

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPO DO GRANODIORITO ESTALEIRO,  
REGIÃO DE PORTO BELO, SC**

Felipe Manfredini Peruchi

Trabalho de Conclusão de Curso submetido a banca examinadora para a obtenção do  
Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Luana Moreira Florisbal

Coorientador: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt

FLORIANÓPOLIS

2016

Peruchi, Felipe Manfredini

Evolução espaço-tempo do Granodiorito Estaleiro, região de Porto Belo, SC / Felipe Manfredini Peruchi; orientadora, Luana Moreira Florisbal; coorientadora, Maria de Fátima Bitencourt. - Florianópolis, SC, 2016.

81 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) –  
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de  
Filosofia e Ciências Humanas. Graduação em Geologia.

Inclui referências

1. Cinturão Dom Feliciano. 2. Magmatismo Pós colisional. 3. Magmatismo Sintectônico. 4. Complexo Granítico Estaleiro. 5. Geocronologia U-Pb em zircão. I. Moreira Florisbal, Luana. II. Bitencourt, Maria de Fátima. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. IV. Título.

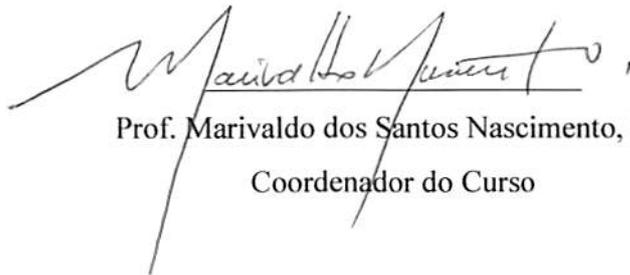
Felipe Manfredini Peruchi

**EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPO DO COMPLEXO GRANÍTICO  
ESTALEIRO, REGIÃO DE PORTO BELO, SC**

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia, e aprovado em sua forma final pelo Coordenador do Curso de Geologia.

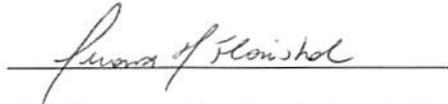
---

FLORIANÓPOLIS, 06 DE DEZEMBRO DE 2016.



Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.  
Coordenador do Curso

**Banca Examinadora:**



Prof.<sup>a</sup> Luana Moreira Florisbal, Dr.<sup>a</sup>

Orientadora

Universidade Federal de Santa Catarina



Prof. Roberto Sacks de Campos, Dr.

Universidade Federal de Santa Catarina



Daniel Barbosa Knijnik, Msc.

Universidade Federal de Santa Catarina

À toda minha família, aos meus amigos e amantes da geologia.

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço aos meus pais. Dona Mara, obrigado por toda sua coragem e sinceridade na hora de puxar minhas orelhas e não me deixar desistir no primeiro sinal de fraqueza. Seu Patrocínio, obrigado por sempre me transmitir sua tranquilidade e otimismo mesmo nos momentos mais difíceis nestes anos longe de casa. À minha irmã Helena, querida, meu muito obrigado por todos os conselhos e confidências, com você, as vezes, assumindo o papel de irmã mais velha.

Agradeço também às minhas orientadoras Luana Moreira Florisbal e Maria de Fátima Bitencourt. Luana, obrigado por ter me concedido a oportunidade de trabalhar ao seu lado neste trabalho tão importante. Sou grato por todo o seu incentivo, disposição, presença, paciência, sabedoria e amizade, sendo até psicóloga para meus problemas pessoais em algumas oportunidades. À Maria de Fátima, agradeço por ter aceitado o desafio de ser co-orientadora de uma pessoa que você não conhecia e que me recebeu com alegria e disposição em sua sala na UFRGS.

Ao Daniel Barbosa Knijnik e ao Roberto Sacks de Campos, meu muito obrigado por terem aceitado o convite para compor a banca examinadora deste trabalho com muita empolgação.

Aos meus amigos Antônio (Cosme), por sempre me fazer rir, Antônio (Marcon), pelos excelentes almoços e jantares, Douglas (Leite), pelos inúmeros tragos e hot dogs na madrugada, Érico, por todo seu conhecimento em SIG, Fernando (Toledo), pelas diversas discussões geológicas, Johann, pelas suas constantes paranoias, Lucas (Debatin), pela parceria em inúmeros estudos e trabalhos, Lucas (Del Mouro), por todo o seu conhecimento futebolístico, Maick, por toda sua tranquilidade, Marcelo, pela irmandade desde a 2ª série do fundamental, Mateus (Silva), pelas inúmeras coberturas nos meus avanços ao ataque no futebol, Matheus (Alemão), pelo ombro amigo nos meus constantes choros ao longo da graduação, Nilo, por ser o paizão da galera, Pâmela, pelo carinho e companheirismo, e a tantos outros, o meu sincero muito obrigado. Brincadeiras a parte, todos vocês contribuíram para eu me tornar uma pessoa melhor. Agradeço de coração!

Ao PFRH-PB240 da UFSC por ter me dado a oportunidade de trabalhar com um projeto de iniciação científica.

À Universidade Federal de Santa Catarina por toda estrutura disponibilizada.

À todos que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

## RESUMO

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 Brasil e o Uruguai. O magmatismo granítico ao longo deste cinturão é referido como sucessivos pulsos que ocorreram no intervalo entre 650 e 580 Ma, cujo posicionamento foi controlado, na sua grande maioria, pela ação da tectônica transcorrente. O magmatismo plutônico desta faixa é interpretado como característico de ambiente pós-colisional, cujo controle da ascensão e do posicionamento dos magmas graníticos é relacionado à atividade da tectônica transpressiva que ocorreu nas diversas zonas de cisalhamento integrantes do 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), está contida neste cinturão, e é responsável por controlar o magmatismo sintectônico na região de Porto Belo, a qual está localizada quase inteiramente no extremo nordeste da mesma, sendo constituída por uma série de corpos graníticos instalados nas diferentes etapas de atividade desta zona. A geologia desta região abrange 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 representa o magmatismo sin-transcorrente e 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. O Granodiorito Estaleiro é metaluminoso e shoshonítico. 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. Do 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. Dos trabalhos de campo, observa-se que nas zonas de baixa deformação, é possível observar foliação magmática denotada pelo alinhamento de forma dos megacristais de feldspato ou mesmo zonas em que não se pode observar nem mesmo foliação magmática bem definida, e a presença de veios e corpos máficos é constante mas não muito abundante como nas zonas de alta deformação. Por outro lado, nas zonas de mais alta deformação, onde a foliação milonítica do GE é evidente, veios graníticos e corpos máficos, ocorrem dispostos ora concordantes, ora discordantes com a orientação 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 estando pouco deformados, mas fortemente alinhados segundo a orientação da 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 1.1 Ga.) e paleoproterozoicas (2.0 Ga).

**Palavras-chave:** Cinturão Dom Feliciano; Magmatismo pós-colisional; Magmatismo sintectônico; Complexo Granítico Estaleiro; Geocronologia U-Pb em zircão.

## ABSTRACT

The eastern portion of the Dom Feliciano Belt comprises a vast area of granitic rocks, arranged in NE direction and discontinuously displayed between Brazil and Uruguay. The granitic magmatism along this belt is referred as successive pulses that occurred in the interval between 650 and 580 Ma, whose positioning was controlled, for the most part, by transcurrent tectonics. The plutonic magmatism of this belt is interpreted as characteristic of a post-collisional setting, whose control of the rise and position of the granitic magmas is related to the activity of the transpressive tectonics that occurred in the several shear zones of the Brazilian Shear Belt formed during the Neoproterozoic and encompasses several anastomosed mega structures with predominantly transcurrent movement. The Major Gercino Shear Zone (ZCMG), located inside this belt, is responsible for controlling the syntectonic magmatism in the Porto Belo region, which is located almost entirely in the extreme northeast of the shear zone, being constituted by a series of granitic bodies emplaced in the different stages of activity in this shear zone. The geology of this region encompasses the quartz-feldspathic orthogneisses of the Porto Belo Complex (~650 Ma), the Quatro Ilhas Granitoids (630-615 Ma), the Mariscal Granite (~610 Ma), the Estaleiro Granitic Complex (CGE) and the Zimbros Intrusive Suite (~590 Ma). The CGE represents the syntranscurrence magmatism and is composed by the Estaleiro Granodiorite (EG), and by a great amount of granitic veins and mafic bodies arranged in successive generations, that often act as markers of the deformational evolution of the complex. The Estaleiro Granodiorite is metaluminous and shoshonitic. The age of the CGE is marked by the age of the Granodiorito Estaleiro, which up to the now was represented by a U-Pb age of 602 Ma obtained by ID-TIMS in the non-deformed GE, with no data of crystallization age or even inheritance data for the deformed GE. Thus, the present study presents detailed data from field studies and U-Pb geochronology in zircon via LA-MC-ICP-MS in both the non-deformed portions and the mylonitic portions of the GE. From the field work it was found that the deformed portion of the GE concentrates a greater amount of granitic and aplitic veins, besides mafic microgranular enclaves than the non-deformed portions. In the detailed field studies, key outcrops were used to collect samples for geochronology. From the field work, it can be observed that in low strain zones, it is possible to observe magmatic foliation denoted by the shape alignment of the feldspar megacrystals or even areas where no well defined magmatic foliation can be observed, and the presence of veins and mafic bodies is constant but not very abundant as in the high strain zones. On the other hand, in the higher strain zones, where the mylonitic foliation of the GE is evident, granitic veins and mafic bodies, occur either concordant, sometimes discordant with the orientation of mylonitic foliation of the GE, acting as strain markers of the different phases of deformation. It is also noted that the deformation is concentrated in the matrix, with the K-feldspar megacrystals being poorly deformed but strongly aligned according to the foliation. The geochronological data indicate identical magmatic crystallization ages for the GE non-deformed ( $611.9 \pm 1.7$  Ma) and deformed ( $611.2 \pm 2.7$  Ma). In addition to the identical crystallization ages, the inheritance patterns in the two samples are also very similar, being predominantly Neoproterozoic (~ 790, ~ 650, ~ 630 Ma.) and less commonly Meso- (1.2 and 1.1Ga.) and Paleoproterozoic (2.0 Ga).

**Keywords:** Dom Feliciano Belt; Post collisional magmatism; Syntectonic magmatism; Estaleiro Granitic Complex; U-Pb zircon geochronology.

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudos localizada entre os municípios de Porto Belo e Bombinhas (Extraído de BITENCOURT, 1996).....	18
Figura 2. Transpressão e transtração são a combinação de um regime direcional com uma componente contracional e extensional respectivamente (Extraído de FOSSEN, 2012).....	20
Figura 3. Feições tectônicas relacionadas aos regimes transpressivos e transtensivos (Extraído de BECKHAUSER NETO, 2015 <i>apud</i> Cunningham & Mann, 2007; Davis <i>et al.</i> , 2012).....	21
Figura 4. O período pós colisional, ocorre após o principal evento de colisão. O prefixo “pós” indica que o período é mais jovem do que a colisão, mas também que ele ainda é relacionado a ela (Extraído de LIÉGEOIS, 1998).....	24
Figura 5. Unidades geológicas e principais características tectônicas no estado de Santa Catarina, Brasil, com a área de estudo indicada (Modificado de Bitencourt; Nardi, 2000 <i>apud</i> FLORISBAL, 2012a).....	26
Figura 6. O Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Modificado de BITENCOURT, 1989).....	30
Figura 7. Subdivisão do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina segundo BASEI <i>et al.</i> (2011).....	31
Figura 8. Mapa geológico da região de Porto Belo (modificado de BITENCOURT, 1996)....	34
Figura 9. Os principais isótopos radioativos com seus respectivos isótopos radiogênicos, tempos de meia vida e constantes de decaimento. O $Pb^{204}$ é o único isótopo de Pb que não é radiogênico (GERALDES, 2010).....	39
Figura 10. Curva concórdia, reta discórdia e seus interceptos superior e inferior. (Modificado de DICKIN, 1997).....	41
Figura 11. Equações fundamentais da geocronologia para os geocronômetros $^{238}U$ - $^{206}Pb$ e $^{235}U$ - $^{207}Pb$ . (Extraído de DICKIN, 1997).....	43
Figura 12. Diagramas de variação de elementos maiores e menores (% óxido) tendo os teores de $SiO_2$ como índice de diferenciação no Granodiorito Estaleiro (Extraído de BITENCOURT, 1996).....	53
Figura 13. Diagramas de variação de elementos traços com a diferenciação, medida pelo teor de $SiO_2$ no Granodiorito Estaleiro (Extraído de BITENCOURT, 1996).....	54
Figura 14. Relação alumina-álcalis-cálcio do Granodiorito Estaleiro com base nos parâmetros de Shand. (Extraído de BITENCOURT, 1996).....	55

Figura 15. Diagrama de concórdia U/Pb para o Granodiorito Estaleiro na região de Porto Belo, estado de Santa Catarina, Brasil (Extraído de CHEMALE JR et al., 2012).....56

Figura 16. Mapa de localização dos pontos descritos na região de Porto Belo, Santa Catarina. Os marcadores em amarelo informam a localização dos pontos onde foram coletadas as amostras para realização das análises U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS. Base cartográfica: Base map do software ArcGIS® (ESRI, 2011).....58

Figura 17. Feições mesoscópicas do GE não deformado (PB-23): (a) vista ampla do afloramento utilizado para amostragem, (b) detalhe da textura isótropa da rocha (c) megacristal de K-feldspato em meio a uma matriz inequigranular seriada, (d) detalhe da matriz inequigranular seriada, constituída por biotita, anfibólio, plagioclásio e quartzo, (e) veios aplíticos (à esquerda e central) e granítico (à direita) dispostos paralelamente entre si no GE e (f) maior resistência dos veios em relação a encaixante quanto ao processo de intemperismo (do autor, 2016).....60

Figura 18. Feições mesoscópicas do GE não deformado (PB-24): (a) detalhe da estrutura maciça da rocha, (b) e (c) pórfiros de K-feldspato ora euédricos, ora arredondados (d), (e) veios de granito cinza fino cortando o bloco, com espessura de até 5 cm (f) e (g) ocorrência de enclaves cumuláticos máficos.....61

Figura 19. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB- 28): (a) e (b) foliação magmática ( $S_0$ ) marcada pelo alinhamento dos megacristais euédricos de feldspatos, (c) foliação milonítica ( $S_m$ ) marcada pelo alinhamento dos minerais máficos na matriz, estiramento do quartzo e deformação dos megacristais de feldspatos, (d) e (e) corpos tabulares máficos foliados intrusivos paralelamente à foliação milonítica do GE. Em (d) se observa um veio aplítico concordante com a  $S_m$  e em (e) o veio aplítico é discordante em alto ângulo com a  $S_m$  do GE, (f) veios aplíticos e pegmatíticos de K-feldspato concordantes com a  $S_m$  do GE.....62

Figura 20. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB- 28): (a) sucessivas gerações de veios aplíticos e pegmatíticos, e corpos máficos tabulares discordantes à orientação da foliação ( $S_m$ ) do GE, (b) detalhe da foto anterior mostrando veio aplítico concordante com a foliação do corpo máfico tabulares e (c) Vênulas de aplito paralelas a  $S_m$  do GE sendo cortada por veio de pegmatito com deslocamento por falha normal.....63

Figura 21. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB-45): (a) Vista ampla do afloramento do GE escolhido para a coleta de amostra para geocronologia da facies deformada, (b) foliação  $S_{0-m}$  evidenciada pela orientação de forma dos megacristais de feldspatos com pouco estiramento e pelo estiramento dos minerais máficos e fitas de quartzo da matriz. Notar a vênula de material aplítico que secciona o afloramento, característica marcante do GE quando deformado, e (c) veios de granito cinza fino dispostos paralelamente à  $S_{0-m}$  do GE.....64

Figura 22. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB-47): (a) visão geral do afloramento, mostrando o GE seccionado por vários veios e diques de granito cinza fino; (b) detalhe da foliação composta ( $S_0 + m$ ) do GE subvertical, vista em perfil (c) vista em planta de corpo granítico tabular cinza fino foliado disposto paralelamente à orientação da foliação subvertical do GE, (d) vista em planta de veios aplíticos e pegmatíticos concordantes a  $S_m$  do GE; (e) vista lateral de sucessivas gerações de veios aplíticos e pegmatíticos concordantes e discor-

dantes da  $S_m$  do GE, (f) detalhe de enclave máfico microgranular em faixa pouco deformada do GE.....65

Figura 23. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB-47): (a) enclaves máficos microgranular estirados e concordantes em relação a orientação da foliação  $S_m$  do GE; (b) Enclaves máficos microgranulares estirados e veios pegmatito deformados concordantes com a  $S_m$  do GE; (c) enxame de enclaves máficos microgranulares e (d) megacristais de feldspatos alinhados com fraca deformação, definindo  $S_{0+m}$  do GE.....66

Figura 24. Dados geocronológicos do GE, fácies indeformada, amostra PB-23. Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos *spots* são marcadas conforme a disposição nos gráficos. Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância < 5%. Detalhe mostrando as idades neoproterozóicas concordantes e apontando idades concórdia calculadas. Todos os *spots* tem 32 $\mu$ m. Círculos rosa = idade de cristalização magmática; círculos azuis= herança neoproterozoica (~630 Ma); círculos amarelos=herança neoproterozoica de idades variadas (~650 a 790 Ma); círculos verdes= heranças mesoproterozóicas e círculos laranjas = heranças paleoproterozoicas. Círculos com linhas tracejadas em amarelo demonstram alguns dos *spots* com alto grau de discordância e/ou Pb comum alto.....69

Figura 25. Dados geocronológicos do GE, fácies deformada, amostra PB-45. Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos *spots* são marcadas conforme a disposição nos gráficos. Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância < 5%. Detalhe mostrando as idades neoproterozóicas concordantes e apontando idades concórdia calculadas. Todos os *spots* tem 32 $\mu$ m. Círculos rosa = idade de cristalização magmática; círculos azuis= herança neoproterozoica (~637 Ma); círculos verdes= heranças mesoproterozóicas e círculos laranjas = heranças paleoproterozoicas. Círculos com linhas tracejadas em amarelo demonstram alguns dos *spots* com alto grau de discordância e/ou Pb comum alto.....73

## ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1. Simbologia utilizada nos diagramas geoquímicos (Extraído de Bitencourt, 1996).....	52
Quadro 2. Coordenadas UTM das amostras analisadas (do autor, 2016).....	67

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Dados U-Pb obtidos via LA-MC-ICP-MS da amostra PB-23.....	70
Tabela 2. Dados U-Pb obtidos via LA-MC-ICP-MS da amostra PB-45.....	74

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A – Ampere

A – Angstroms

An – Anortita

CC – Complexo Camboriú

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CGE – Complexo Granítico Estaleiro

CGSC – Complexo Granulítico Santa Catarina

CMB – Complexo Metamórfico Brusque

CPB – Complexo Porto Belo

GM – Granito Mariscal

GQI – Granitoides de Quatro Ilhas

GE - Granodiorito Estaleiro

ID-TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry

LA-MC-ICP-MS – Laser Ablation Multi-collector Ion Coupled Plasma Mass Spectrometry

MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

MSWD – Mean Square of Weighted

Or – Ortoclásio

S<sub>0</sub> – Foliação magmática composta

S<sub>0-m</sub> – Foliação composta

SHRIMP – Sensitive High Resolution Ion Microprobe

SIZ – Suíte Intrusiva Zimbros

Sm – Foliação milonítica composta

Z – Número atômico

ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu

ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino

# SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	16
1.1. OBJETIVOS .....	17
1.1.1. OBJETIVO GERAL.....	17
1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	17
1.2. JUSTIFICATIVA .....	17
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS .....	18
2. REVISÃO CONCEITUAL .....	19
2.1.1. FALHAS DE REJEITO DIRECIONAL .....	19
2.1.2. TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO.....	20
2.2. DEFORMAÇÃO NÃO CONTÍNUA, DEFORMAÇÃO CONTÍNUA E ASPECTOS FÍSICOS DA DEFORMAÇÃO.....	22
2.2.1. DEFORMAÇÃO NÃO CONTÍNUA.....	23
2.2.2. DEFORMAÇÃO CONTÍNUA .....	23
2.2.3. ASPECTOS FÍSICOS DA DEFORMAÇÃO .....	23
2.3. MAGMATISMO PLUTÔNICO PÓS-COLISIONAL E MAGMATISMO SINTECTÔNICO .....	24
2.3.1. MAGMATISMO PLUTÔNICO PÓS-COLISIONAL .....	24
2.3.2. MAGMATISMO SINTECTÔNICO .....	25
2.4. CONTEXTO GEOTECTÔNICO .....	27
2.5. CINTURÃO DE CISALHAMENTO SUL-BRASILEIRO.....	30
2.6. ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO .....	31
2.7. GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO BELO .....	32
2.8. COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO .....	37
2.9. SISTEMA U-TH-PB E ESPECTOMETRIA DE MASSA DE PLASMA INDUZIDO POR ABRASÃO A LASER EM ZIRCÃO .....	38
2.9.1. A SÉRIE DE DECAIMENTO U-TH-PB .....	39
2.9.2. GEOQUÍMICA DO U-TH-PB .....	39
2.9.3. DIAGRAMA DE CONCÓRDIA E RETA DISCÓRDIA .....	40
2.9.4. UTILIZAÇÃO DO ZIRCÃO NO MÉTODO U-TH-PB.....	41
2.9.5. PREMISSAS DO MÉTODO U-TH-PB.....	42
2.9.6. EQUAÇÕES FUNDAMENTAIS DA GEOCRONOLOGIA APLICADAS AO SISTEMA DE DECAIMENTO U-TH-PB .....	42
2.9.7. ESPECTOMETRIA DE MASSA DE PLASMA INDUZIDO POR ABRASÃO A LASER.....	43
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	45
3.1. ESTUDOS DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS .....	45

3.2.	GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO VIA LA-MC-ICP-MS.....	45
3.2.1.	SEPARAÇÃO DOS ZIRCÕES .....	45
3.2.2.	CATAÇÃO MANUAL E MONTAGEM DAS PASTILHAS EM RESINA .....	46
3.2.3.	IMAGEAMENTO DAS SEÇÕES POLIDAS EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV) .....	47
3.2.4.	DATAÇÃO U-PB EM ZIRCÃO VIA LA-MC-ICP-MS .....	47
4.	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS .....	48
4.1.	CARACTERÍSTICAS GERAIS.....	48
4.2.	ASPECTOS TEXTURAIS E COMPOSICIONAIS .....	48
4.2.1.	GRANODIORITO ESTALEIRO .....	48
4.2.2.	ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO.....	50
4.2.3.	INTRUSÕES MÁFICAS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO .....	50
4.2.4.	VEIOS GRANÍTICOS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO .....	51
4.3.	GEOQUÍMICA DO GRANODIORITO ESTALEIRO .....	51
4.4.	GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO VIA ID-TIMS .....	55
5.	RESULTADOS.....	57
5.1.	GEOLOGIA DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS .....	57
5.1.1.	GRANODIORITO ESTALEIRO NÃO-DEFORMADO.....	58
5.1.2.	GRANODIORITO ESTALEIRO DEFORMADO.....	59
5.2.	GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO VIA LA-MC-ICP-MS.....	67
5.2.1.	PB-23 .....	67
5.2.2.	PB-45 .....	72
6.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	75
7.	CONCLUSÃO.....	78
8.	REFERÊNCIAS .....	80

## 1. INTRODUÇÃO

O Complexo Granítico Estaleiro (CGE), unidade litoestratigráfica definida por Bitencourt (1996) e escolhido para estudo e realização deste trabalho, localiza-se na região de Porto Belo, porção leste do Escudo Catarinense, inserido num contexto geológico que abrange um cinturão de rochas graníticas disposto na direção NE e exposto de maneira descontínua ao longo de seus segmentos no Uruguai, Rio Grande do Sul e Santa Catarina. O controle da ascensão e do posicionamento destes magmas graníticos e, em menor volume, de corpos máficos, interpretados por Bitencourt e Nardi (2000) como típicos de ambiente pós-colisional, está relacionado aos períodos de atividade das diversas zonas de cisalhamento translitosféricas anastomosadas e de cinemática predominantemente transcorrente que integram o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (BITENCOURT; NARDI, 2000).

Este cinturão, formado durante o Neoproterozoico, esteve ativo durante o período de 650 a 580 Ma, estando representado na região de Porto Belo, área de trabalho escolhida para a realização desta monografia, pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), cuja movimentação transcorrente é dextral. Esta zona é reponsável por controlar o magmatismo sintectônico nesta área, com o Complexo Granítico Estaleiro (CGE) representando, entre as diferentes etapas de atividade da ZCMG, as quais originaram granitoides com diferentes afinidades geoquímicas, a fase sin-transcorrente da mesma.

A estratigrafia destes eventos magmáticos estabelecidas por meio de critérios de campo por Bitencourt (1996) foi confirmada por dados geocronológicos U-Pb em zircão por Chemale Jr et al. (2012) e Florisbal et al. (2012). Porém as idades ID-TIMS obtidas por Chemale Jr et al. (2012) de  $602 \pm 3$  Ma em uma porção indeformada e de  $602 \pm 340$  Ma em uma porção deformada do Complexo Granítico Estaleiro foram pouco conclusivas em virtude das grandes incertezas e/ou discordâncias associadas às mesmas.

Desta maneira, foi utilizado neste trabalho a técnica analítica geocronológica pontual LA-MC-ICP-MS de análise U-Pb em zircão para a obtenção de idades mais precisas dentro do Complexo Granítico Estaleiro, em virtude dos distintos eventos que ficam registrados nesses cristais, podendo ser interpretados e individualizados conforme as diferentes idades fornecidas.

Este trabalho inicia-se com um levantamento bibliográfico à respeito do assunto abordado no mesmo, seguido por uma descrição dos materiais e métodos utilizados para a obtenção dos resultados. A parte final é reservada para a apresentação e discussão dos resultados e para as conclusões decorrentes dos mesmos, sendo encerrado com a lista de referências bibliográficas utilizadas para a sua confecção.

## 1.1. OBJETIVOS

### 1.1.1. OBJETIVO GERAL

- (i) Identificação das zonas de alta e baixa deformação do CGE através de levantamento de dados prévios e estudos de campo de detalhe e obtenção de dados geocronológicos U-Pb via LA-MC-ICP-MS de amostras das porções indeformadas e deformadas do Granodiorito Estaleiro.

### 1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- (i) Estudos de campo de detalhe visando identificar e analisar estruturas planares e lineares magmáticas e de estado sólido juntamente com veios graníticos e corpos tabulares, enclaves e *schlierens* máficos, atuantes como marcadores da evolução deformacional ao longo do Complexo Granítico Estaleiro.
- (ii) Datação U-Pb em zircão por espectrometria de plasma induzido e abrasão por laser (LA-MC-ICP-MS) tanto das porções indeformadas como das de maior deformação, com intuito de verificar as idades de cristalização magmática destas duas porções do GE e os padrões de herança.
- (iii) Comparar as idades obtidas nas amostras indeformadas e deformadas do GE e discutir o caráter sincrônico da cristalização e da deformação.

## 1.2. JUSTIFICATIVA

No Complexo Granítico Estaleiro (CGE) as relações espaciais entre as zonas indeformadas e as zonas de alta deformação (miloníticas) estão claramente definidas. Por outro lado, as relações temporais são apenas indicadas por relações de campo, não existindo dados geocronológicos que corroborem as interpretações de cunho estrutural. Em termos de idade, Chemale Jr et al. (2012) obtiveram uma idade ID-TIMS de  $602 \pm 3$  Ma em uma porção indeformada do Granodiorito Estaleiro (GE). A porção deformada forneceu uma idade, também por ID-TIMS, de aproximadamente 602 Ma mas com uma grande incerteza ( $\pm 340$  Ma), o que não permite definir diretamente a idade das rochas nas zonas de alta deformação. Além da grande incerteza associada a determinação da idade das porções deformadas do GE, o emprego da técnica ID-TIMS não é recomendado para o estabelecimento de idades de rochas potencialmente multi-fontes, como é o caso dos granitóides sintectônicos na região de Porto Belo. Da mesma forma, a obtenção de dados pontuais é também imprescindível para estabelecer os padrões de heranças nas amostras do GE. Portanto, novos estudos

geocronológicos serão realizados com a utilização da técnica analítica U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS para obtenção de idades com maior controle no que tange a questões texturais dos cristais de zircão que, por sua vez, permitem compreender melhor a evolução cronológica das rochas, se compararmos com métodos de diluição total de grãos como ID-TIMS. A obtenção das idades em zonas deformadas e indeformadas do GE e comparação das mesmas permitirá investigar o caráter contínuo ou descontínuo desta deformação com relação a cristalização magmática.

### 1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

Localizada no litoral centro-norte do estado de Santa Catarina e a 65 km do município de Florianópolis (Fig.1), a área de estudo deste trabalho compreende exposições rochosas encontradas entre os municípios de Porto Belo e Bombinhas. Os afloramentos são encontrados às margens das principais rodovias que ligam estes dois municípios e também ao longo da costa, com boas exposições, geralmente, contínuas por dezenas de metros.

Os principais acessos para a área de estudo no sentido S para N, saindo de Florianópolis, são a BR-101 até o município de Tijucas, com posterior acesso, em sequência, à Rua Euclides Francisco Peixoto e à Estrada Geral Santa Luzia, seguindo até a Avenida Governador Celso Ramos, em Porto Belo. Ou, também via BR-101, mas com acesso pelo município de Itapema, com posterior acesso às Avenidas Nereu Ramos e Hironildo Conceição dos Santos, respectivamente, até a Avenida Governador Celso Ramos, em Porto Belo.

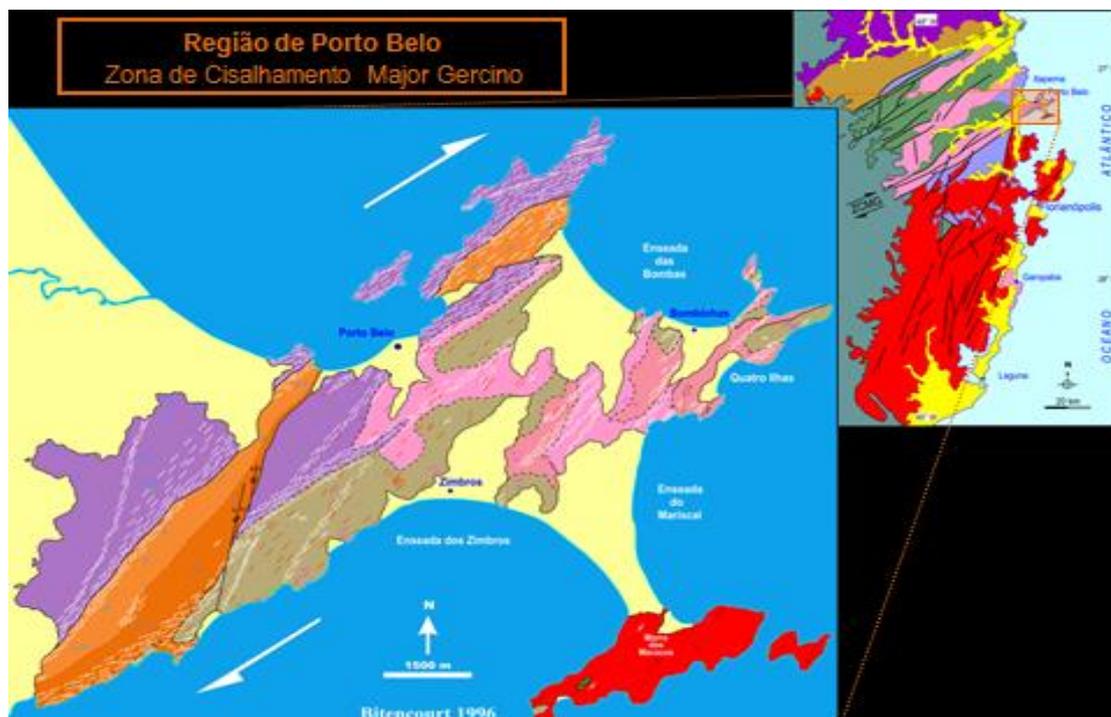


Figura 1. Área de estudos localizada entre os municípios de Porto Belo e Bombinhas (Extraído de BITENCOURT, 1996)

## 2. REVISÃO CONCEITUAL

### 2.1. FALHAS DE REJEITO DIRECIONAL, TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO

#### 2.1.1. FALHAS DE REJEITO DIRECIONAL

Falhas de rejeito direcional são falhas que possuem um vetor de deslocamento paralelo à direção da falha e formam-se devido as diferentes taxas de movimentação de partes da crosta sobre a superfície da Terra. (FOSSEN, 2012). Quando possuem escala translitosférica são conhecidas como **zonas de cisalhamento de rejeito direcional**, com predomínio de mecanismos de deformação dúctil e alto ângulo de mergulho em relação as demais falhas, identificadas em mapas geológicos através de traços retilíneos (FOSSEN, 2012). Estas falhas podem ter tanto movimento lateral esquerdo (sinistral) como lateral direito (dextral) e a presença de curvaturas ou irregularidades em sua geometria pode levar ao surgimento de estruturas contracionais ou extensionais dependendo do sentido de movimentação da falha em relação a curva (FOSSEN, 2012).

A escala de ocorrência destas falhas é bem abrangente, conectando vários tipos de estruturas, como fraturas extensionais abertas ou preenchidas por minerais, veios, diques, falhas normais com direção de mergulho iguais ou opostas, falhas oblíquas, falhas reversas, entre outras (FOSSEN, 2012). Têm-se como principais exemplos de falhas e zonas de cisalhamento de rejeito direcional a Falha de San Andreas, na Califórnia (EUA), a Falha do Norte da Anatólia, na Turquia, a Falha Alpina, na Nova Zelândia, e a Transformante do Mar Morto e a Falha Great Glen, na Escócia (FOSSEN, 2012).

Algumas falhas de rejeito direcional possuem diversas funções cinemáticas e possuem diferentes nomenclaturas. Um exemplo são as **falhas de transferência**, as quais são responsáveis por transferir o deslocamento entre duas falhas contracionais ou extensionais e que são limitadas por outras estruturas (falhas ou fraturas extensionais, por exemplo) (FOSSEN, 2012). Outro exemplo são as **falhas transformantes**, de escala quilométrica ou maior, responsáveis por segmentar ou definir limites de placas. A **Falha de San Andreas** é um exemplo clássico deste tipo de falha. Constituí um sistema de falhas associadas, mais ou menos paralelas, com aproximadamente 1.200 km de comprimento por 100 km de largura, sendo uma transformante continental, responsável por limitar as placas da América do Norte e do Pacífico (FOSSEN, 2012). As **falhas transcorrentes** são falhas que, ao contrário das falhas de transferência, possuem as extremidades não delimitadas por outras estruturas, ou seja, livres para se moverem e crescerem conforme seu deslocamento aumenta. Quando possuem grande comprimento podem intersectar a superfície da Terra, terminado sob outras estruturas como falhas de cavalgamento,

falhas extensionais, em zonas de subducção ou até mesmo seccionar a transição rúptil-dúctil, transformando-se em uma zona de cisalhamento plástica de alto ângulo (FOSSSEN, 2012).

### 2.1.2. TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO

Quando as falhas de rejeito direcional possuem curvaturas elas podem originar componentes locais contracionais ou extensionais e o regime deformacional é classificado, respectivamente, como transpressivo ou transtensivo (Fig.2). De maneira geral, a transpressão é a combinação de rejeito direcional com deformação coaxial e promove o encurtamento perpendicular à zona de falha. Já a transtração combina rejeito direcional com estiramento perpendicular a ela (FOSSSEN, 2012).

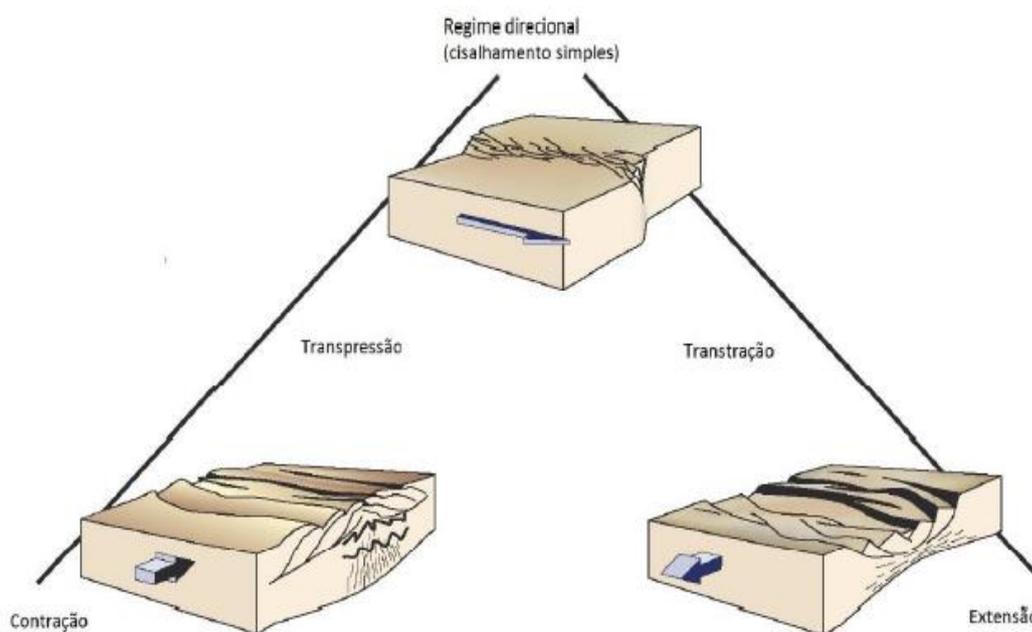


Figura 2. Transpressão e transtração são a combinação de um regime direcional com uma componente contracional e extensional respectivamente (Extraído de FOSSSEN, 2012).

O estudo da deformação em níveis crustais profundos, onde os principais mecanismos deformacionais atuantes são plásticos, pode ser feito através da análise de marcadores deformacionais no interior de zonas de cisalhamento. Elipsóides oblatos originam-se quando o regime é transpressivo, enquanto que elipsóides prolatos formam-se quando o regime é transtensivo (FOSSSEN, 2012). Quando o cisalhamento puro é dominante em um regime transpressivo o resultado são lineações verticais, enquanto que o cisalhamento simples favorece o desenvolvimento de lineações horizontais (FOSSSEN, 2012).

Nestes ambientes podem ocorrer a formação de bacias e soerguimentos topográficos. Visto que a maioria das falhas de rejeito direcional são constituídas por vários segmentos de falhas, quando um segmento ativo termina próximo de outro segmento subparalelo, ocorre a transferência de movimento por meio da abertura de uma intersecção, conhecida como *step-overs*, formando uma zona localizada de contração ou extensão. O que controla e define se esta área será contraída ou estendida é a geometria da falha principal e o sentido de deslizamento das falhas adjacentes (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2014). *Step-overs* caracterizados pela ocorrência de calhas extensionais e falhas normais são formados pela extensão da região de intersecção e são chamados de bacias *pull-apart*. A Zona de Falha de El Salvador, na América Central é um exemplo de *step-over* extensional. Onde a região de intersecção é comprimida formam-se falhas de empurrão e dobras, dando origem a soerguimentos topográficos conhecidos como *push-ups*. O Monte Diablo, no norte da Califórnia é um exemplo de *push-up* (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2014).

Nas regiões onde as falhas de rejeito direcionais são contínuas, mas que possuem uma pequena curvatura no plano de falha, formam-se zonas localizadas de encurtamento ou extensão se os dois lados da curva forem convergentes ou divergentes respectivamente, originando *restraining bends* e *releasing bends* (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2014). As primeiras caracterizam-se pela presença de falhas de empurrão, dobras e *push-ups* (Fig. 3). As Montanhas Transversais no sul da Califórnia possuem características de *restraining bend* na Falha de San Andreas. Bacias *pull-apart*, falhas normais e zonas de subsidência e deposição são características das últimas (Figura 4). *Releasing bends* ocorrem ao longo da parte sul da Falha Alpina, no sudoeste da Nova Zelândia (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2014).

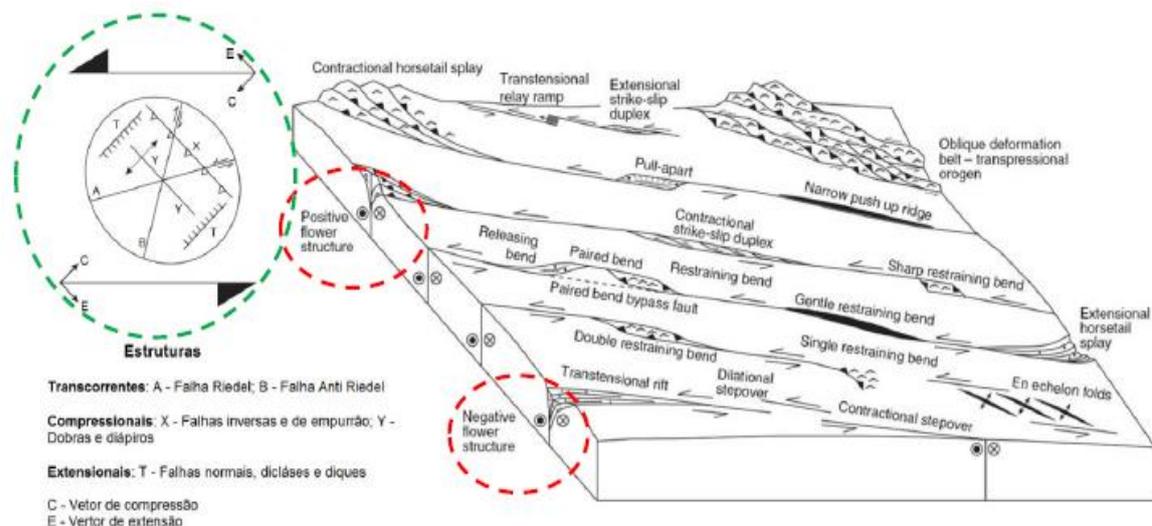


Figura 3. Feições tectônicas relacionadas aos regimes transpressivos e transtensionais (Extraído de BECKHAUSER NETO, 2015 *apud* Cunningham & Mann, 2007; Davis *et al.*, 2012).

Em limites de blocos e placas tectônicas divergentes e convergentes oblíquos (zonas de tração e transpressão, respectivamente) a distribuição dos rejeitos pode ocorrer de diferentes maneiras. Uma delas é a partição segundo *estruturas direcionais* (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2014). Neste sistema, falhas direcionais são responsáveis pela acomodação do componente contracional/extensional oblíquo, paralelizando os limites de placas. Por outro lado, as estruturas contracionais ou extensionais acomodam o componente orientado perpendicularmente ao limite de placa (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2014).

## 2.2. DEFORMAÇÃO NÃO CONTÍNUA, DEFORMAÇÃO CONTÍNUA E ASPECTOS FÍSICOS DA DEFORMAÇÃO

A reologia é uma das áreas da ciência responsável por estudar a deformação em todo o seu ramo de influência, desde processos originários de fraturas em rochas (deformação não contínua) até o fluxo de materiais viscosos (deformação contínua). A reologia quando aplicada a estudos geológicos facilita o entendimento e compreensão da maior parte dos processos deformacionais atuantes na litosfera, as suas relações com a tectônica e a origem de estruturas encontradas na porção superior da crosta. A atuação do campo de esforços regionais, juntamente com as propriedades reológicas do magma e das rochas encaixantes são responsáveis por controlar o posicionamento de corpos ígneos, sendo o tamanho e a geometria dos mesmos fortemente influenciados pela diferença reológica entre o magma e sua encaixante (LLAMBIAS, 2001).

A intensidade e duração do processo deformacional, em adição com as propriedades mecânicas da rocha são responsáveis por determinar a geometria final do material e a maneira como a deformação ocorre (LLAMBIAS, 2001).

A deformação pode ser homogênea ou heterogênea. Quando ela é homogênea, as relações angulares dos elementos constituintes de um corpo são mantidas constantes após a deformação. No segundo caso, ao final da deformação, isto não ocorre. Portanto, se ao longo do processo de deformação progressiva os eixos do elipsoide de deformação permanecerem paralelos as direções dos esforços principais, ela é denominada *coaxial* e origina-se por deformação pura (cisalhamento puro). Contudo, se os eixos do elipsoide de deformação sofrem rotação e perdem o paralelismo com a direção dos esforços principais, a deformação é considerada como *não-coaxial* e forma-se por cisalhamento simples (LLAMBIAS, 2001).

Porém o espectro de abrangência da deformação é muito amplo, tendo em seus extremos mecanismos rúpteis e dúcteis. Os mecanismos rúpteis atuam sobre os materiais frágeis e são responsáveis pela sua deformação, constituindo uma deformação não contínua. Em contrapartida, os mecanismos dúcteis agem sobre materiais fluídos, caracterizando uma deformação contínua (LLAMBIAS, 2001).

### 2.2.1. DEFORMAÇÃO NÃO CONTÍNUA

O mecanismo de deformação não contínua proporciona o surgimento de fraturas que estão inseridas em dois grupos principais: 1) fraturas de extensão e 2) fraturas de cisalhamento. As primeiras caracterizam-se pela ausência de movimento relativo entre as paredes que limitam a fratura. São paralelas ao esforço máximo ( $\sigma_1$ ) e perpendiculares ao esforço mínimo ( $\sigma_3$ ). Os diques, por exemplo, são exemplos de corpos ígneos que se posicionam em fraturas de extensão. As fraturas de cisalhamento são marcadas pelo movimento paralelo das paredes em relação a fratura. Formam-se em dois planos conjugados, que possuem entre si um ângulo diedro cuja bissetriz corresponde ao esforço máximo. As falhas geológicas são exemplos de fraturas de cisalhamento (LLAMBIAS, 2001).

### 2.2.2. DEFORMAÇÃO CONTÍNUA

A deformação contínua é a deformação que atua sobre um corpo viscoso, a qual origina um fluxo de material que se mantém coeso durante o processo. Este fluxo pode ser plástico ou cataclástico. No primeiro caso, a deformação do material ocorre nas células cristalinas, sem formação de rupturas. No fluxo cataclástico, a deformação é expressa através de microfaturas nos cristais. Como as rochas são constituídas por minerais com propriedades reológicas diferentes, alguns deles deformam-se plasticamente enquanto que outros são apenas fraturados. Pode-se observar este comportamento em rochas granitoides quartzo-feldspáticas, as quais deformam-se em um intervalo de temperatura entre, aproximadamente, 300 e 550°C. Nele, o quartzo deforma-se plasticamente, ao contrário dos feldspatos, que sofrem cataclase (LLAMBIAS, 2001).

### 2.2.3. ASPECTOS FÍSICOS DA DEFORMAÇÃO

A intensidade da deformação e os variados tipos de processos envolvidos dependem de diversas variáveis, no entanto as mais influentes são a pressão, a temperatura e o tempo. A composição do material também merece destaque, juntamente com a presença de fluídos intersticiais que interagem com os minerais, promovendo recristalizações ou mudanças na mineralogia. O tipo de deformação (frágil ou dúctil), o tempo em que um corpo rochoso está submetido a esforços e a velocidade de deformação do mesmo são outras variáveis importantes. Um mesmo material pode comportar-se de ma-

neira distinta dependendo da magnitude destas variáveis, ora como sólido ou como fluido, influenciando diretamente no modo de como os esforços serão transmitidos sobre ele (LLAMBIAS, 2001).

## 2.3. MAGMATISMO PLUTÔNICO PÓS-COLISIONAL E MAGMATISMO SINTECTÔNICO

### 2.3.1. MAGMATISMO PLUTÔNICO PÓS-COLISIONAL

O período pós-colisional é definido por Liégeois et al. (1998) e Bonin et al. (1998) como o evento que ocorre após o principal episódio de colisão, o qual também coincide com o ápice do metamorfismo regional de alta pressão (Fig.4). Trata-se de um período complexo que engloba desde eventos geológicos como grandes movimentações horizontais ao longo de zonas de cisalhamento de escala litosférica, colisões oblíquas, subducção de pequenas placas oceânicas, até episódios de afinamento litosférico e formação de riftes (LIÉGEOIS, 1998).

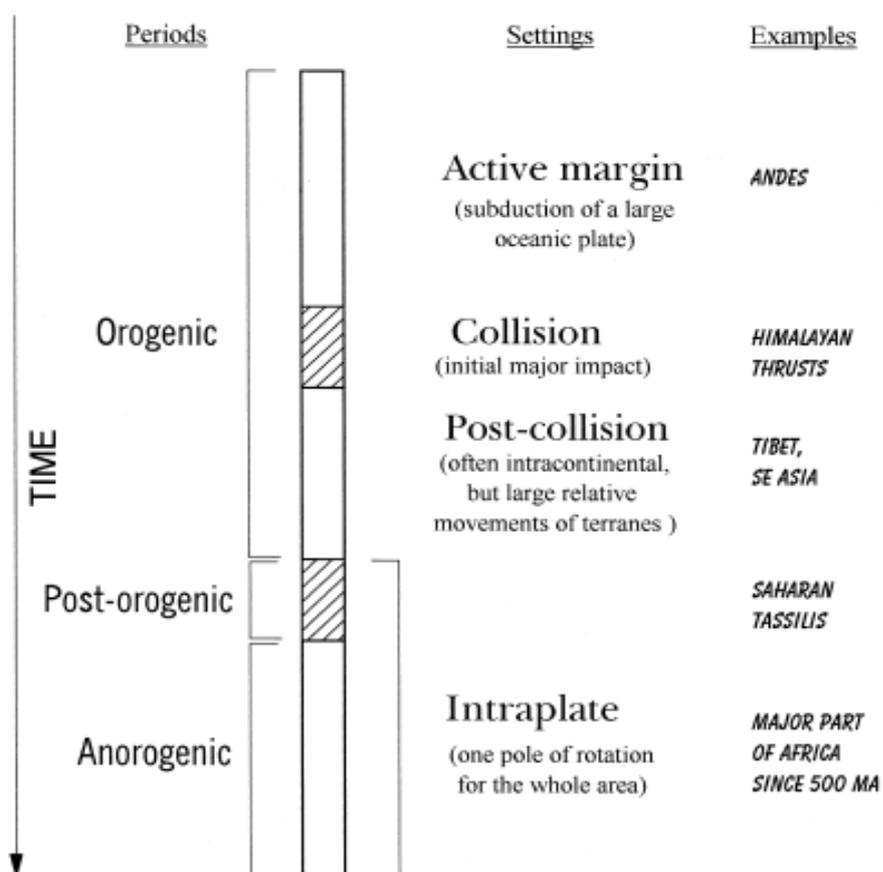


Figura 4. O período pós colisional, ocorre após o principal evento de colisão. O prefixo “pós” indica que o período é mais jovem do que a colisão, mas também que ele ainda é relacionado a ela (Extraído de LIÉGEOIS, 1998).

O magmatismo gerado neste período relaciona-se com os grandes movimentos horizontais ao longo de megazonas de cisalhamento, cuja composição, em volume, é predominantemente cálcio-alcalina alto-K, ocorrendo também, de maneira subordinada, rochas shoshoníticas. Granitoides peraluminosos e alcalinos a peralcalinos são mais esporádicos. A fonte deste magmatismo é reportada como de origem anterior à subducção e ao evento de colisão e conta com um grande componente juvenil do manto ou de uma crosta recém formada de caráter ígneo ou sedimentar. É característico do ambiente pós-colisional a geração de uma grande variedade de tipos de magmas (LIÉGEOIS, 1998).

O magmatismo granítico pós-colisional é representado na porção leste do sul do Brasil pelo Batólito Pelotas, no Rio Grande do Sul, e pelo Batólito Florianópolis (Fig.5), em Santa Catarina. É reportado como sucessivos pulsos que ocorreram no intervalo entre 650-580 Ma, cujo controle de ascensão e posicionamento dos mesmos associa-se a tectônica transpressiva, que ocorreu nas diversas zonas de cisalhamento anastomosadas e de espessura quilométrica e cuja cinemática é predominantemente transcorrente (dextral e sinistral). Estas zonas de cisalhamento integram uma descontinuidade de escala litosférica denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, formada durante o Neoproterozoico (Fig.6) (BITENCOURT; NARDI, 2000).

Esses pulsos graníticos abrangem fontes crustais; mantélicas, presentes sob forma de enclaves microgranulares máficos, diques sinplutônicos e corpos dioríticos e gabróico sincrônicos (BITENCOURT, 1996); como também produtos da interação entre crosta e manto (FLORISBAL et al., 2012). Em seu estágio precoce, o magmatismo granítico possui composição cálcio-alcalina alto-K (630-620 Ma), evoluindo para granitoides peraluminosos entre 620-610 Ma, seguidos por associações shoshoníticas (ca. 600 Ma) e associações alcalinas (590-580 Ma) (BITENCOURT et al., 2008; CHEMALE JR et al., 2011; FLORISBAL et al., 2012b).

### 2.3.2. MAGMATISMO SINTECTÔNICO

O magmatismo sintectônico é um magmatismo de longa duração, cuja ocorrência está associada à atividade de zonas de cisalhamento de grande porte, a qual é responsável pela geração de rochas magmáticas que possuem seu controle e posicionamento relacionados a movimentação da estrutura que as contém. Como o período de atividade destas descontinuidades é muito maior do que o tempo de resfriamento de intrusões individuais, provavelmente os pulsos magmáticos iniciais apresentarão feições de deformação de estado sólido quando ocorrerem intrusões subsequentes, sendo o calor proveniente das mesmas responsável por manter a crosta aquecida durante um longo período de tempo, em vários ambientes geológicos. Este tipo de magmatismo é característico de ambientes colisionais e pós-colisionais, bem como de ambientes de arco magmático (BITENCOURT et al., 2004).

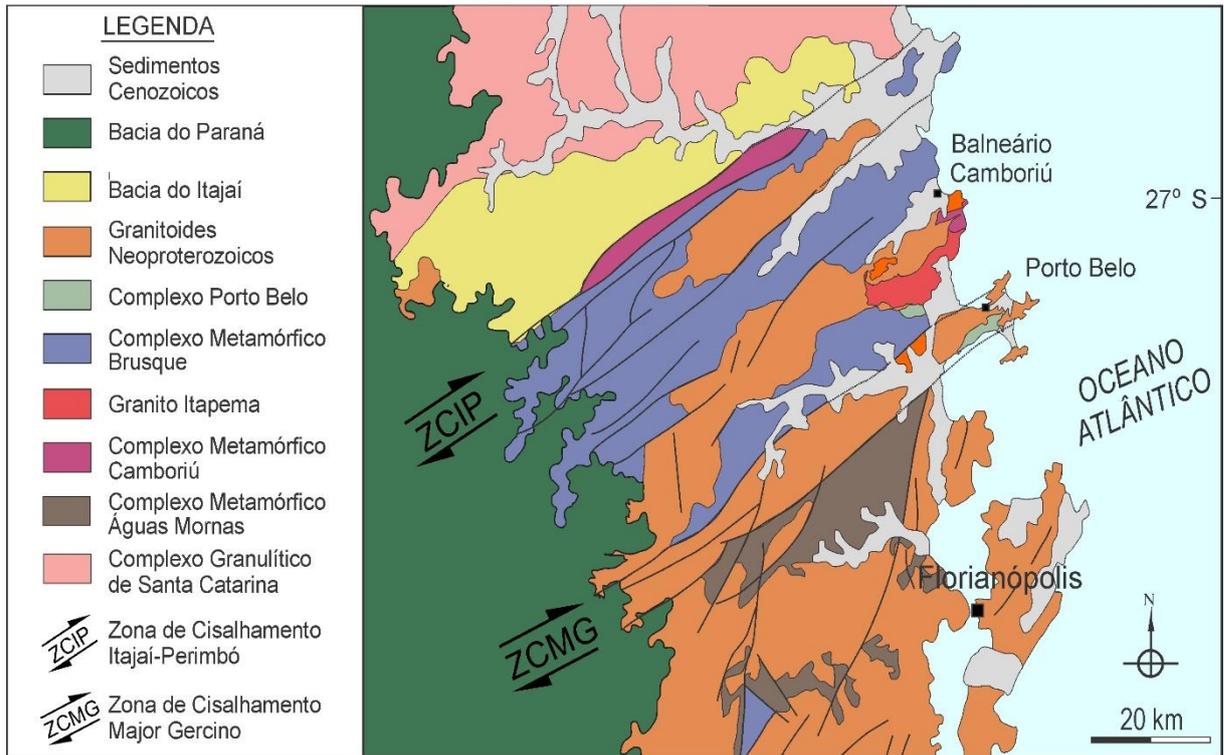


Figura 5. Unidades geológicas e principais características tectônicas no estado de Santa Catarina, Brasil. (Modificado de Bitencourt & Nardi, 2000; FLORISBAL, 2012a).

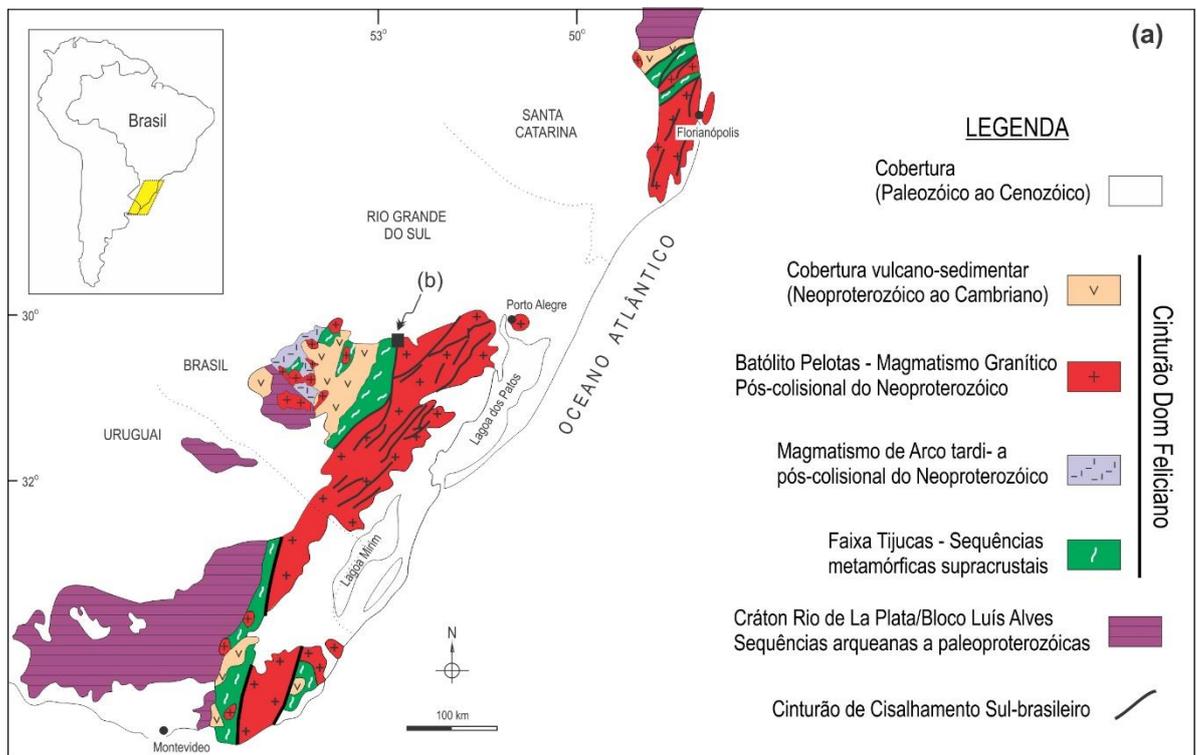


Figura 6. O Cinturão Dom Feliciano e o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro no sul do Brasil e Uruguai (Modificado de BITENCOURT, 1989).

## 2.4. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A concepção e formulação de modelos geotectônicos para o Escudo Catarinense e demais áreas de escudo presentes no Rio Grande do Sul e Uruguai, os quais abrangem uma ampla área de rochas graníticas pré-cambrianas expostas de maneira descontínua entre os estados de Santa Catarina, Rio Grande do Sul e Uruguai, denominado de Cinturão Dom Feliciano, tem seu início na década de 1980 e fomenta discussões até os dias atuais, tendo como base a atuação da tectônica de placas para a formação desses terrenos pré-cambrianos, vinculados às orogêneses ocorridas durante o Ciclo Brasileiro na porção meridional da Província Mantiqueira.

Bitencourt et al. (2008) denominam o Cinturão Dom Feliciano (CDF) como um cinturão de rochas graníticas disposto na direção NE, o qual se estende de Santa Catarina até o Uruguai, sendo conhecido no Escudo Uruguaio como Batólito Aiguá, Batólito Pelotas no Escudo Sul-rio-grandense e Batólito Florianópolis no Escudo Catarinense. Segundo estes autores, este cinturão é constituído por sucessivos pulsos graníticos, cuja atividade mantélica é evidenciada na forma de enclaves máficos microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos e gabróticos sincrônicos. O magmatismo plutônico é interpretado como típico de ambiente pós-colisional, e está intimamente associado a tectônica transpressiva atuante no final do Ciclo Brasileiro.

A ascensão e o posicionamento destes magmas ao longo do CDF ocorreu devido à atividade de uma descontinuidade de escala litosférica entre 650 e 580 Ma, a qual engloba diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, com espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente, denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSB). No CCSB Predominam zonas com direção variando de N-S a N60°E, subverticais e com deslocamento sinistral e dextral.

O Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro no Escudo Catarinense é representado pela zona de cisalhamento Itajaí-Perimbó (SILVA, 1999) e pela zona de cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (BITENCOURT et al., 1989), que são as principais estruturas de direção NE com ambas possuindo movimento transcorrente dextral. Bitencourt et al. (2008) ressalta que os terrenos localizados a sul da ZCMG, do ponto de vista tectônico, são pouco estudados. Porém, a presença de *trends* estruturais N-NE e de estruturas predominantemente magmáticas nesta porção do Escudo Catarinense, em contraposição aos *trends* NE da região à norte, evidencia um posicionamento dos corpos graníticos distante dos principais focos de deformação.

O magmatismo sintectônico do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro possui em seu estágio precoce composição cálcio-alcalina de alto-K (630-620 Ma). Granitoides sintectônicos peraluminosos são descritos durante o intervalo entre 620-610 Ma, seguidos por associações shoshoníticas (ca. 600 Ma) e associações alcalinas (590-580 Ma) (BITENCOURT et al., 2008; CHEMALE JR et al., 2012; FLO-RISBAL et al., 2012b).

Já Chemale Jr et al. (2012) subdivide o Cinturão Dom Feliciano (CDF) em seu segmento nordeste no estado de Santa Catarina em três domínios tectônicos principais, definidos de NW para SE como norte, central e sul, sendo separados pelas zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino.

No Domínio Norte encontram-se duas unidades principais: o Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC) de idade paleoproterozoica e as bacias do Itajaí e Campo Alegre, ambas neoproterozoicas (BASEI et al., 2000, *apud* CHEMALE JR et al., 2012). Quanto ao metamorfismo e deformação, apresentam na maioria das vezes eventos paleoproterozoicos com algumas zonas de cisalhamento neoproterozoicas de menor escala cortando estruturas mais antigas. Nas bacias do Itajaí e Campo Alegre o metamorfismo e a deformação são evidenciados pela ocorrência de estruturas de cavalgamento oblíquas dúcteis-rúpteis, idades entre 580-550 Ma (GUADAGNIN et al., 2010, *apud* CHEMALE JR et al., 2012).

Dentro do Domínio Central estão inclusos o Complexo Metamórfico Brusque (CMB) e o Complexo Camboriú (CC). O CC engloba rochas granito-gnáissicas paleoproterozoicas (SILVA et al., 2005, *apud* CHEMALE JR et al., 2012). O CMB é interpretado como uma sequência vulcano-sedimentar com desenvolvimento inicial durante uma fase rifte a, aproximadamente, 840 Ma (BASEI et al., 2008, *apud* CHEMALE JR et al., 2012). Chemale Jr et al. (2012) interpreta esta sequência como uma bacia neoproterozoica, a qual evoluiu a partir de um rifte até uma margem continental. As condições de temperatura do metamorfismo no CMB variaram da fácies xisto verde a anfibolito inferior durante o neoproterozoico (PHILIPP; CAMPOS, 2010). Chemale Jr et al. (2012) também descrevem a presença de granitoides neoproterozoicos neste domínio, as quais, segundo os autores, na maioria das vezes, são contemporâneas ao principal evento metamórfico e deformacional do Ciclo Brasileiro.

O Domínio Sul é marcado pela presença de várias intrusões graníticas de afinidade cálcio-alcalina a alcalina, cuja intensidade deformacional varia desde corpos graníticos indeformados a altamente deformados, intrusivos em um embasamento metamórfico policíclico composto por ortognaisses arqueanos e paleoproterozoicos (SILVA et al., 2005, *apud* CHEMALE JR et al., 2012). Estas rochas graníticas, juntamente com um pequeno volume de rochas máficas associadas, compõem um cinturão que se estende em um *trend* NE, conhecido no Uruguai como Terreno Cuchilla Dionisio (BOSSI et al., 1998, *apud* CHEMALE JR et al., 2012), Batólito Pelotas, no estado do Rio Grande do Sul (PHILIPP et al., 2003, *apud* CHEMALE JR et al., 2012) e Batólito Florianópolis, no estado de Santa Catarina. O *trend* estrutural no Batólito Florianópolis é predominantemente NE a NNE e está subdividido em três grupos principais: (i) zonas de cisalhamento com movimento transcorrente sinistral N20°E-S20°W, (ii) zonas de cisalhamento com movimento transcorrente dextral N45°E-S45°W e (iii) zonas de cisalhamento com movimento transcorrente sinistral N-S.

Outra linha de interpretação similar a de Chemale Jr. et al. (2012), Basei et al. (2011) considera o Cinturão Dom Feliciano (CDF) como a unidade geotectônica mais importante da porção sul da

Província Mantiqueira. A partir do seu limite norte em Santa Catarina até o seu término no Uruguai, Basei et al. (2011) subdividiu internamente o CDF em três segmentos crustais que, de sudeste para noroeste, são caracterizados pela presença de um Cinturão de Granitoides (rochas granitoides cálcio-alcalinas a alcalinas deformadas em diferentes graus); um Cinturão Metavulcanossedimentar (rochas sedimentares e ígneas metamorfasadas sob fácies xisto-verde e anfibólito) e Bacias de *Foreland* (rochas sedimentares anquimetamórficas e vulcânicas), estas situadas entre o cinturão metavulcanossedimentar e os terrenos antigos a oeste.

Apesar das diferenças existentes ao longo de sua extensão, para Basei et al. (2011) a estrutura geral do CDF é caracterizada pelo transporte destas unidades maiores em direção aos terrenos a oeste, representados pelas microplacas Luís Alves e Curitiba e os Crátons Paranapanema e Rio de La Plata. Dessa forma, Basei et al. (2011) interpreta o CDF como o resultado de sucessivos eventos de subducção e colisão que ocorreram durante quase todo o Neoproterozoico, cujo intervalo de tempo máximo corresponde de 850 Ma até 530 Ma, os quais são relatados como eventos tectono-magmáticos associados a formação do Gondwana Oeste.

Para Basei et al. (2011) a organização interna do CDF acompanha grandes estruturas, sendo os seus 3 segmentos constituintes principais separados por expressivas zonas de falhas, que representam zonas de sutura. O contato entre os cinturões de granitoides e de xistos é definido pelas Zonas de Cisalhamento Major Gercino em Santa Catarina, Cordilheira, no Rio Grande do Sul, e Sierra Ballena, no Uruguai, as quais são consideradas como lineamentos de escala litosférica (BASEI et al., 2008a,b; PASSARELI et al., 2010, 2011, *apud* BASEI, 2013). O contato entre o Cinturão de Xistos e as bacias de *Foreland* é também tectônico, o qual é bem caracterizado em Santa Catarina por falhas de baixo ângulo que ocorrem no Grupo Brusque e nos sedimentos do Grupo Itajaí.

Segundo o autor, os granitoides que ocorrem ao sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino representam as raízes do arco magmático e constituem o Domínio Interno do CDF; os metassedimentos do Grupo Brusque e seus granitoides intrusivos representam o Domínio Intermediário, e os sedimentos do Grupo Itajaí e as rochas ígneas félsicas compõem o Domínio Externo (Fig.7). As exposições das unidades cratônicas formam núcleos dentro das unidades do tipo *Foreland* no CDF, sendo representadas pelos gnaisses e migmatitos dos complexos Granulítico Santa Catarina e São Miguel, o último situado na parte sul da Bacia do Itajaí.

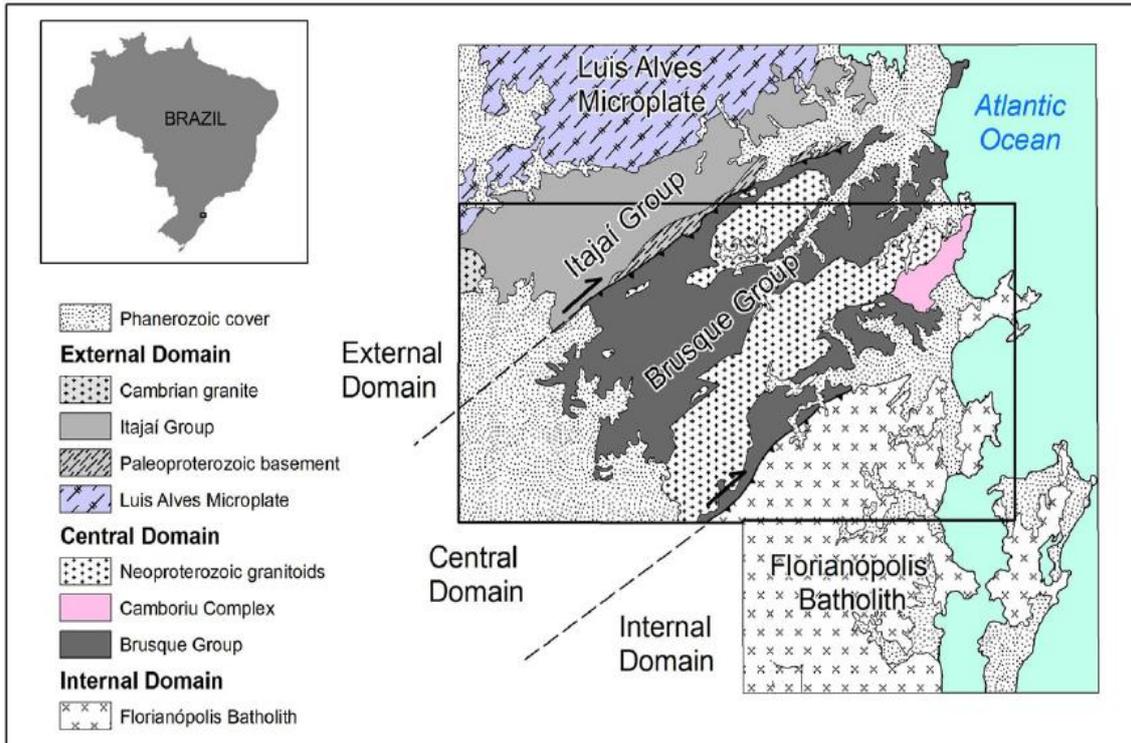


Figura 7. Subdivisão do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina segundo BASEI et al. (2011).

## 2.5. CINTURÃO DE CISALHAMENTO SUL-BRASILEIRO

O Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CCSb) corresponde a uma descontinuidade de escala crustal, formado durante o Neoproterozoico e ativo durante o intervalo entre 650 e 580 Ma (BITENCOURT; NARDI, 2000). É constituído por diversas zonas de cisalhamento anastomosadas com espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente, subverticais, com direção variando entre NS e N60E, com movimentação dextral e sinistral. Dados disponíveis atestam para condições de fácies xistos verdes e anfibolito inferior durante o estabelecimento das zonas que compõem o CCSb (BITENCOURT; NARDI, 2000). Representa um cinturão transpressivo que afeta áreas de Santa Catarina, Rio Grande do Sul e Uruguai sendo responsável por controlar o posicionamento dos magmas graníticos neoproterozoicos nessas regiões (FLORISBAL, 2011).

As principais descontinuidades do CCSb em território brasileiro são a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (ZCDC), no Rio Grande do Sul e a Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), em Santa Catarina, a primeira com movimentação sinistral e a segunda dextral. Estas zonas de cisalhamento são responsáveis por controlar a ascensão e o posicionamento de magmas graníticos sintectônicos, possuindo em seus estágios precoces composição cálcio-alcalina de alto-K (630-620 Ma). Granitoides sintectônicos peraluminosos são descritos durante o intervalo entre 620-610 Ma, seguidos por associações shoshoníticas (*ca.* 600 Ma) e associações alcalinas (590-580 Ma) (BITENCOURT et al., 2008; CHEMALE JR et al., 2012; FLORISBAL et al., 2012).

Nos granitoides deste período a intensidade do desenvolvimento da foliação se deu de forma bastante variável. Há ocorrência desde intrusões fortemente foliadas, cujas fábricas apresentam feições de deformação *subsolidus* com gradação para milonítica, podendo alcançar características de deformação de estado sólido de baixa temperatura; até intrusões tardi-transcorrentes, com fábricas fracamente desenvolvidas e bastante localizadas (BITENCOURT, 1996). Em contraponto, as intrusões localizadas em zonas de baixa deformação dentro do cinturão de cisalhamento desenvolvem fraca foliação magmática, raramente milonítica (FLORISBAL et al., 2011). Mesmo as intrusões de posicionamento tardio em relação ao evento de transcorrência, possuem algum tipo de relação com o mesmo, identificadas por meio de zonas dispersas de fluxo canalizado ou pela sua geometria alongada na direção NE (BITENCOURT; NARDI, 2000).

O papel da atividade tectônica para a geração, controle e posicionamento dos granitoides dentro do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro é fortemente reforçado pelo caráter sintectônico dos mesmos, tendo como características em comum *trends* NE e foliações de alto ângulo (BITENCOURT; NARDI, 2000).

## 2.6. ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) é um dos lineamentos mais importantes e de maior expressão que seccionam o Escudo Catarinense. Ela integra o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (BITENCOURT, 1996), sendo um dos seus principais ramos, cuja espessura é quilométrica. Para Bitencourt (1996) a ZCMG é uma estrutura com cinemática transcorrente dextral, disposta na direção NE-SW, localizada no limite nordeste do Cinturão Dom Feliciano (CDF), com ampla expressividade crustal, constituída por vários segmentos e responsável por alojar corpos graníticos sintectônicos e também por deformar rochas granítico-gnáissicas mais antigas.

A mesma autora relata que a ZCMG possui extensão de aproximadamente 80 km. Na região de Porto Belo, a ZCMG tem 14 km de extensão por 5 a 6 km de largura. Sua direção média é  $045^{\circ}$ - $050^{\circ}$ E com movimento transcorrente horário, e uma componente oblíqua subordinada, promovendo a elevação do bloco noroeste em relação ao sudeste. A ZCMG também é responsável por controlar o posicionamento de uma série de corpos graníticos nos seus diferentes *timings* de atividade. Passarelli, Basei e Campos Neto (1993) consideram a ZCMG como parte de um importante sistema de cisalhamento disposto na direção NE-SW, com atuação na porção pré-cambriana da região sul do Brasil e também do Uruguai, recebendo a denominação Zona de Cisalhamento Major Gercino, em Santa Catarina, Dorsal do Canguçu, no Rio Grande do Sul, e Sierra Ballena, no Uruguai. É responsável por separar em Santa Catarina, ao longo de toda a sua extensão, dois terrenos com características geológicas distintas, correspondendo aos domínios interno e intermediário do Cinturão Dom Feliciano, definidos por Basei (1985).

O segmento da ZCMG estudado por estes autores está localizado na região centro-oeste de Santa Catarina, contemplando os municípios de Canelinha, Tijipió, Major Gercino e Garcia. Segundo Passarelli et al. (2006), nesta região, a ZCMG possui movimento dextral e oblíquo, o qual ocorre sobre condições dúcteis-rúpteis. O caráter transpressivo é evidenciado pelo achatamento dos elipsoides de deformação, indicando uma significativa deformação coaxial. A orientação da zona de cisalhamento em relação ao campo de tensões sugere que o cisalhamento puro foi uma importante componente de deformação e foi responsável pelo desenvolvimento de movimentos sinistrais. Nessa área de estudo, a ZCMG é constituída por duas faixas miloníticas: uma principal a NW com espessura variando 1,0 a 3,8 km, na qual observam-se desde cataclasitos até ultramilonitos, cuja predominância é de rochas protomiloníticas a miloníticas; e a outra a SE, com espessura entre 500 m e 2 km, a qual separa duas associações principais de granitoides conhecidas como Rolador (biotita-monzogranitos) e Fernandes (anfíbólio-sienogranitos). Esses granitoides são afetados por processos de cisalhamento mostrando *sheared rims*. Em geral, ambas as faixas miloníticas fazem contatos transicionais com os granitoides, sendo estes fracamente deformados nas porções mais internas.

Nesta área, a faixa milonítica principal mostra variações em relação a orientação da foliação milonítica. A porção nordeste é marcada por uma foliação com direção preferencial N60°E passando para N45°E, no domínio central, e então para N12°E na porção SW. Em geral, os mergulhos são fortes para sudeste, menos no domínio central, onde predominam valores subverticais (PASSARELLI; BASEI; NETO, 1993).

## 2.7. GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO BELO

O mapeamento geológico realizado por Bitencourt (1996) em escala 1:25.000 na região de Porto Belo, permitiu individualizar diferentes unidades litoestratigráficas representativas, tanto em detalhe, como em semi detalhe, dos granitoides encontrados nessa região.

A região de Porto Belo está quase completamente inserida no extremo nordeste da ZCMG. O embasamento das rochas graníticas é formado por associações de ortognaisses quartzo-feldspáticos, sendo reportadas na literatura como Complexo Camboriú (CHEMALE JR et al., 1995a). Porém, Bitencourt (1996) e Florisbal et al. (2012) se referem a estas rochas como Complexo Porto Belo (CPB), pois é um complexo de idade Neoproterozoica e, portanto, não podem ser correlacionadas ao Complexo Camboriú, de idade Arqueana-Paleoproterozóica. Nas rochas do CPB, o bandamento gnáissico milonítico originalmente sub-horizontal formou-se durante a atuação de um regime tangencial, tendo sua geometria modificada por dobramentos precoces e tardios e também transposta pela deformação transcorrente superposta nas zonas de mais alta deformação da ZCMG (BITENCOURT, 1996). O registro da tectônica tangencial sin- e pós o posicionamento dos granitoides, além de aspectos deformacionais da tectônica transcorrente em estado sólido, é encontrado nos granitoides de Quatro Ilhas e no granito Mariscal, ambos intrusivos nesse embasamento. Também intrusivos nessa região, têm-se o Complexo

Granítico Estaleiro (CGE) e a Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ), cujos posicionamentos foram controlados pelo regime de transcorrência (Fig.8) (BITENCOURT, 1996).

As rochas do Complexo Camboriú (CHEMALE JR et al., 1995a) ou Complexo Porto Belo (BITENCOURT, 1996; FLORISBAL et al., 2012) foram descritas por Bitencourt (1996), na região de Porto Belo, como uma associação de ortognáisses quartzo-feldspáticos graníticos, granodioríticos e tonalíticos, com ocorrência subordinada de biotita gnaiesses laminados, geralmente sob a forma de xenólitos. Nas áreas de contato com os granitoides mais jovens encontram-se diversos veios micrograníticos, aplíticos e pegmatíticos cortando essas rochas. As rochas do embasamento ocorrem principalmente na porção centro-sul da área, também aparecendo de forma descontínua no extremo NE, e em duas pequenas áreas parcialmente contidas nos granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal (Fig. 8). A ocorrência de um evento metamórfico importante, sob condições de fácies anfíbolito, no estágio pré-transcorrência do Complexo Camboriú (CHEMALE JR et al., 1995a) ou Complexo Porto Belo (BITENCOURT, 1996; FLORISBAL et al., 2012), foi responsável pela geração do bandamento gnáissico milonítico (SILVA, 1991). Nas proximidades das zonas de mais alta deformação transcorrente da ZCMG, o bandamento gnáissico milonítico originalmente sub-horizontal é subverticalizado, ocultando, muitas vezes, as geometrias originais dessas rochas (BITENCOURT, 1996).

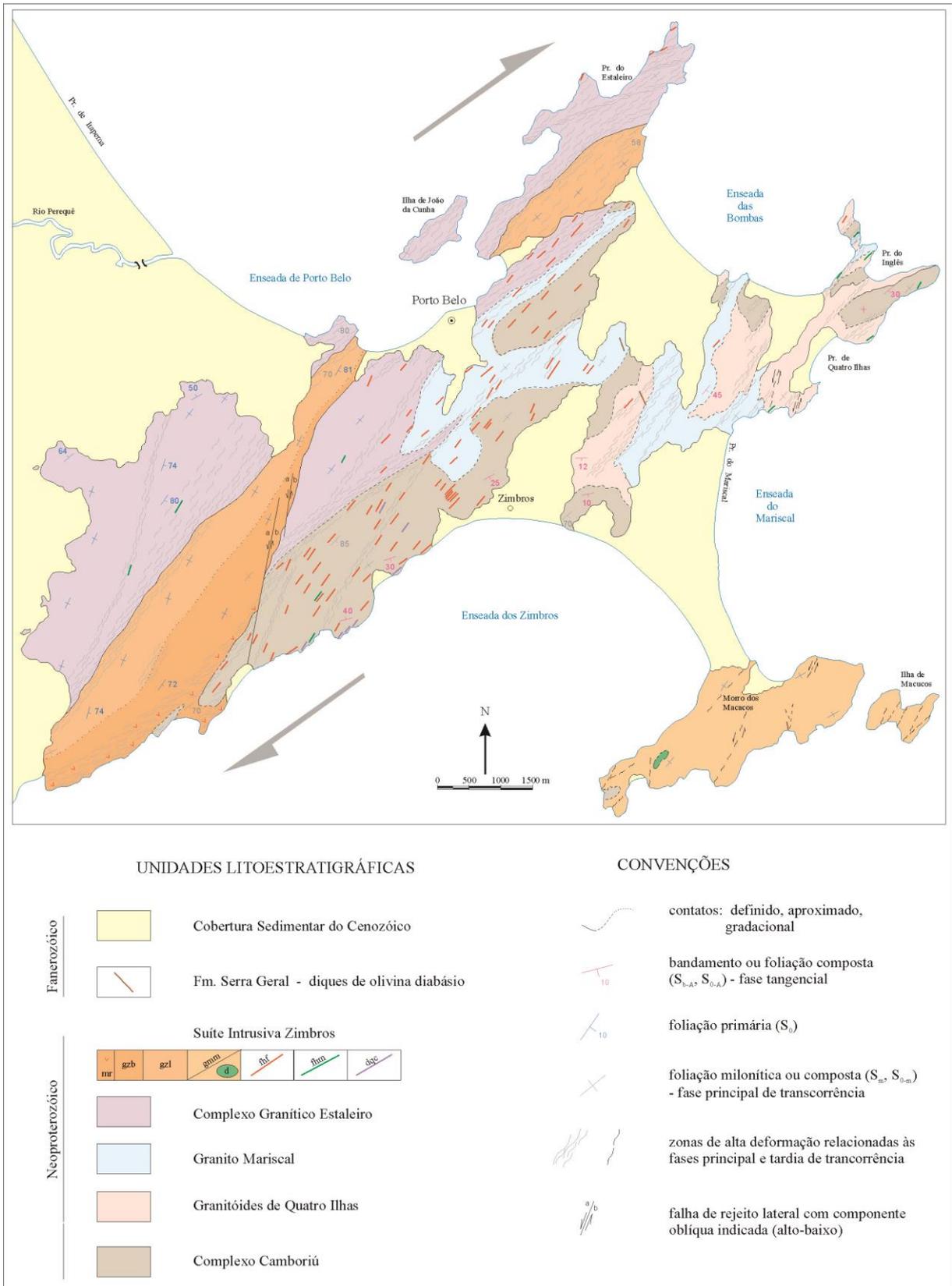


Figura 8. Mapa geológico da região de Porto Belo (modificado de BITENCOURT, 1996).

Os Granitoides de Quatro Ilhas (GQI) foram descritos por Bitencourt (1996), Chemale Jr et al. (2012) e Florisbal et al. (2012) como muscovita-biotita granodioritos, estes contendo um teor maior de biotita em relação as demais variedades, biotita monzogranitos porfíricos foliados, gradando localmente para leucosienogranitos de granulação grossa a muito grossa, e. Estes granitoides representam o estágio inicial do magmatismo sintectônico na ZCMG (BITENCOURT, 1996) e são intrusivos nas rochas do Complexo Camboriú de Chemale Jr et al. (1995a) ou Complexo Porto Belo de Bitencourt (1996) e Florisbal et al. (2012) e foram afetados por uma atividade tectônica tangencial durante o seu posicionamento, seguida por uma deformação transcorrente. Ocorrem predominantemente na porção nordeste da região de Porto Belo e são encontrados em afloramentos contínuos por centenas de metros ao longo da costa, também se estendendo para sudoeste na forma de faixas irregulares, com orientação, aproximadamente, NS a NNE (BITENCOURT, 1996). Através de relações de campo, constata-se que o muscovita-biotita granodiorito é mais antigo do que o biotita monzogranito, sendo este último contemporâneo com o leucogranito. Alguns contatos com o embasamento sugerem assimilação deste pelos GQI. Contêm uma grande quantidade de veios de biotita sienogranito de textura equigranular fina, predominantemente concordantes com a foliação principal, possuindo, localmente, alguns contatos discordantes (FLORISBAL et al., 2012). Os GQI possuem a sua geometria original de intrusão mascarada pela atuação da deformação transcorrente, a qual foi responsável por dispor as estruturas primárias em um arranjo NE de estruturas subverticais. No entanto, fora das zonas de alta deformação, onde os contatos entre os granitoides e as rochas do embasamento são visíveis, a relação de paralelismo de estruturas sub-horizontais em ambos tipos de rochas sugerem que as intrusões foram originalmente tabulares e concordantes, sob a forma de folhas. A presença de megaxenólitos de rochas do embasamento paralelas as principais estruturas planares dos granitoides reforça essa ideia de geometria original (BITENCOURT, 1996).

O Granito Mariscal, assim como os GQI, também representa os estágios iniciais do magmatismo sintectônico na ZCMG. Além de ser intrusivo no embasamento, este granito é também intrusivo nos GQI e é encontrado em duas porções extensas na parte centro-norte e leste da região de Porto Belo, assim como em corpos menores no extremo nordeste e, em menor escala, no interior de unidades mais antigas (BITENCOURT, 1996). É classificado como um muscovita-biotita sienogranito heterogranular, de granulação fina a média. Possui megacristais euédricos de feldspato dispersos, com até 1 cm, que definem localmente uma textura porfírica (FLORISBAL et al., 2012). Suas características estruturais são semelhantes a dos GQI. A principal diferença está no fato que a lineação não é bem marcada no Granito Mariscal e é melhor visualizada quando ocorrem megacristais de feldspato. Próximas as zonas de transcorrência, os contatos e as estruturas planares estão progressivamente verticalizadas. Nas zonas de mais alta deformação, milonitos de granulação fina estão concentrados em faixas métricas a decamétricas, sendo o Granito Mariscal reconhecido pela presença de porfiroclastos de feldspato e moscovitas, assim como fitas de quartzo recristalizadas (BITENCOURT, 1996). Ultramilonitos ocor-

rem em alguns locais em faixas centimétricas a métricas de espessura (FLORISBAL et al., 2012). Nas porções próximas dos contatos do Granito Mariscal com as rochas do embasamento ocorre uma diminuição gradual no tamanho dos grãos juntamente com um aumento do caráter porfirítico do granitoide, realçando o contraste entre os tamanhos dos pórfiros e da matriz (BITENCOURT, 1996). A relação de contato entre o Granito Mariscal e os GQI é dada por interações difusas e interdigitadas, estando sub-paralelos a foliação sub-horizontal, o que sugere um baixo contraste de viscosidade entre ambos granitoides (BITENCOURT, 1996). Xenólitos de diversas rochas encaixantes são encontrados no Granito Mariscal. Os fragmentos mais comuns tratam-se de gnaisses quartzo-feldspáticos finamente lamina-dos, tonalitos e variedades dos GQI. Contatos agudos são característicos dos GQI porém a presença de contatos difusos e formas irregulares sugerem baixos contrastes de temperatura (BITENCOURT, 1996). Características de assimilação parcial de xenólitos do Complexo Porto Belo são comuns, e algumas vezes resultam na geração de *schlieren* (FLORISBAL et al., 2012).

O Complexo Granítico Estaleiro (CGE) é reportado por Chemale Jr et al. (2012) como um magmatismo sin-cinematismo intermediário. É constituído pelo Granodiorito Estaleiro (GE), um granitoide metaluminoso, shoshonítico, com megacristais de feldspato dispostos em uma matriz rica em máficos (até 20% de biotita-anfibólio), e por uma grande quantidade de veios graníticos (BITENCOURT, 1996) dispostos em gerações sucessivas, que atuam, muitas vezes, como marcadores da evolução deformacional do mesmo. Também ocorrem, de maneira subordinada, corpos tabulares de rochas básicas a intermediárias (BITENCOURT, 1996). Bitencourt (1996) relata que a porção oeste deste complexo é marcada pela virtual ausência de deformação, pequena quantidade de veios graníticos e corpos tabulares menos diferenciados. A evolução progressiva e heterogênea da deformação neste complexo pode ser analisada no sentido leste e nordeste, em função da morfologia das estruturas planares e lineares assim como do grau de desenvolvimento das mesmas. Um aumento da quantidade de veios graníticos e de volume de material básico, estes sob forma de corpos tabulares, enclaves e *schlierens* acompanha a transição das estruturas. Quanto as relações de contato, o CGE é intrusivo no Complexo Porto Belo, nos GQI e no Granito Mariscal (BITENCOURT, 1996). Em termos estruturais, a foliação principal é NE, subvertical e a progressão de zonas indeformadas para zonas miloníticas é marcada pelo incremento da deformação dos feldspatos (FLORISBAL et al., 2012). O posicionamento estratigráfico do CGE em relação ao Granito Mariscal não é bem definido devido ao fato de as regiões de contato estarem insuficientemente expostas, dependendo apenas de evidências indiretas (CHEMALE JR et al., 2012).

O magmatismo da Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ) é classificado como tardi transcorrente por Chemale Jr et al. (2012), possuindo afinidade alcalina, sendo composta por duas subunidades plutônicas, denominadas Granito Zimbros e Granito Morro dos Macacos, e por uma subunidade hipabissal. A inclusão do Granito Morro dos Macacos nesta suíte é reforçada principalmente devido a suas afinidades petrográficas e geoquímicas com as outras subunidades, já que este granito não apresenta relações de campo. A subunidade hipabissal é formada por uma fácies félsica, a qual possui maior volume,

expressa na forma de um enxame de diques riolíticos; uma fácies máfica, representada por diques de diabásio que são paralelos aos félsicos; e por diques compostos gerados a partir da coexistência das duas fácies anteriores num mesmo corpo tabular. (BITENCOURT, 1996).

As rochas graníticas da Suíte Intrusiva Zimbros desenvolvem contatos nitidamente intrusivos no CGE, com margem resfriada pronunciada o que sugere que o CGE já estava em estágio de resfriamento avançado quando da entrada da SIZ.

A estratigrafia dos eventos magmáticos estabelecida por Bitencourt (1996) através de critérios de campo foi confirmada por dados geocronológicos U-Pb em zircão por Chemale Jr et al. (2012) e Florisbal et al. (2012).

## 2.8. COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO

O Complexo Granítico Estaleiro (CGE) é constituído pelo Granodiorito Estaleiro (GE) e por diversos diques graníticos dispostos em gerações sucessivas que marcam, na maioria das vezes, sua evolução deformacional. Corpos tabulares de rochas básicas a intermediárias ocorrem de maneira subordinada.

O Granodiorito Estaleiro (GE) descrito por Bitencourt (1996) possui coloração cinza escuro, com megacrístais de plagioclásio e feldspato alcalino com 1 cm em média, dispostos em uma matriz heterogranular média. Possui alto teor de minerais máficos, dos quais predomina a biotita, as vezes acompanhada por anfibólio. Como acessórios, encontram-se alanita, titanita e magnetita. É isotrópico ou exibe uma foliação de forma,  $S_0$ , mostrando grau de desenvolvimento variado em sua porção pouco ou nada afetada pela deformação. A interação do GE com suas encaixantes é expressa pela ocorrência de enclaves máficos de composição diorítica a quartzo-diorítica, com altos teores de biotita. Sua estrutura planar primária é subvertical, com direção NE. Mergulhos de até 50° para NW ou SE são encontrados apenas no extremo oeste deste complexo. Em sua porção indeformada é difícil encontrar veios graníticos subparalelos ou em alto ângulo com a foliação primária. Ainda em sua porção indeformada, possui uma foliação ígena,  $S_0$ , cujo desenvolvimento é variável. Já na porção E e NE, o GE apresenta uma variação progressiva da deformação *subsolidus*, gradando para uma fácies milonítica, mas ainda com preservação de grande parte de suas feições texturais primárias, o que torna a unidade reconhecível até mesmo nas porções mais deformadas. Apesar de as foliações magmáticas e compostas serem concordantes e subverticais no complexo, no extremo nordeste do mesmo ocorre uma estrutura planar com baixo ângulo de mergulho, coincidindo com a zona de mais alta deformação observada no complexo. Também nesta região a ocorrem as maiores quantidades de veios graníticos e material máfico associado ao GE. A presença de xenólitos de rochas encaixantes no GE é muito rara, sendo restrita a regiões próximas ao contato com as rochas do Complexo Camboriú (BITENCOURT, 1996).

As intrusões máficas são encontradas somente na porção leste do CGE, ocorrendo expressivamente no extremo nordeste do mesmo. Segundo Bitencourt (1996) são compostas por corpos tabulares de composição basáltica a diorítica, com espessura variando de 30 cm a 3 m e continuidade de 50 m. Podem conter finos veios pegmatíticos e/ou aplíticos, concordantes ou oblíquos em relação aos seus limites, sendo paralelos a foliação principal do GE e à xistosidade interna das intrusões. A presença de *schlieren* ao longo da foliação é comum nas áreas próximas a esses corpos tabulares (BITENCOURT, 1996).

Os veios graníticos possuem uma grande variedade composicional, assim como proporção relativa e diversidade de dimensões. Quanto mais próxima da zona de mais alta deformação do CGE maior o volume e diversidade composicional dos mesmos, sendo o valor máximo encontrado no extremo nordeste do complexo. Também são encontrados próximos ao contato do CGE com o Complexo Camboriú, Granito Mariscal e em uma porção restrita com os granitoides da Suíte Intrusiva Zimbros. São constituídos por granodioritos e monzogranitos finos, assim como por gerações sucessivas de microgranitos, aplitos e pegmatitos ricos em turmalina. De maneira geral, possuem foliação paralela aos seus limites, mostrando com certa frequência também foliações miloníticas progressivas desenvolvidas na encaixante (BITENCOURT, 1996).

## 2.9. SISTEMA U-TH-PB E ESPECTOMETRIA DE MASSA DE PLASMA INDUZIDO POR ABRASÃO A LASER EM ZIRCÃO

A série de decaimento radioativo U-Th-Pb tem sido utilizada como sistema geocronológico desde o começo do século XX para obtenção de idades radiométricas e sua sistemática vem sendo aprimorada desde então, em virtude dos avanços tecnológicos ocorridos principalmente nas últimas três décadas e da consequente modernização e aumento no número de laboratórios em todo mundo. Todo este conjunto de melhorias tem permitido a obtenção de resultados cada vez mais precisos e em menor tempo de análise (GERALDES, 2010).

A partir da definição dos procedimentos analíticos para este método geocronológico, desenvolveram-se diversas técnicas analíticas, entre as quais estão a diluição isotópica ID-TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry), U-Pb por evaporação, microsonda iônica (SHRIMP) e LA-MC-ICP-MS. O surgimento e aperfeiçoamento destas novas técnicas proporcionou a utilização de um maior número de minerais para a aplicação do método U-Th-Pb, com destaque para zircão, monazita, titanita, badeleíta, entre outros (GERALDES, 2010).

A constante evolução e aperfeiçoamento deste método tem contribuído para a determinação de idades de eventos geológicos (magmatismo, metamorfismo, orogêneses, por exemplo) cada vez mais precisas, tornando-se uma ferramenta muito importante para reconstrução da história geológica da Terra.

### 2.9.1. A SÉRIE DE DECAIMENTO U-TH-PB

A série de decaimento U-Th-Pb pode ser subdividida em três séries independentes para a aplicação do método, as quais estão associadas ao decaimento dos isótopos radioativos (pai)  $U^{238}$ ,  $U^{235}$  e  $Th^{232}$  para os isótopos radiogênicos (filho) estáveis  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$  e  $Pb^{208}$ , através da emissão de 8 partículas  $\alpha$  e de 6 partículas  $\beta$ , 7 partículas  $\alpha$  e 4 partículas  $\beta$  e 6 partículas  $\alpha$  e 4 partículas  $\beta$ , respectivamente (Fig. 9).

O  $Pb^{204}$  é o único isótopo de Pb que não é radiogênico, pois sua abundância manteve-se constante desde a origem da Terra (Fig. 9). Os isótopos pai originam diversos isótopos intermediários radioativos de vida curta antes dos isótopos filhos, sendo as séries de decaimento finalizadas somente quando da formação dos respectivos isótopos filhos estáveis (GERALDES, 2010).

Radionuclídeos radioativos	Radionuclídeos radiogênicos	$T_{1/2}$ anos	Constante de decaimento
$^{238}U$	$^{206}Pb + 8\alpha + 6\beta^- + Q$	$4,468 \times 10^9$	$\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10}y^{-1}$
$^{235}U$	$^{207}Pb + 7\alpha + 4\beta^- + Q$	$0,7038 \times 10^9$	$\lambda_{235} = 9.849 \times 10^{-10}y^{-1}$
$^{232}Th$	$^{208}Pb + 6\alpha + 4\beta^- + Q$	$14,010 \times 10^9$	$\lambda_{232} = 4.948 \times 10^{-11}y^{-1}$
<b>Pai</b>	<b>Filho</b>		
	<b>Radionuclídeo não radiogênico</b>		$^{204}Pb$

Figura 9. Os principais isótopos radioativos com seus respectivos isótopos radiogênicos, tempos de meia vida e constantes de decaimento. O  $Pb^{204}$  é o único isótopo de Pb que não é radiogênico (GERALDES, 2010).

### 2.9.2. GEOQUÍMICA DO U-TH-PB

Urânio e tório são elementos químicos pertencentes a série dos actínídeos da tabela periódica e, em virtude de suas configurações serem muito similares U ( $Z=92$ ) e Th ( $Z=90$ ), possuem propriedades químicas semelhantes. Estão presentes na natureza sob a forma de íons tetravalentes oxidados, com destaque para a proximidade no tamanho de seus raios iônicos ( $U^{+4} = 1,05A$  e  $Th^{+4} = 1,10A$ ), que facilita a substituição mútua entre estes elementos, explicando a similaridade no comportamento geológico de ambos na maioria dos ambientes geológicos (GERALDES, 2010).

No ambiente endógeno, ao longo do processo de fusão parcial e cristalização fracionada, U e Th são incompatíveis, permanecendo na fase líquida sendo conseqüentemente inseridos nas porções mais silicáticas. Desta maneira, rochas ígneas ácidas são muito mais enriquecidas nestes elementos do que as básicas e ultrabásicas. Em termos de concentração de U, Th e Pb, ocorre um aumento das rochas basálticas para as rochas graníticas, mesmo com as razões Th/U e U/Pb permanecendo constantes (GERALDES, 2010).

Já nos ambientes supergênicos/hidrotermais, onde atuam condições oxidantes, ocorre a formação do íon uranila ( $\text{UO}_2^{+2}$ ) de valência +6, responsável por dar mobilidade ao U nas porções mais superficiais da crosta, devido a sua capacidade de formar compostos solúveis em água. O Th porém, mesmo nesses ambientes, permanece sob a forma tetravalente e dificilmente forma compostos solúveis em água (GERALDES, 2010). Portanto, U e Th em ambientes supergênicos/hidrotermais possuem comportamentos diferentes entre si.

### 2.9.3. DIAGRAMA DE CONCÓRDIA E RETA DISCÓRDIA

A curva concórdia representa o lugar geométrico dos pontos de idades concordantes obtidas pelos geocronômetros  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  e  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$ . Quando o sistema (rocha ou mineral) permanece fechado, ou seja, sem ganho ou perda de U ou isótopos radiogênicos, os geocronômetros  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  e  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  fornecerão idades idênticas, com os pontos de análise coincidindo com a concórdia no diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

A ação do intemperismo, hidrotermalismo ou eventos metamórficos sobre rochas e minerais podem levar a perda de Pb (DICKIN, 1997). Isto faz com que os pontos sob análise quando lançados no diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  não coincidam com a curva concórdia. A medida que pontos com diferentes proporções de Pb perdido são lançados neste diagrama, torna-se possível a construção de uma reta denominada discórdia. No caso de eventos metamórficos posteriores a cristalização de um mineral ou rocha, a construção da reta discórdia é feita por meio da conexão dos interceptos superior e inferior da reta com a curva concórdia (Fig.10). Desta forma, interpreta-se o intercepto superior como sendo a idade de cristalização e o intercepto inferior como a idade do evento metamórfico ou de alteração (GERALDES, 2010).

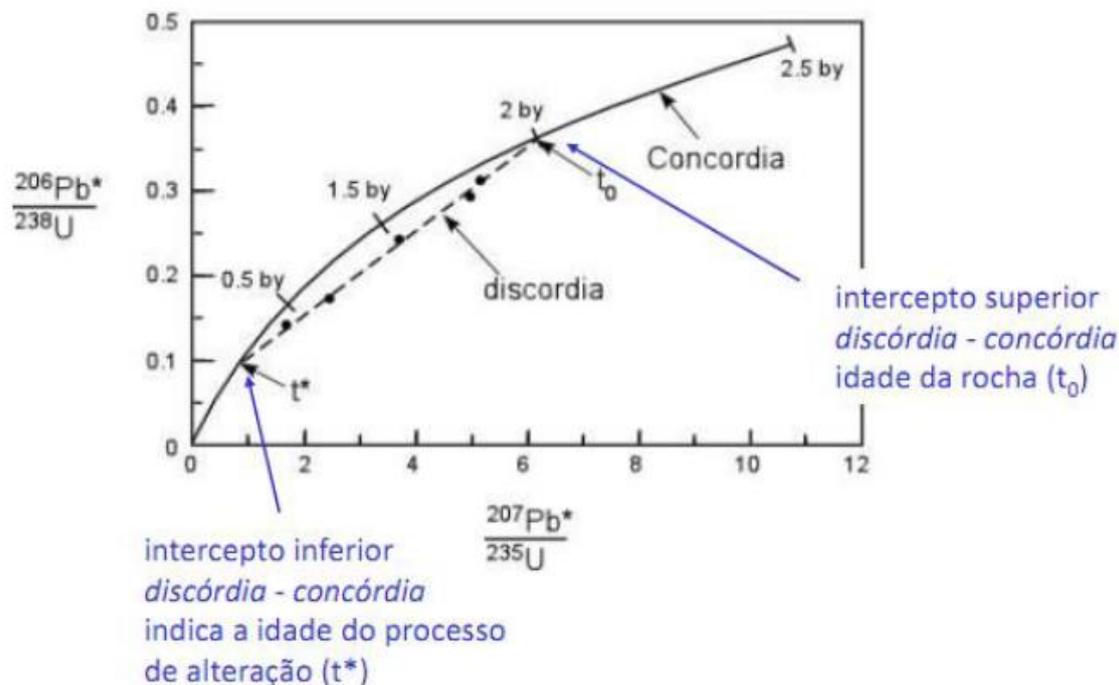


Figura 10. Curva concórdia, reta discórdia e seus interceptos superior e inferior. (Modificado de DICKIN, 1997)

#### 2.9.4. UTILIZAÇÃO DO ZIRCÃO NO MÉTODO U-TH-PB

O zircão é amplamente utilizado em análises geocronológicas pelo fato de ser um mineral com grande distribuição e presença em uma grande diversidade de tipos litológicos e também pela capacidade de registrar em sua estrutura diferentes eventos geológicos (DICKIN, 1997). Seu emprego é vantajoso pois mostra grande resistência ao intemperismo, reduzindo os valores de perda de Pb e, consequentemente, um menor número de idades discordantes. Outro fator relevante é que sua estrutura não permite a entrada de Pb comum, sendo, portanto, quase todo o Pb presente no zircão radiogênico, proveniente do decaimento radioativo do U e Th. Por outro lado, U entra com grande facilidade em seu retículo cristalino substituindo o Zr (GERALDES, 2010).

O êxito na aplicação deste método depende do critério de seleção dos cristais de zircão. Cristais incolores, sem inclusões e sem fraturas tendem a fornecer idades mais precisas e concordantes. A perda de Pb geralmente ocorre nas bordas do cristal, originando pontos discrepantes no diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , os quais podem ser corrigidos através da aplicação de técnicas de abrasão (GERALDES, 2010).

### 2.9.5. PREMISSAS DO MÉTODO U-TH-PB

Para a correta aplicação deste método, algumas premissas devem ser levadas em consideração para se obter idades concordantes, precisas e posteriores interpretações a respeito dos dados fornecidos (DICKIN, 1997). Destacam-se:

- (i) Todo o Pb presente em um mineral que contenha U deve ser radiogênico, com sua quantidade aumentando com o passar do tempo;
- (ii) Após o fechamento do sistema, nenhum elemento radioativo deve ser incorporado ao mineral ou rocha, por exemplo;
- (iii) É necessário conhecer a quantidade inicial de Pb ou considerá-la igual a zero, quando próximo da realidade;
- (iv) As constantes de decaimento devem ser perfeitamente conhecidas.

### 2.9.6. EQUAÇÕES FUNDAMENTAIS DA GEOCRONOLOGIA APLICADAS AO SISTEMA DE DECAIMENTO U-TH-PB

O Pb é um elemento que possui quatro isótopos naturais:  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  e o  $^{204}\text{Pb}$ . Visto que o  $^{204}\text{Pb}$  é o único isótopo que não é radiogênico, ou seja, que sua abundância manteve-se constante desde o início da Terra, ele é adotado como isótopo de referência (GERALDES, 2010).

Na construção das equações fundamentais (Fig.11) utilizam-se isótopos de referência como divisores comuns pois razões entre isótopos são mais fáceis de se obterem em laboratório do que a quantidade de átomos isolados.

### Equação Geocronologia U-Pb

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left( \frac{\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} - \left( \frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}} + 1 \right)$$

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left( \frac{\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} - \left( \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}} + 1 \right)$$

Figura 11. Equações fundamentais da geocronologia para os geocronômetros  ${}^{238}\text{U}$ - ${}^{206}\text{Pb}$  e  ${}^{235}\text{U}$ - ${}^{207}\text{Pb}$ . (Extraído de DICKIN, 1997)

#### 2.9.7. ESPECTOMETRIA DE MASSA DE PLASMA INDUZIDO POR ABRASÃO A LASER

Desde a década de 1980, a espectrometria de massa de plasma induzido por abrasão a laser (LA-MC-ICP-MS) é considerada uma ferramenta valiosa dentro das geociências para a realização de análises U-Pb, principalmente na geologia, muito útil para datação de rochas e minerais (GERALDES, 2010).

O impacto desta técnica sobre áreas específicas da geologia, como petrologia ígnea e metamórfica, por exemplo, é relevante pois produz resultados em curto intervalo de tempo e também mostra um grande progresso em estudos ambientais e de depósitos minerais. O fato desta técnica permitir a determinação *in situ* de composições químicas e isotópicas de minerais levanta a possibilidade de novos estudos a respeito dos processos geológicos da Terra (GERALDES, 2010).

A aplicação desta técnica consiste na volatilização de uma amostra ou de parte dela por um feixe de laser com posterior ionização por um plasma de Ar, sendo as razões isotópicas determinadas por um espectrômetro de massa. Durante a fase inicial da análise o tamanho dos cristais, a concentração de U e a idade do mineral influenciarão na intensidade do sinal de Pb a ser medido. Cristais mais antigos, maiores e com grandes concentrações de U demandam feixes de laser mais largos, o que aumenta a intensidade do sinal a ser medido (DICKIN, 1997; GERALDES, 2010).

O plasma induzido é considerado uma boa fonte de íons devido a sua grande competência em ionizar uma amostra, pois pode atingir temperaturas de até 8.000K. Muito dos elementos litófilos,

calcófilos e siderófilos ionizam-se quase que 100% com a aplicação desta técnica. O plasma origina-se através da queima de um gás (muitas vezes Ar) inserido sob pressão em um ambiente a vácuo. A amostra então volatilizada pelo laser sofre aceleração em direção ao plasma, sendo conduzida para o separador magnético. Existem diversos tipos de separadores, destacando o do tipo Sector, o primeiro a ser utilizado no LA-MC-ICP-MS, assim como o analisador eletrostático, o quadrupolo e o espectrômetro por tempo de voo. Os detectores empregados no LA-MC-ICP-MS podem ser do tipo Faraday, Daly ou multiplicadores de elétrons (GERALDES, 2010).

Porém, mesmo com o aumento do espectro de possibilidades de aplicações deste método em estudos geológicos, ele possui limitações assim como qualquer ferramenta analítica. O principal problema encontrado é o fracionamento entre isótopos de um mesmo elemento e entre o U e o Pb, resultando em razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  diferentes das reais. Atribui-se estas diferenças nas razões isotópicas aos procedimentos de preparação das amostras e também às condições analíticas. O emprego de um padrão externo datado anteriormente por meio do método U-Pb convencional tem sido sugerido a fim de atenuar o fracionamento isotópico (GERALDES, 2010).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1. ESTUDOS DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS

O trabalho de campo realizado na Região de Porto Belo, ao longo do Complexo Granítico Estaleiro (CGE), teve como objetivos principais: (i) visitas de afloramentos chaves para tomada de atitudes de foliações, verificação de indicadores cinemáticos, seleção de pontos adequados para coleta das amostras para geocronologia (ii) a coleta de duas amostras, uma da porção indeformada e outra da porção deformada, para obtenção de dados geocronológicos mais assertivos e precisos dentro do CGE. A definição dos locais onde foram traçados os perfis transversais e coletadas as amostras foi estabelecida por meio de estudos bibliográficos prévios de trabalhos realizados nesta região, sobretudo de Bitencourt (1996). Com isto, foi possível escolher os afloramentos mais representativos para análise estrutural dos marcadores da evolução espacial da deformação como foliações, lineações (magmáticas e de estado sólido) e veios graníticos, e também identificar áreas com maior concentração destes últimos, que foram evitadas para a coleta de amostras para geocronologia, visto que a possibilidade de fornecerem idades discordantes já era relatada por Chemale et al. (2012).

#### 3.2. GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO VIA LA-MC-ICP-MS

Os procedimentos de separação dos zircões das amostras coletadas (britagem, moagem, concentrado de bateia, separação magnética, líquidos densos, catação manual e confecção dos *mounts* de zircão em resina epóxi) foram realizados na Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As etapas de imageamento através de catodoluminescência dos *mounts*, e a seleção e análise dos pontos via LA-MC-ICP-MS ocorreram no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CE-PEGEO-USP).

##### 3.2.1. SEPARAÇÃO DOS ZIRCÕES

As amostras PB-23 e PB-45 inicialmente foram desagregadas em um britador de mandíbula e pulverizadas em moinho de discos. Em seguida, o material obtido de cada uma destas amostras foi peneirado em malhas cada vez menores, até o valor mínimo de 150 mesh . As etapas seguintes foram:

- (i) Concentrado de bateia: Nesta etapa, o material pulverizado primeiramente foi colocado em um recipiente e lavado com água corrente, sendo deixadas em processo de decantação para retirada de materiais mais finos, como argilas, por exemplo. Após a reti-

rada das mesmas, o pó de rocha foi bateado utilizando-se três bateias com tamanhos progressivamente menores, ficando os minerais mais densos que a água retidos no fundo das mesmas. A última etapa de batéia foi realizada com uma microbatéia.

- (ii) Separação magnética: Obtidos os concentrados de bateia, nesta etapa os mesmos foram submetidos à uma separação magnética inicial para retirada da magnetita por meio da utilização de um imã de mão. Após esta etapa, o restante de material foi inserido em um separador magnético do tipo Frantz. A amostra é posta em um pequeno funil sob a atuação de uma baixa corrente inicial de 0,4 A. O material desliza através de uma pequena calha inclinada sendo no final depositados em dois recipientes separados, um contendo os minerais não-magnéticos e o outro os magnéticos. Os zircões ficam retidos na porção não-magnética. Terminado este processo inicial, o material não magnético é recolhido e submetido a três novas amperagens de, respectivamente, 0,8, 1,2 e 1,8 A. Ao final, a fração não magnética total é recolhida para a próxima etapa de separação, a de líquidos densos.
- (iii) Líquidos densos: a fração não magnética foi submetida à separação em bromofórmio e posteriormente em iodeto de metileno. Ao final deste processo, os minerais que possuem densidades maiores que as dos líquidos densos, como o zircão ( $4,7 \text{ g/cm}^3$ ), foram armazenados, recolhidos e colocados para secagem em uma estufa sob temperatura constante. Após esta etapa, o material está pronto para a catação manual dos cristais de zircão.

### 3.2.2. CATAÇÃO MANUAL E MONTAGEM DAS PASTILHAS EM RESINA

Visto que o concentrado de minerais pesados e não magnéticos não é composto somente por cristais de zircão, mas também por apatitas, sulfetos e outros minerais, foi necessária a catação manual dos zircões. Para este processo, foi utilizada uma lupa Olympus® e um conjunto de pinças e agulhas. Foram selecionados aproximadamente 70 cristais de zircão, de diferentes populações, evitando-se cristais fraturados, com inclusões e feições de metamictização. Em seguida, o selecionado foi disposto em linhas e colunas sob uma fita dupla face inserida em uma lamínula.

A etapa seguinte consistiu no encaminhamento das lamínulas para impregnação de resina Epoxi em moldes redondos, com diâmetro de 2,5 cm e 4 mm de espessura.

Após a secagem da resina, as seções foram polidas até desgastarem as facies dos cristais suficientemente para que fossem analisados. Posteriormente, as mounts foram recobertas com uma película de carbono para o imageamento no microscópio eletrônico de varredura (MEV).

### 3.2.3. IMAGEAMENTO DAS SEÇÕES POLIDAS EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Para a obtenção das imagens de catodoluminescência dos zircões, utilizou-se o microscópio eletrônico Quanta 250 FEG equipado com um espectroscópio de catodoluminescência Mono L3+ (Centaurus) do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CEPE-GEO/USP). Estas imagens proporcionam uma melhor visualização dos cristais de zircão, permitindo identificar zonações internas, inclusões, além de serem fundamentais para uma melhor escolha dos locais a serem analisados no laser. As fraturas nos cristais foram avaliadas utilizando imagens de lupa convencional. Os critérios de seleção de pontos a serem analisados foram, centros e bordas de cristais, sobretudo quando há diferenças de cor ou padrões de zoneamento truncados entre estas duas porções do grão; zonas longe de fraturas ou manchas e zonações irregulares; em cristais euédricos, bipiramidados e aparentemente homogêneos também foram selecionados dois pontos por grãos afim de confirmar o caráter ígneo dos mesmos.

### 3.2.4. DATAÇÃO U-PB EM ZIRCÃO VIA LA-MC-ICP-MS

Os dados de U-Pb foram obtidos nos cristais de zircão através do emprego de um Finnigan Neptune acoplado a um sistema de abrasão a laser Excimer ArF (= 193 nm) no CEPEGEO da Universidade de São Paulo (USP). Para a correção do *drift* instrumental foram utilizados dois padrões (GJ-1-32 e NIST-612), com o padrão sendo analisado a cada 13 *spots* desconhecidos. Foram analisados 33 *spots* na amostra PB-23 e 28 na amostra PB-45, com diâmetro de 32  $\mu\text{m}$ . Os dados obtidos de cristais fortemente fraturados ou em zonas bordas escuras que apresentaram altos valores de discordância, U ou Pb comum foram rejeitados para os cálculos das idades. Os erros foram reportados em  $1\sigma$ . Os dados adquiridos cuja discordância foi  $> 5\%$  foram descartados.

## 4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

Este capítulo possui como objetivo abordar a geologia do Complexo Granítico Estaleiro (CGE) (Fig.8) com base em suas características texturais, composicionais e estruturais, abordando também aspectos geoquímicos e petrográficos definidos por Bitencourt (1996) e dados geocronológicos (CHEMALE JR. et al., 2012).

### 4.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

Constituem o Complexo Granítico Estaleiro (CGE) o Granodiorito Estaleiro (GE), assim como uma grande quantidade de veios graníticos dispostos em gerações sucessivas, atuantes, muitas vezes, como marcadores evolucionais da deformação do mesmo, com ocorrência subordinada de corpos tabulares de rochas básicas a intermediárias.

Os afloramentos desta unidade podem ser encontrados em exposições contínuas, ao longo da Praia do Estaleiro no município de Porto Belo, estando os mais representativos localizados ao longo da costa, a nordeste, e ao longo da estrada próxima ao sul de Perequê.

A principal característica da porção oeste deste complexo é a virtual ausência de deformação do Granodiorito Estaleiro, juntamente com a pequena ocorrência de veios graníticos e de corpos tabulares menos diferenciados. Diferentemente, em sua porção leste e nordeste são encontrados as maiores quantidades de veios graníticos e de material básico. A medida que se avança em direção a estas porções dentro do complexo, a morfologia e o grau de desenvolvimento das estruturas planares e lineares denunciam o caráter progressivo e heterogêneo da variação da deformação que atuou sobre o mesmo.

Estratigraficamente, em sua porção central aflorante, o CGE é seccionado pelos granitoides da Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ), com a porção a oeste da SIZ limitando-se com uma vasta área de cobertura cenozoica, à sudoeste, sendo interrompida pela linha de costa, a nordeste. A parte localizada a leste da SIZ possui seus contatos com o Complexo Camboriú e com o Granito Mariscal encobertos por vegetação e solo, ou fortemente obliterados em zonas de alta deformação transcorrente.

### 4.2. ASPECTOS TEXTURAIS E COMPOSICIONAIS

#### 4.2.1. GRANODIORITO ESTALEIRO

Predominam nesta unidade rochas granodioríticas, ocorrendo subordinadamente monzogranitos, de coloração cinza escura. A textura porfírica é caracterizada por megacristais de feldspatos de, em média, 1 a 2 cm, com proporção em torno de 50-55%. A matriz apresenta textura seriada, compos-

ta por plagioclásio (An<sub>2</sub> a An<sub>28</sub>), quartzo e feldspato alcalino (Or<sub>96-97</sub>). Biotita e anfibólio compõem a porção máfica, com dominância da primeira sobre o último. Os acessórios principais são titanita, alanita, magnetita, zircão e apatita. A fração de megacristais foi fracamente afetada pela deformação de estado sólido, sofrendo uma redução máxima de 10%, quando encontra-se milonitizado (BITENCOURT, 1996).

#### 4.2.1.1. ASPECTOS ESTRUTURAIS

Primeiramente, antes de serem definidos os conjuntos de fácies para o Granodiorito Estaleiro (GE), é necessário introduzir os estágios de deformação atuantes sobre o GE, estabelecidos por Bitencourt (1996), cujo limite superior é a ocorrência significativa de feições diagnósticas do comportamento associado ao estágio seguinte.

O estágio **eo-magmático** abrange as condições deformacionais desde o início da cristalização (30-35% de cristais com comportamento newtoniano), desenvolvendo progressivamente as propriedades de um corpo de Bingham até o volume crítico de 65 a 70% de cristais, (Arzi 1978, Van der Molen & Paterson 1979, *apud* BITENCOURT, 1996), tido como o seu limite superior.

O estágio **tardi-magmático** engloba as condições “submagmáticas” definidas por Paterson et al. (1989), para estabelecer o intervalo de deformação de um magma com volume de cristais acima do volume crítico referido. O termo “tardi-magmático” foi utilizado por Bitencourt (1996) ao invés do proposto por Paterson et al. (1989) com o objetivo de dar ênfase à associação do processo deformacional com a ocorrência de líquido até o estabelecimento das condições *solidus*.

No estágio **subsolidus**, portanto, próximo às condições físicas da curva *solidus*, as estruturas formadas revelam um comportamento sólido do agregado, porém o termo preserva o vínculo dos processos de deformação com os de cristalização, mesmo que ainda exista um pequeno volume, ou não, de líquido presente.

Aproximando-se do limite superior deste estágio, com o decréscimo de temperatura, inicia-se a criação de estruturas do tipo *shear bands*, originando faixas de deformação concentrada, distribuídas heterogeneamente, estando em baixo ângulo com a foliação principal, segundo Gapais (1989) (*apud* BITENCOURT, 1996). A geração de ultramilonitos em zonas estreitas e localizadas é produto da evolução comportamental frágil-dúctil dos feldspatos. Desta forma, as estruturas formadas marcam as condições de deformação externas ao corpo ígneo, pois o mesmo irá resfriar até atingir o equilíbrio térmico com as rochas encaixantes.

Definidos os estágios de deformação atuantes na evolução do Granodiorito Estaleiro (GE), foram estabelecidos três conjuntos de fácies para o mesmo, conforme o grau de desenvolvimento e a natureza da foliação principal (BITENCOURT, 1996), que são:

(i) **Fácies indeformada** – abrange termos mesoscopicamente isotrópos e termos em que a foliação é expressa somente pelo alinhamento de forma dos cristais, sem deformação interna. Refere-se a essas estruturas como Iso e  $S_0$ , respectivamente, as quais são compatíveis com as condições do estágio eo-magmático;

(ii) **Fácies transicional** - formada por termos foliados, na qual a estrutura planar é uma foliação composta,  $S_{0-m}$ , porém com deformação de estado sólido ainda incipiente ou subordinada. As condições são compatíveis com as do estágio tardi-magmático, com transição para o estágio *subsolidus*.

(iii) **Fácies milonítica** – possui como característica o forte desenvolvimento da componente milonítica,  $S_m$ , na foliação composta, que oblitera com frequência relações primárias. As feições originadas mostram que a deformação milonítica de alta temperatura progride para uma deformação de média a baixa temperatura.

#### 4.2.2. ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO

Segundo Bitencourt (1996), os enclaves microgranulares máficos do CGE são constituídos por rochas muito semelhantes mineralogicamente à suas encaixantes, com variações consideráveis no que tange à proporção de minerais máficos e certos acessórios, juntamente com a aparente ausência de feldspato alcalino. Suas composições variam de diorítica a quartzo diorítica, podendo atingir até termos tonalíticos quando próximos dos contatos com a encaixante e nas porções mais homogeneizadas. A mineralogia é constituída por plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo, com epidoto e apatita sendo mais abundantes do que na rocha encaixante. Titanita e zircão mostram as mesmas características observadas nas encaixantes. A textura é equigranular fina, com megacristais esparsos, cujo teor de máficos varia de 25 a 40%, prevalecendo amplamente a biotita sobre o anfibólio. Bandas félsicas e *schlieren* biotíticos alternados são vistos próximos ao contato com a encaixante granodiorítica, cuja origem se deve a um maior grau de interação entre os mesmos.

#### 4.2.3. INTRUSÕES MÁFICAS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO

Segundo Bitencourt (1996) As composições dos corpos tabulares máficos do CGE variam de diorítica a quartzo diorítica predominantemente, e basáltica subordinada. Suas texturas são equigranulares finas, possuindo poucos megacristais de plagioclásio. A mineralogia é composta por plagioclásio, biotita, com pequenas quantidades de muscovita e clorita intercrescidas com biotitas nas porções mais deformadas; nos termos mais básicos, o anfibólio é o mineral máfico que predomina; o quartzo é raro e intersticial; o epidoto é de ampla ocorrência nestas rochas. Também ocorre titanita e os principais acessórios são apatita, zircão e, muito raramente, quantidades traços de turmalina. Apresentam foliação geralmente bem desenvolvida, caracterizada pelo alinhamento dos cristais de biotita e anfibólio.

#### 4.2.4. VEIOS GRANÍTICOS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTALEIRO

Os veios graníticos do CGE, segundo Bitencourt (1996), podem ser agrupados em dois grupos conforme suas composições. O primeiro integra biotita granodioritos a monzogranitos, e suas relações de campo indicam que as intrusões ocorreram quando a encaixante ainda não estava totalmente sólida. O segundo grupo engloba microgranitos, aplitos e pegmatitos com turmalina e muscovita. As rochas do primeiro grupo assemelham-se composicional e texturalmente ao Granodiorito Estaleiro, diferenciando-se deste pela ausência de anfibólio, pela textura mais fina e pelo seu caráter, pouco, mas mais diferenciado. Nas porções em que a deformação de estado sólido é mais acentuada, os feldspatos apresentam ampla recristalização da margem e formação de matriz por redução tectônica do tamanho de grão, juntamente com quartzo granoblástico.

#### 4.3. GEOQUÍMICA DO GRANODIORITO ESTALEIRO

As análises geoquímicas realizadas por Bitencourt (1996) desta litologia abrangeram tanto amostras das fácies indeformadas como das miloníticas e refletem a variação composicional observada na mesma. As amostras foram subdivididas em 3 grupos, sendo o primeiro composto por amostras dos termos indeformados, englobando rochas isotrópicas ou com foliação primária  $S_0$ ; o segundo grupo inclui amostras de rochas com foliação milonítica ou composta ( $S_m$  e  $S_{0-m}$ , respectivamente) que apresentam feições de deformação de estado sólido bem desenvolvidas e o último integra rochas cuja deformação é intermediária, que mostram foliação  $S_{0-m}$ , mas com estruturas deformacionais de estado sólido pouco acentuadas. A legenda para a simbologia utilizada nos diagramas geoquímicos está disponível no quadro 1.

Em relação aos valores de  $SiO_2$ , o conjunto de amostras da fácies indeformada distribuíram-se em um intervalo amplo e contínuo de 64 a 74%. Todos os óxidos, com exceção do  $K_2O$ , mostraram decréscimo com o aumento da diferenciação, com destaque para o comportamento compatível dos elementos Ti, Al, Fe, Mg, Ca e P. A relação dos teores de  $Al_2O_3$  e álcalis-cálcio denota um caráter metaluminoso para estas rochas, como mostrado no diagrama de Shand na figura 14. A razão  $FeO/(FeO + MgO)$  em rocha total, aumentando de 0,69 para 0,78 com o progresso da diferenciação, mostra semelhança com aquelas observadas em rochas cuja afinidade é cálcio-alcalina ou shoshonítica. Em virtude dos teores de  $K_2O$  em relação a  $SiO_2$ , estas rochas são classificadas como pertencentes à série cálcio-alcalina alto-K ou à shoshonítica.

Os elementos traços Ba e Sr tendem a decrescer levemente com o progresso da diferenciação. Já o Rb apresenta uma fraca tendência inversa aos elementos anteriores. As concentrações de Zr estão estabelecidas entre 140-200 ppm. Com base nos valores das concentrações destes elementos traços, as

mesmas se identificam com as características das rochas com afinidade shoshonítica, apesar de o Sr (360-530 ppm) não alcançar os valores típicos para estas rochas, assemelhando-se mais com rochas cálcio-alcálicas alto-K.

O conjunto de amostras da fácies milonítica desta subunidade possui composição química muito semelhante à da fácies indeformada, sobretudo no que se refere aos padrões de variação de  $TiO_2$ ,  $FeO$  e  $MgO$ , conforme ocorre a diferenciação. Já o comportamento do  $K_2O$  apresentou variação considerável (Fig.12), não correlacionável com a sua intensidade de deformação. Os baixos teores de  $K_2O$  em parte das amostras dos termos miloníticos, seguidos ou não por leves variações nos teores de  $Al_2O_3$  e  $CaO$ , determinam uma tendência ao aumento no grau de peraluminosidade destas rochas. A maioria dos termos deformados do GE apresentou um aumento nos teores de Rb (Fig.13) e devido a isso foi estipulado um valor-limite de 200 ppm, estando quase todas as amostras miloníticas localizadas acima deste valor.

Em termos composicionais, os veios graníticos precoces desta unidade são compatíveis com a mesma afinidade geoquímica do GE.

Quadro 1. Simbologia utilizada nos diagramas geoquímicos.

<b>Metagranitóides de Quatro Ilhas</b>		<b>Granodiorito Estaleiro</b>	
■	Fácies biotítica com muscovita <sup>1</sup>	●	Fácies indeformada - Isótropa ou com $S_0$
□	Fácies transicional, sem muscovita <sup>1</sup>	◆	Fácies transicional, com $S_{2-3}$
×	Fácies leucogranítica	▲	Fácies milonítica, com $S_1 > S_0$
<b>Metagranito Mariscal</b>		<b>Suíte Intrusiva Zimbros</b>	
+	Tipo predominante	■	Fácies biotítica
▼	Amostras cumuláticas (?)	□	Fácies leucogranítica
		▲	Margem resfriada
			} Granito Zimbros
		×	Granito Morro dos Macacos
		▲	Rochas Hipabissais Félsicas

(Extraído de BITENCOURT, 1996).

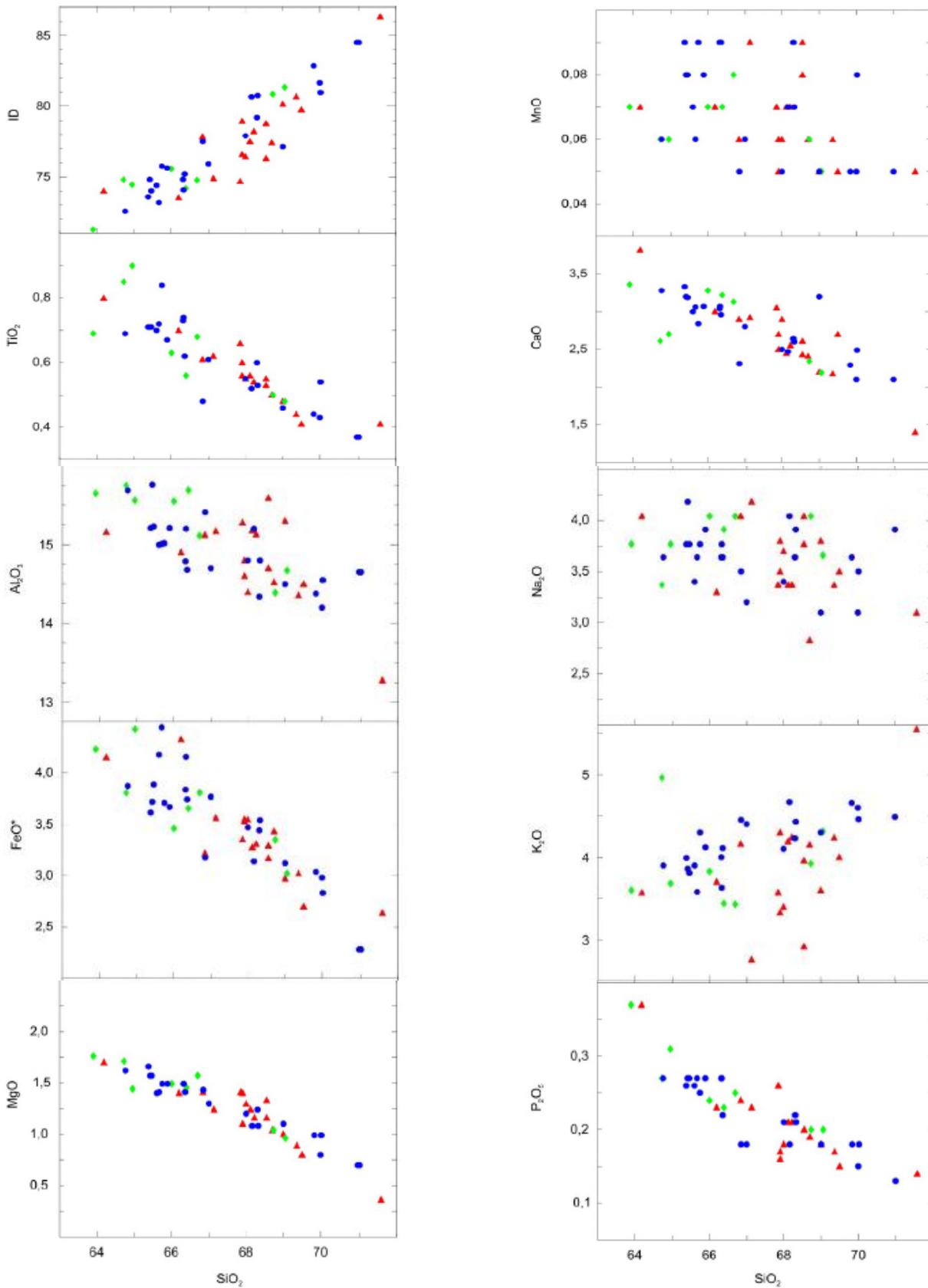


Figura 12. Diagramas de variação de elementos maiores e menores (% óxido) tendo os teores de  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação no Granodiorito Estaleiro (Extraído de BITENCOURT, 1996).

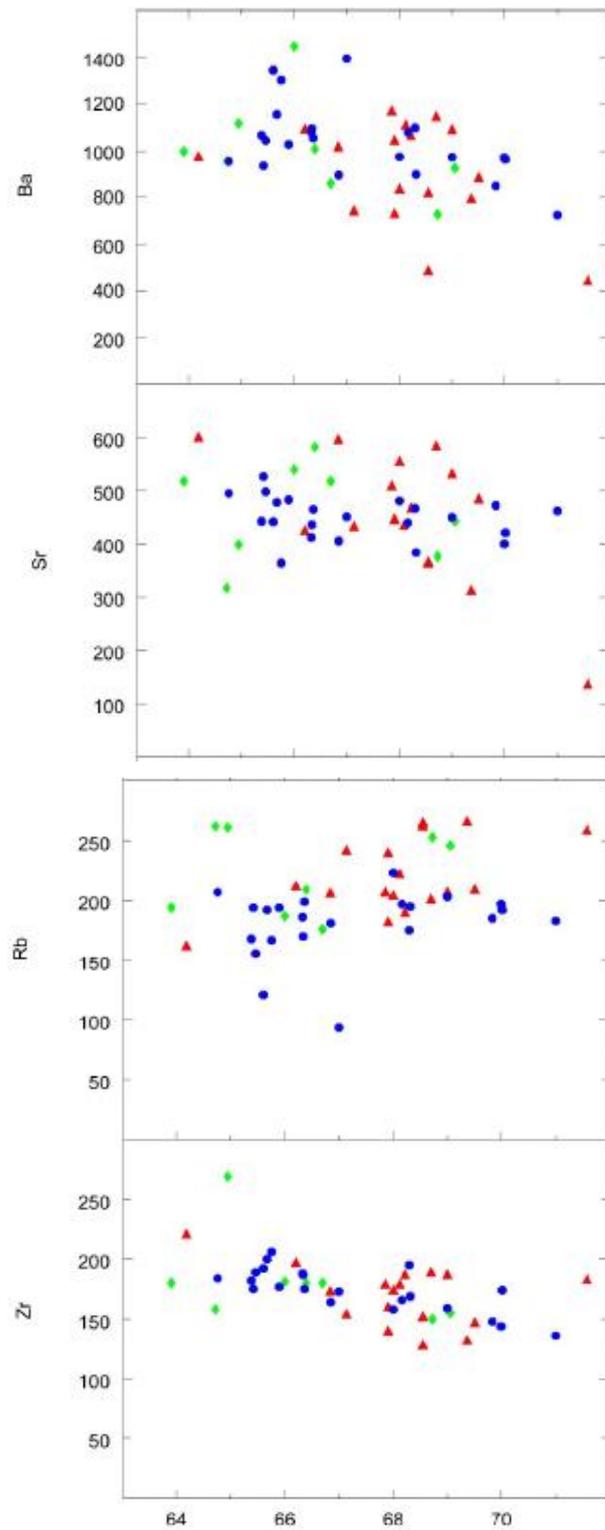


Figura 13. Diagramas de variação de elementos traços com a diferenciação, medida pelo teor de SiO<sub>2</sub> no Granodiorito Estaleiro (Extraído de BITENCOURT, 1996).

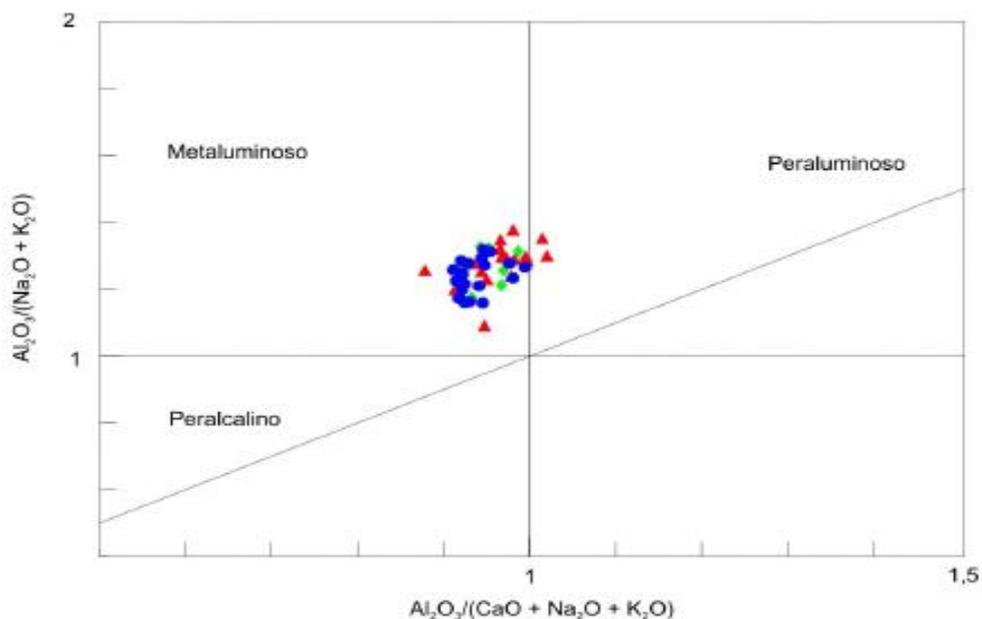


Figura 14. Relação alumina-álcalis-cálcio do Granodiorito Estaleiro com base nos parâmetros de Shand (Extraído de BITENCOURT (1996).

#### 4.4. GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÃO VIA ID-TIMS

Chemale Jr et al. (2012) obtiveram idades ID-TIMS tanto da porção indeformada quanto da deformada do Granodiorito Estaleiro (Fig.15). A primeira apresentou uma idade de  $602 \pm 3$  Ma, com a segunda fornecendo uma idade discórdia de aproximadamente 602 Ma porém com uma grande incerteza associada ( $\pm 340$  Ma), o que não torna possível definir com clareza a idade da fácies deformada. Embora as relações de campo descritas por Bitencourt (1996) e Chemale Jr et al. (2012) indiquem um intervalo de tempo bastante curto entre o magmatismo e a deformação, o caráter progressivo da mesma ainda não foi atestado através de dados geocronológicos, sendo ainda alvo de debate.

A utilização da técnica ID-TIMS não se mostra muito eficiente para determinação de idades de rochas graníticas originadas através de amalgamação de diversos pulsos de magmas, com processos de mistura de magma e assimilação ao longo de sua evolução, e possivelmente multi-fontes, como é o caso das rochas graníticas encontradas na região (FLORISBAL et al., 2012a, 2012b). Este método de alta precisão, quando empregado de maneira incorreta, fornece idades que podem representar mistura de eventos e/ou fontes, também com grandes incertezas acompanhando às idades instituídas.

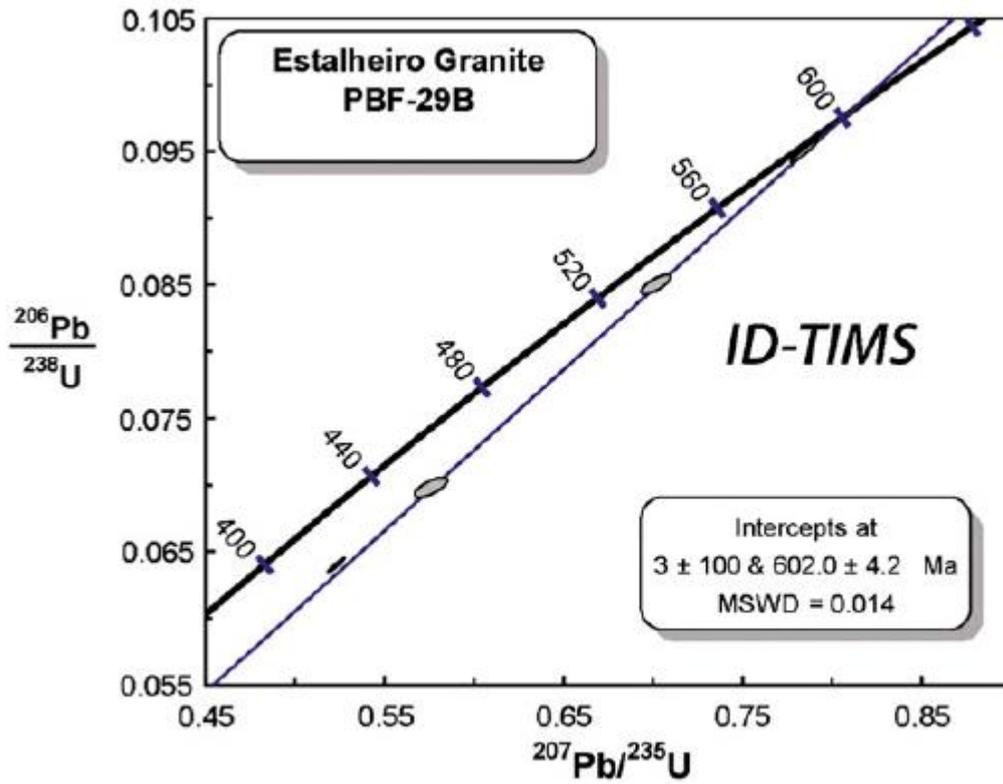


Figura 15. Diagrama de concórdia U/Pb para o Granodiorito Estalheiro na região de Porto Belo, estado de Santa Catarina, Brasil (Extraído de CHEMALE JR et al., 2012).

## 5. RESULTADOS

### 5.1. GEOLOGIA DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS

O trabalho de campo, realizado no dia 08/05/2016, no município de Porto Belo, consistiu no estudo de afloramentos-chave representativos do Complexo Granítico Estaleiro (CGE) com intuito de localizar e definir as melhores porções do Granodiorito Estaleiro (GE) para a coleta de amostras cujas análises geocronológicas possam fornecer idades consistentes.

Os principais afloramentos do GE estão localizados as margens de rodovias que cortam o município e também ao longo da costa, na porção NE do CGE. Foram evitadas para a coleta das amostras, porções do GE com grande ocorrência de veios graníticos ou de corpos tabulares, enclaves e *schlierens* máficos, pois, dado que estes corpos são de colocação sincronica, que muitas vezes sua entrada é acompanhada de eventos hidrotermais, e, além disso, dados os relatos de Chemale et al (2012) sobre a existência de muita perda em Pb e perturbação do sistema U-Pb nas amostras com estas condições, procurou-se proceder as coletas em zonas mais homogêneas e sem a presença destes corpos magmáticos. Ao todo foram descritos cinco pontos (PB-23, PB-24, PB-28, PB-45 e PB-47), sendo coletadas amostras nos pontos PB-23 e PB-45 para a realização das análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS (Fig.16). A amostra PB-23 foi coletada de uma porção isotrópica do GE enquanto que a amostra PB-45 foi coletada de uma porção onde o mesmo encontra-se deformado.

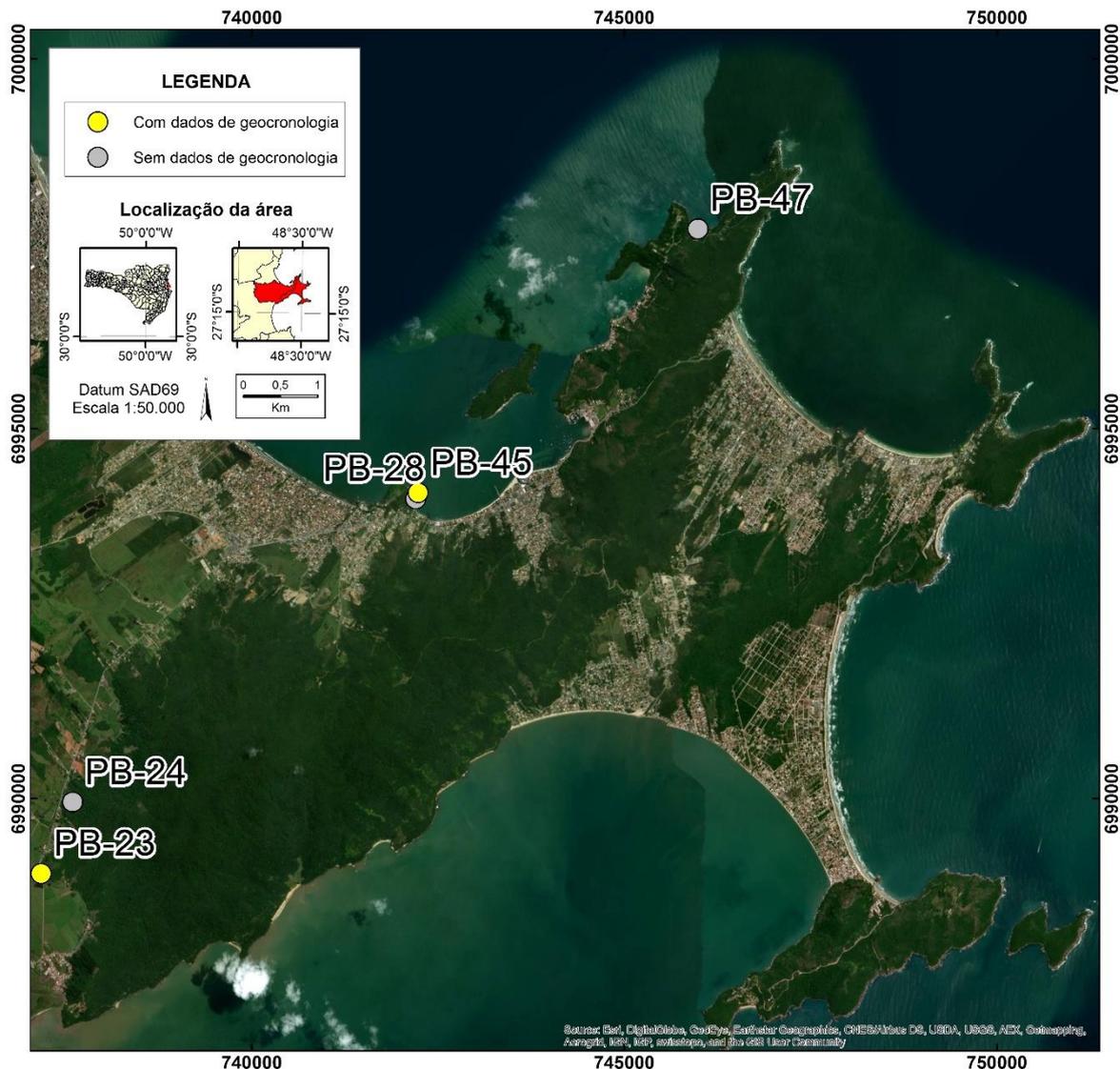


Figura 16. Mapa de localização dos pontos descritos na região de Porto Belo, Santa Catarina. Os marcadores em amarelo informam a localização dos pontos onde foram coletadas as amostras para realização das análises U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS. Base cartográfica: Basemap do software ArcGIS® (ESRI, 2011).

### 5.1.1. GRANODIORITO ESTALEIRO NÃO-DEFORMADO

Os pontos PB-23 e PB-24 estão localizados na margem leste da estrada de Santa Luzia e correspondem as exposições do Granodiorito Estaleiro não deformado. No primeiro, encontram-se grande blocos do Granodiorito Estaleiro (GE), cujos tamanhos variam de 2,0 m x 2,5 m até 1,5 m x 2,0 m e 1,5 a 1,0 m, sendo mostrado na figura 17a o maior bloco encontrado. A rocha é isotrópica, (Fig.17b). A textura é predominantemente porfirítica, marcada pelos megacristais de K-feldspato e plagioclásio com ~2,0 cm, como visto na figura 17c. A matriz é inequigranular seriada, composta por biotita, anfí-bólio, plagioclásio e quartzo em agregados globulares (Fig.17d). Outro aspecto importante é a ocorrência de veios de composição granítica com granulometria fina e veios aplíticos dispostos paralela-

mente entre si nos blocos do GE. Um destes blocos destaca-se por possuir três veios, sendo dois de composição granítica e um aplítico, como mostra a figura 17e. A figura 17f resalta a maior resistência dos veios ao intemperismo devido as suas composições em relação ao granodiorito encaixante. Acerca de 200 a 250 m a NW do ponto PB-23, o Granodiorito Estaleiro também tem estrutura maciça (Fig.18a), embora neste ponto a textura porfirítica seja mais evidente, seja pela maior carga de megacristais de feldspatos, seja pelo tamanho dos mesmos, ~ 4,0 cm. Estes megacristais são ora euédricos (Fig.18b e Fig.18c), ora arredondados (Fig.18d). Veios de granito cinza fino também cortam este corpo rochoso (Fig.18e) e podem alcançar espessuras de até 5 cm (Fig.18f). Uma característica importante encontrada neste afloramento e não no PB-23 é a presença de enclaves cumuláticos máficos compostos por biotita e anfibólio, como mostrado na figura 18g. A amostra do GE indeformado foi coletada no ponto PB-23. Este ponto está localizado em um local de fácil acesso e de fácil preservação, ou seