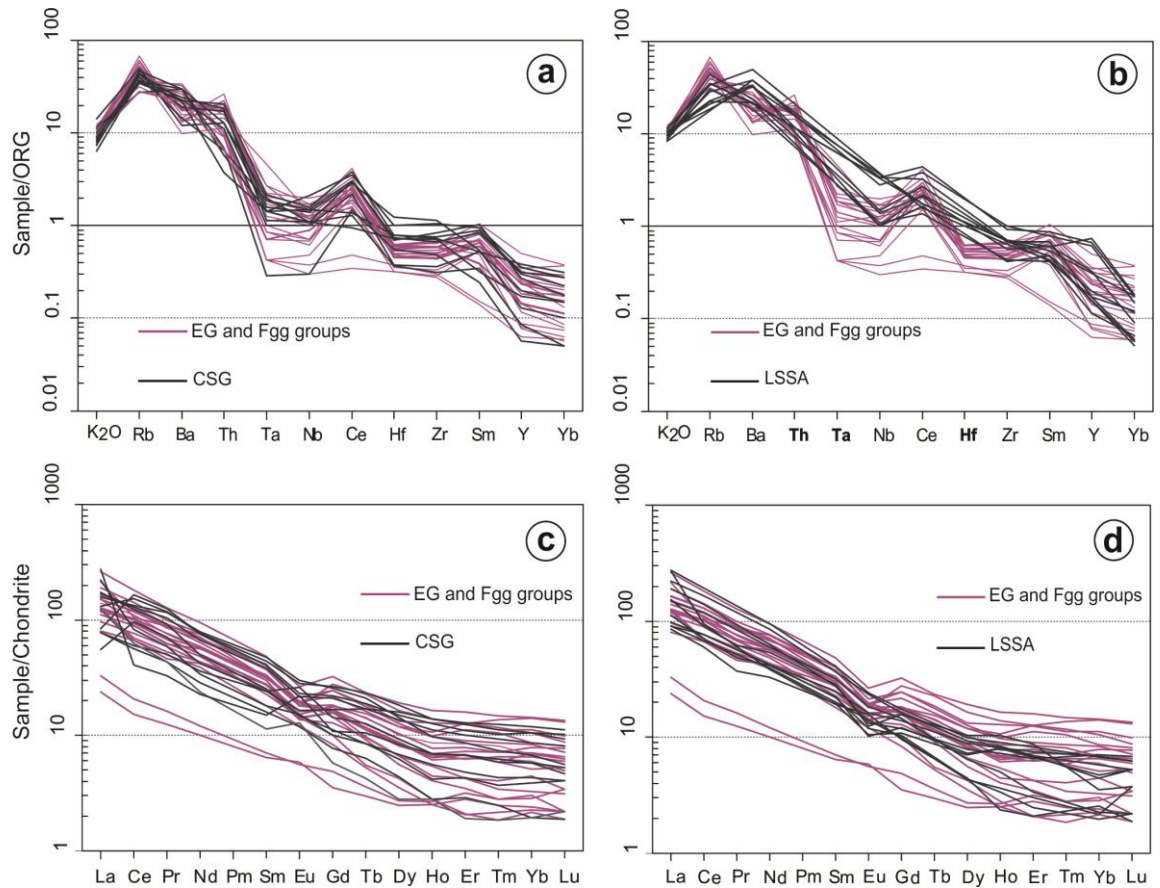


Figure 11. Spidergrams for EGC granitic rocks compared to shoshonitic granitoids from southern Brazil: (a) and (b) ORG-normalized spidergram (Pearce et al., 1984). Trace element values for Th, Ta and Hf were not provided by Lima and Nardi (1998); (c) and (d) Chondrite normalized REE patterns (Boynton, 1984). CSG = Cruzeiro do Sul Granodiorite (data from Knijnik et al., 2012); LSSA = Lavras do Sul Shoshonitic Association (data from Lima and Nardi, 1998).

7. Discussions and conclusions

7.1. Magmatic stratigraphy and deformational history of the Estaleiro Granitic Complex

The chronology of emplacement of the EGC granitic magmas is based on their crosscutting relations and structural geology. The EG is recognized as the first and most voluminous magmatic pulse, which co-existed with lower volumes of mafic magmas, now present as enclaves and synplutonic dikes. As mylonitic deformation proceeds, increasing volumes of mafic and/or felsic magma batches are successively emplaced along S-C-C' type

structures that mark the progressive clockwise rotation of the system. The emplacement of fine-grained granite veins preferentially along successive C-planes is in agreement with their more differentiated character, and the upper boundary of the magmatic relative to tectonic activity is given by late, nearly EW-trending, barren shear planes. The larger volumes of more evolved fgg2 magmas observed within the highest strain zones, together with their diffuse and interactive contacts with neighbouring sheared pegmatites (Fig. 5d) points to a close relation in time between the fgg2 intrusions and the late aplo-pegmatite veins, and is in accordance with the more differentiated character of fgg2 rocks. Accordingly, fgg1 intrusions tend to have high sheared contacts, as shown in figure 5c.

The spatial distribution of the main planar and linear features present in the EG and its fine-grained granitic veins in subareas 1 and 2 (Fig. 4c, d), together with their microstructural features, are in agreement with the EGC emplacement in a dominant transcurrent tectonic regime. Microscale kinematic indicators, stereographic analyses of the foliations recorded in high deformation zones, point to clockwise rotation of these steeply-dipping structures from NE to ENE trends within the EGC. These Observations are in accordance with previous studies performed in the MGSZ (Bitencourt, 1996; Bitencourt and Nardi, 1993; Passarelli et al., 1993, 1997, 2010; Bitencourt and Nardi, 2000).

The progression of the microstructures from high to low temperature is observed in all EGC granitic rocks. Microstructures in both groups of granitic veins are similar to those described for the granodioritic country rock, but low-temperature deformation features are more abundant, probably due to the larger amount of active fluids related to the late emplacement of the aplo-pegmatite system. EGC high temperature deformation microstructures are marked by the presence of chessboard pattern subgrains in quartz (~ 650°C, Kruhl 1996), recrystallization by GBM in quartz and myrmekite aggregates at the margins of feldsparcrystals (~ 650-450°C, Tribe and D'Lemos (1996); Stipp et al. (2002); Wirth and Voll (1987)); recrystallization tails in feldspars (~550-400°C, Pryer (1993); Pryer and Robin (1996); Stipp et al. (2002)). The

microstructures identified in quartz and feldspars of the fine-grained granites are compatible with upper greenschist to amphibolite facies conditions (FitzGerald and Stünitz, 1993; Pryer, 1993), which is in accordance with temperatures established for the EG by Bitencourt (1996). The syntectonic character is locally indicated by preserved healed fractures in large feldspar crystals filled by matrix material, which attests to the occurrence of melt during deformation.

7.2. Magmatic crystallization age of the Estaleiro Granodiorite and its relation with the stratigraphy of the magmatic events in the Major Gercino Shear Zone

Previous zircon U-Pb (ID-TIMS) ages from Chemale Jr et al. (2012) provided crystallization ages of 602 ± 4.2 Ma for the EG in the undeformed portion and 602 ± 340 Ma in the high-strain zones. The new magmatic $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ crystallization ages for the undeformed and mylonitic EG from this study are, respectively, 611.9 ± 1.7 and 611.2 ± 2.7 Ma, which attest to the synchronic crystallization of the undeformed and deformed EG. The new age values obtained are in accordance with the stratigraphy of the magmatic events coeval with the MGSZ activity as stated by structural and geochronological data by Bitencourt (1996), Bitencourt and Nardi (2000) and Florisbal et al. (2012b).

The new crystallization ages obtained by LA-MC-ICP-MS are more precise since they permit to discriminate magmatic from inherited ages on zircon crystals. They are also more in accordance with field and structural relations and geochronological data established for the late intrusive episode of the MGSZ in the Porto Belo region, represented by the Zimbros Intrusive Suite (587 ± 7.5 Ma, Chemale Jr et al., 2012). The well-developed chilled margins of the Zimbros Granite against the EG, as reported by Bitencourt (1996), indicates that the EG was relatively cold when the ZG was emplaced, so that the age difference reported here seems more realistic.

7.3. Inheritance ages

The zircon ages of 637.2 ± 2.5 and 629.8 ± 2.1 Ma are interpreted as Neoproterozoic inheritances, probably from assimilated zircons of the Porto Belo Complex rocks and/or from the Quatro Ilhas Granitoids during the ascent of the EG magma. This interpretation is based on the U-Pb crystallization ages reported in previous papers, as the U-Pb ID-TIMS age of 646 ± 15 Ma (Chemale Jr et al., 2012) for the PBC and U-Pb LA-MC-ICP-MS ages of 625.1 ± 6.5 (Florisbal et al., 2012b) and 623 ± 6.2 Ma LA-MC-ICP-MS (Chemale Jr et al., 2012) for the QIG. Considering the field partial assimilation features of PBC xenoliths reported by Bitencourt (1996), and the igneous morphology of these zircons, these basement rocks are suggested as potential sources for the Neoproterozoic age crystals (≤ 650 Ma).

It is not yet possible to establish the source rocks for the inherited age of 787 ± 6.4 Ma, found only in undeformed EG sample PB-23, and the Mesoproterozoic ages of 1.2 and 1.1 Ga obtained in both EG samples, as such ages are not reported for other rocks of this area. On the other hand, individual ages of *ca.* 2.0 Ga recorded in both studied EG samples were also reported by Florisbal et al. (2012b) in the nearby Mariscal Granite. Paleoproterozoic ages of 2.175 ± 13 Ma were reported in migmatitic gneisses south of the study area by Silva et al. (2000) which are commonly identified as xenoliths in other granitic rocks of the batholith. Similar values of inherited age obtained from the EG in low- and high-strain zones point to the same sources for samples from both deformational domains.

7.4. Shohonitic affinity of the Estaleiro Granodiorite and fine-grained granites

Based on major, trace and REE patterns, it is interpreted that the fine-grained granitic veins are derived from the EG through fractionation crystallization processes of amphibole, biotite and accessory phases such as zircon, allanite, apatite and titanite. Such interpretation is

based on petrography and in the alignment of the EG and fine grained granites samples on common trend. Although the fggv2 group is the most evolved group and, as evolved samples, is aligned to the main trend, the EG and fgg1 samples are distributed in a common trend when considering major elements and part of the trace elements. Moreover, the behavior of Rb, Ba, Sr and Zr, the REE patterns and spidergrams can not be explained by distinct sources or increase in crustal melts. The shoshonitic character of the whole set reinforces the comagmatic and cogenetic character of the granitic rocks from EGC. The whole rock geochemical data reported in this paper, as moderate REE fractionation patterns, high LILE contents relative to HFS, absence of significant Eu anomalies, high Sr, Ba and Rb contents, $\text{FeO}^T / (\text{FeO}^T + \text{MgO})$ ratios of 0.66-0.76 and dominantly metaluminous are in agreement with previous interpretation of the EG as shoshonitic (Bitencourt and Nardi 1993) and with the criteria established by Nardi (1986) and Nardi and Bitencourt (2007). The same geochemical characteristics are also identified in the fine-grained granites of the EGC attesting to their common geochemical affinity.

According to Nardi (1986), shoshonitic granitoids with SiO_2 around 73 wt% may show abrupt reductions in Ba and Sr contents, as observed in high-silica samples of the studied rocks. Another feature suggested by Nardi (2016) is that shoshonitic granitoids are mostly quartz-monzonites and granites *sensu strictu*. Nearly all the EG and fine-grained granite samples plot in the quartz-monzonite and granite fields of the TAS diagram, which reinforces the shoshonitic affinity of the EGC rocks.

The similarity of ORG-normalized (Fig. 15a, b) and chondrite-normalized REE patterns (Fig. 15c, d) of the EGC granitic rocks with those of other typical shoshonitic rocks from south Brazil suggests that their parental magmas derive from a common or very similar mantle source. The sources of shoshonitic granitoids in southern Brazil have been interpreted to be evolution products from basalts derived from EM1-type mantle sources through fractional crystallization processes involving mainly clinopyroxene and plagioclase fractionation (Lima and Nardi, 1998; Sommer et al., 2006).

According to Clarke (1992), granitoids of mantle or mixed origin may become peraluminous after extreme amphibole fractionation, volatile interaction, or assimilation of pelitic rocks. The transition from mostly metaluminous to slightly peraluminous character observed in the EGC can be attributed to increased crustal contamination in high-strain zones, since the most peraluminous samples are the mylonitic ones. The only slightly peraluminous character identified in the fine-grained granites may be attributed to extreme amphibole fractionation from the EG magma and some small crustal contamination.

7.5. The origin of fine-grained granite veins

The HREE-depleted pattern of the fine-grained granites in relation to EG (Fig. 10c) can be explained by amphibole fractionation from the EG magma, leading to complete absence of this mineral in the veins, with possible fractionation of zircon as well. Biotite fractionation from the EG magma is suggested by its lower modal percentage in fgg1 veins relative to the EG, and even lower in the fgg2 veins, which is in accordance with the increasingly differentiated character of the latter. Low MREE and LREE contents found mainly in the fgg2 group may be related to apatite, titanite, and allanite fractionation (Miller and Mittlefehldt, 1982). The absence of negative Eu anomalies in fgg1 and fgg2, and higher contents of Al_2O_3 , Na_2O , Ba and Sr of fgg1 relative to EG may suggest that there was no plagioclase fractionation during the process that originated these rocks.

Extensive amphibole fractionation from the EG magma may also explain the decrease in MgO and FeOt contents observed in the fine-grained granites (Fig. 9a). According to mineral chemistry data obtained by Bitencourt (1996), the EG amphiboles are predominantly magnesium-hornblends, with subordinate occurrence of edenitic-hornblend. Biotite fractionation also contributed to the FeOt and Rb reduction in all granitic veins in comparison to the EG. Dark-green and bluish-green biotites are predominant in the fine-grained granitic veins, and

may be also responsible for the increase of Al_2O_3 in the group 1 veins in relation to the EG. According to Bitencourt (1996), these biotites varieties have higher Al contents in relation to the predominant brown biotite of the EG. Abrupt decrease in FeOt, especially in fggv1 veins, may have been balanced by the significant amount of newly formed secondary epidotes observed on those samples. Epidote formation may have also contributed to the increase of Al_2O_3 in the fggv1 in relation to EG.

7.6. The role of crustal contamination in the Estaleiro Granitic Complex evolution

According to Florisbal et al. (2012a), the first magmatic pulses controlled by the MGSZ in the Porto Belo region were originated by the interplay of mantle and crustal sources. During the early phase of post-collisional magmatism (ca. 630-615 Ma), the transition from structures related to thrusting and transcurrence coincides with an increase in the contribution of purely crustal melts. The next magmatic event in this region is marked by the emplacement of the shoshonitic EGC, and previous studies by Bitencourt and Nardi (1993; 2000), Knijnik (2018) and Nardi and Bitencourt (2007) report that crustal contribution did not play a major role in the sources of the shoshonitic magmatism in southern Brazil.

As shown by the whole-rock geochemical data obtained in this work, crustal melting did not play a determinant role in the genesis of EG and fine-grained granites. On the other hand, the EG inheritance ages identified in this work and the Sr-Hf-Nd isotope signatures reported by Chemale Jr et al. (2012) for the EG, suggest some old crustal contribution in the sources of the EG and, consequently, in its differentiates. As suggested by Nardi and Bitencourt (2007), assimilation and/or contamination by crustal melts may be favoured when magmas are emplaced within lithospheric-scale shear zones. If the volume of crustal material is low, the whole rock geochemistry may not show such contribution, which is commonly elucidated by isotopic data (Florisbal et al, 2012a). As previously suggested by Bitencourt and Nardi (2000)

and Florisbal et al. (2012a), the transition from a crustal-scale gently-dipping to predominantly transcurrent structure is marked by the increase in crustal contamination of mantle sources and also by some pulses of crustally-derived magmas.

The negative Nb anomalies, LREE and LILE enrichment patterns may indicate that the EG and the fine-grained granites have their origin related to the partial melting of a mantle source metasomatized by fluids derived from previous subduction with minor crustal contribution.

Acknowledgements

We thank National Research Council (CNPq) Universal Project N° 481841/2012-1 (Grant); The Programa de Formação em Recursos Humanos em Geologia da Petrobras (PFRH-PB-240) for research support.

References

- .
- 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, 195–221.
- Bea, F., Fershtater, G.B., Montero, P., Smirnov, V.N., Molina, J.F., 2005. Deformation-driven differentiation of granitic magma: the Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos* 81, 209–233.
- 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, Porto Alegre, 310 pp.

- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 3–16.
- 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, 186–189.
- 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., Solar, G.S., 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology* 20, 211–227.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2003. Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for the timing of deformation events. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, vol. 2, Short Papers, pp. 516–519.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22 (1), 184–199.
- Clarke, B., 1992. Granitoid rocks. In: Van Andel, T.H. (Ed.), *Topics in the Earth Sciences*. Chapman & Hall. 283 pp.
- Dall’Agnol, R., Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215–233.

- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Almeida, B.S., Gerald, M.C., 2016. Magmatismo pré-colisional Criogeniano (*ca.* 790 Ma) do Cinturão Dom Feliciano registrado no embasamento da Zona de Cisalhamento Major Gercino: os ortognaisses do Complexo Porto Belo (Bombinhas, SC). *Anais do 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre*. pp. 811.
- D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London* 149, 487–490.
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 77–96.
- Fitz Gerald, J.D., Stünitz, H., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics* 221, 269–297.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., DuFrane, A., 2011. U–Pb age and Sr–Nd–Pb isotopic composition of post-collisional syntectonic granites from the Catarinense Shield, Southern Brazil: constraints on the tectonic history of the Major Gercino Shear Zone. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 2011, Ávila. Abstracts Book*, pp. 55–56.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012b. 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*. 216, 132–151.

- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012a. Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: whole-rock and Sr–Nd–Pb iso-tope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal granites, southern Brazil. *Lithos* 153, 53–71.
- Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048.
- 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, 245–255.
- Knijnik, D. B., 2018. Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sr-Nd dos granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes Quitéria-Serra do Erval e Dorsal do Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 260 pp.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Pinto, V.M., Fontana, E., 2012. Caracterização geoquímica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. *Geologia USP, Série Científica* 12, 17-38.
- Kruger, T., Kisters, A., 2016. Magma accumulation and segregation during regional-scale folding: The Holland's dome granite injection complex, Damara belt, Namibia. *Journal of Structural Geology* 89, 1-18.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundary in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581–589.

- 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: 178– 198.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Le Maitre, R.W. (Ed.), 2002. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, England, p. 193 pp.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to special edition on post-collisional magmatism. *Lithos* 45, 15–17.
- Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 67-77.
- Liotta, D., Caggianelli, A., Kruhl, J. H., Festa, V., Prosser, G., Langone, A., 2008. Multiple injections of magmas along a Hercynian mid-crustal shear zone (Sila Massif, Calabria, Italy). *Journal of Structural Geology* 30, 1202-1217.
- Ludwig, K. R., 1993. *New isoplot version 2.2*. Berkeley Geochronology Center, February.
- Maniar, P.D., Picolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101 (5), 635–643.

- Martini, A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V., 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* 261, 25–39.
- Miller, C.F., Mittlefehldt, D.W., 1982. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology* 10, 129-133.
- Moyen, J.F., Nedelec, A., Martin, H., Jayananda, M., 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology* 25, 611–631.
- Nardi, L. V. S., 1986. As rochas granitoides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 3-10.
- Nardi, L.V.S., 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências* 43, 85-99.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed). 50 anos de geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências. p. 125-141.
- 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, 59-78.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, 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, 141–159.

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Geochronological constrains on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1075–1084.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., 1993. Caracterização geométrica e cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino e sua importância na compartimentação dos terrenos Pré-Cambrianos de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 23, 234–241.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Ahrendt, H., Wemmer, K., Siga Jr., O., 1997. Geochronological evolution of Major Gercino Shear Zone, south Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology, I. Campos de Jordão, Brasil, 1997: Extended Abstracts*, pp. 231–233.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., McReath, 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, 688–703.
- Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology* 15, 21-36.
- Pryer, L.L., Robin, P.-Y.F., 1996. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology* 18, 1151-1166.

- Silva, L.C., 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 21, 60–73.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649–667.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82, 503–525.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 78, 573-589.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700_C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861-1884.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review* 12, 1–33.
- Sun, S.S., 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*, 42, pp. 313–345.
- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos* 114, 353-368.

- Tribe, I.R., D'Lemos, R.S., 1996. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syntectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society* 153, 127-138.
- Valle Aguado, B., 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, 15-37.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37, 1579–1600.
- Vigneresse, J.L., Tikoff, B., 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics* 312, 117–132.
- Wirth, R., Voll, G., 1987. Cellular intergrowth between quartz and sodium-rich plagioclase (myrmekite) – an analogue of discontinuous precipitation in metal alloys. *Journal of Materials Science* 22, 1913-1918.

CAPÍTULO V

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados obtidos neste trabalho indicam que o Granodiorito Estaleiro foi o primeiro e mais volumoso pulso granítico a ser posicionado, o qual coexistiu com menores volumes de magmas maficos, presentes como enclaves e diques sinplutonicos. A medida que a deformação prosseguiu, volumes crescentes de pulsos magmas máficos e/ou félsicos foram sucessivamente posicionados ao longo das estruturas S-C-C', as quais marcam rotação horária progressiva do sistema. O posicionamento dos veios graníticos finos preferencialmente ao longo dos sucessivos planos C está em concordância com o caráter mais diferenciado dos mesmos. A distribuição espacial das principais feições planares e lineares presentes no GE e nos seus veios graníticos nas duas subáreas deste trabalho, juntamente com suas feições microestruturais, estão de acordo com o posicionamento do Complexo Granítico Estaleiro em um regime tectônico predominantemente transcorrente.

As novas idades U^{238}/Pb^{206} de cristalização magmática deste estudo são de 611.9 ± 1.7 e 611.2 ± 2.7 Ma para as porções indeformada e milonítica do GE, respectivamente. Estas novas idades atestam a cristalização sincrônica destas duas porções. Estas novas idades estão em concordância com a estratigrafia dos eventos magmáticos contemporâneos com a Zona de Cisalhamento Major Gercino, como mostra dados estruturais e geocronológicos de Bitencourt (1996), Bitencourt and Nardi (2000) and Florisbal et al. (2012b).

Os novos dados geoquímicos também sugerem que os veios graníticos são derivados a partir do GE através de processos de cristalização fracionada envolvendo anfibólio, biotita e fases acessórios como zircão, alanita, apatita e titânita. Os padrões similares de ETR dos granitoides do CGE com outras rochas shoshoníticas do sul do Brasil podem indicar fontes mantélicas comuns ou similares para estas rochas. As fontes dos granitoides shoshoníticos do sul do Brasil tem sido interpretadas como produtos de cristalização fracionada de magmas basalticos derivados de fontes mantélicas do tipo EM-1, envolvendo fracionamento de clinopiroxênio e plagioclásio (Lima and Nardi, 1998; Sommer et al., 2006). Os novos dados também apontam que fusões crustais não tiveram um papel determinante na gênese do GE e dos veios graníticos finos. Por outro lado, as idades de herança obtidas neste trabalho e as assinaturas isotópicas Sr-Hf-Nd reportadas por Chemale Jr et al. (2012) para o GE,

sugerem alguma contribuição crustal antiga nas fontes do mesmo e, conseqüentemente, na sua diferenciação. Como reportado por Nardi and Bitencourt (2007), assimilação e/ou contaminação por *melts* crustais podem ser favorecidos quando magmas são posicionados em zonas de cisalhamento com escala crustal.

CAPÍTULO VI

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- de Almeida, F.F.M., Hasui, Y., de Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces; an introduction. *Earth-Science Reviews* 17 (1/2), 1- 29. Amsterdam.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Schmus, W.R.V., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic–gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (3), 263–274.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.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 American Platform*. SBG, 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 Gariiep (Namibia/south Africa) orogenic belts - evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139, 195–221.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society of London Special Publications, London, pp. 239-256.

- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., 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), 324–350.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.C., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, South-ern Brazil: integrated Hf isotopic and U–Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Bras. J. Geol.* 43 (3), 427–443.
- Bea, F., Fershtater, G.B., Montero, P., Smirnov, V.N., Molina, J.F., 2005. Deformation-driven differentiation of granitic magma: the Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos* 81, 209–233.
- 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, Porto Alegre, 310 pp.
- Bitencourt, M.F., 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* 229–236 (SH1/2000).
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 3–16.
- 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, 186–189.
- Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino — Santa Catarina. *Atas II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. SBG, Fortaleza, pp. 214–216.

- Brown, M., Solar, G.S., 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology* 20, 211–227.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2003. Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for the timing of deformation events. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, vol. 2, Short Papers, pp. 516–519.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22, 184–199.
- Dickin, A.P., 1997. *Radiogenic Isotopic Geology*. Cambridge University Press, Cambridge. 490 p.
- D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London* 149, 487–490.
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 77–96.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., DuFrane, A., 2011. U–Pb age and Sr–Nd–Pb isotopic composition of post-collisional syntectonic granites from the Catarinense Shield, Southern Brazil: constraints on the tectonic history of the Major Gercino Shear Zone. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 2011, Ávila. Abstracts Book*, pp. 55–56.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012a. 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* 153, 53–71.

- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012b. 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*. 216, 132–151.
- Fowler, M.B., Kocks, H., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B., 2008. Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos* 105, 129-148.
- Geraldes, M.C., 2010. Introdução à geocronologia. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo. 146 p.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Neoproterozoic lowpressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research* 147, 41–64.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: New insights into the Neoproterozoic *P-T* evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense shield. *Precambrian Research* 170, 157-174.
- Harris, N.W.B., Pearce J.A., Tindle A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries A.C. (eds.) *Collision tectonics*. Geological Society of London, Special Paper, 19:115-158.
- Hueck, M., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Oriolo, S., Heidelbach, F., Siegesmund, 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*. Springer.

- 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, 245-255.
- Iddings, J.P. 1895. Absarokite-shoshonite-banakite series. *Journ. Geol* 3, 935-959.
- Joplin, G.A., 1968. The shoshonite association: A review. *J. Geol. Soc. Austr* 15: 275-294.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Pinto, V.M., Fontana, E., 2012. Caracterização geoquímica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. *Geologia USP, Série Científica* 12, 17-38.
- Konopásek, J., Janousek, V., Oyhantçabal, P., Sláma, J., Ulrich, S., 2017. Did the circum-Rodinia subduction trigger the Neoproterozoic rifting along the Congo-Kalahari Craton margin?. *International Journal of Earth Sciences*. Springer.
- Kruger, T., Kisters, A., 2016. Magma accumulation and segregation during regional-scale folding: The Holland's dome granite injection complex, Damara belt, Namibia. *Journal of Structural Geology* 89, 1-18.
- 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: 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 a ~650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research* 185, 149-163.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to special edition on post-collisional magmatism. *Lithos* 45, 15–17.

- Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 67-77.
- Ludwig, K. R., 1993. New isoplot version 2.2. Berkeley Geochronology Center, February.
- Martil, M.M.D., 2010. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré colisional do Escudo Sul-Rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Master Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 77 pp.
- 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 ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesqui. Geociênc.*38 (2), 181–201.
- Martini, A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V., 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* 261, 25–39.
- Miller, R.B., Paterson, S.R., 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *Journal of Structural Geology* 16, 853-865.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 98-108.
- Moyen, J.F., Nedelec, A., Martin, H., Jayananda, M., 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology* 25, 611–631.

- Nardi, L. V. S., 1986. As rochas granitoides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 3-10.
- Nardi, L.V.S., 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências* 43, 85-99.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed). 50 anos de geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências. p. 125-141.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogist* 47, 1493-1503.
- Olivier, P., Druguet, E., Castaño, L.M., Gleizes, G., 2016. Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression: The Saint-Laurent – La Jonquera pluton (Eastern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 82, 80-92.
- Oriolo, S., Oyhançabal, 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, 59-78.
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, 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, 141–159.
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1075– 1084.

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Passchier, C.W., 2011. The t ranspressional connection between Dom Feliciano and Kaoko Belts at 580-550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*. 100, 379-390.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., 1993. Caracterização geométrica e cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino e sua importância na compartimentação dos terrenos Pré-Cambrianos de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 23, 234–241.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., McReath, 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, 688–703.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identifications of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Philipp, R.P., Massone, H.-J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U–Th–Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: evidences or the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos*, pp. 289–291.
- Plissart, G., Diot, H., Monnier, C., Maruntiu, M., Berger, J., 2012. Relationship between a syntectonic granitic intrusion and a shear zone in the Southern Carpathian-Balkan area (Almaj Mountains, Romania): Implications for late Variscan kinematics and Cherbelezu granitoid emplacement. *Journal of Structural Geology* 39, 83-102.
- Silva, L.C., 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 21, 60–73.

- Silva, L.C. 1999. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a Evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. PhD Thesis, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 243 pp.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82, 503–525.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 78, 573-589.
- Tarney, J., Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of Geological Society* 151, 855-868.
- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos* 114, 353-368.
- UFRGS., 2006. Mapeamento Geológico de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37, 1579–1600.
- Vigneresse, J.L., Tikoff, B., 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics* 312, 117–132.
- Zibra, I., Kruhl, J.H., Montanini, A., Tribuzio, R., 2012. Shearing of magma along a high-grade shear zone. Evolution of microstructures during the transition from magmatic to solid state flow. *Journal of Structural Geology* 37, 150-160.

ANEXO A

Carta de submissão do artigo científico ao periódico *Lithos*:



Felipe Manfredini Peruchi <felipe.manfra.peruchi@gmail.com>

Acknowledgement of receipt of your submitted article

1 mensagem

Lithos <eesserver@eesmail.elsevier.com>
Responder a: Lithos <lithos-ee@elsevier.com>
Para: felipe.manfra.peruchi@gmail.com

1 de março de 2019 11:43

*** Automated email sent by the system ***

Re:Ediacaran Post-Collisional shoshonitic granitic magmatism within the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: an example of prolonged magmatism and differentiation under active transcurrent tectonism
by FELIPE MANFREDINI PERUCHI; MARIA DE FÁTIMA BITENCOURT; LUANA MOREIRA FLORISBAL;
DIONATAN FERRI PADILHA
Regular Article

Dear Mr. PERUCHI,

Your submission entitled "Ediacaran Post-Collisional shoshonitic granitic magmatism within the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: an example of prolonged magmatism and differentiation under active transcurrent tectonism" (Regular Article) has been received by Lithos.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://ees.elsevier.com/lithos/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal management
Lithos

ANEXO B

Resumo apresentado no **X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, em junho de 2017:

NOVA DELIMITAÇÃO TEMPORAL DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL SHOSHONÍTICO SINCRÔNICO À ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO – IDADES U-Pb DO GRANODIORITO ESTALEIRO

Peruchi, F.M.¹; Florisbal, L.M.²; Bitencourt, M.F.³

1 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil; 2 Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brasil; 3 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil

A porção leste do Cinturão Dom Feliciano compreende uma vasta área de rochas graníticas dispostas segundo a direção NE e expostas de maneira descontínua entre o sul do Brasil e o Uruguai. Ao longo deste cinturão, o magmatismo granítico ocorreu em sucessivos pulsos no intervalo 650 - 580 Ma. O magmatismo plutônico desta faixa é interpretado como característico de ambiente pós-colisional, e o controle de sua ascensão e posicionamento é relacionado à atividade da tectônica transpressiva que resultou no Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro, formado durante o Neoproterozoico, e que engloba diversas mega-estruturas anastomosadas com movimentação predominantemente transcorrente. A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), faz parte deste cinturão e é responsável por controlar o magmatismo sintectônico na região de Porto Belo, SC. Esta área está localizada quase inteiramente no extremo nordeste da ZCMG, sendo constituída por uma série de corpos graníticos instalados nas diferentes etapas de atividade desta zona. A região compreende os ortognaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Porto Belo (~650 Ma), os Granitoides de Quatro Ilhas (~630-615 Ma), o Granito Mariscal (~610 Ma), o Complexo Granítico Estaleiro (CGE) e a Suíte Intrusiva Zimbros (~590 Ma). O CGE é constituído pelo Granodiorito Estaleiro (GE) e por uma grande quantidade de veios graníticos e corpos máficos dispostos em gerações sucessivas, que atuam, muitas vezes, como marcadores da evolução deformacional do complexo. A idade do CGE é balizada pela idade do Granodiorito Estaleiro, que até o presente momento era representada por uma idade U-Pb via ID-TIMS de 602 Ma, obtida no GE não deformado, não existindo dados de idade de cristalização do GE deformado ou mesmo dados de herança. Assim, o presente estudo apresenta dados de detalhe de estudos de campo e geocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS tanto nas porções não-deformadas quanto nas porções miloníticas do GE. No trabalho de campo foi constatado que a porção deformada do GE concentra uma maior quantidade de veios graníticos e aplíticos, além de enclaves microgranulares máficos, do que as porções não-deformadas. Nos estudos de campo de detalhe foram visitados afloramentos chave para coleta das amostras para geocronologia. Nas zonas de baixa deformação, a foliação magmática é marcada pelo alinhamento dimensional dos megacristais de feldspato, com zonas em que a trama planar não é bem definida, e a presença de veios e corpos máficos é rara. Nas zonas de alta deformação, onde a foliação milonítica do GE é evidente, veios graníticos e corpos máficos, são ora concordantes, ora discordantes da foliação milonítica do GE, atuando como marcadores das distintas fases de deformação do mesmo. Nota-se também que a deformação é concentrada na matriz, com os megacristais de K-feldspato pouco deformados, mas fortemente alinhados segundo a foliação. Os dados geocronológicos apontam idades de cristalização magmática idênticas para o GE não deformado ($611,9 \pm 1,7$

Ma) e deformado ($611,2 \pm 2,7$ Ma). Além das idades de cristalização idênticas, os padrões de herança nas duas amostras são também muito similares, sendo predominantemente neoproterozoicas (~790, ~650, ~630 Ma.) e menos comumente meso (1.2 e 1.1Ga.) e paleoproterozoicas (2.0 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: MAGMATISMO SINTECTÔNICO; COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO; GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO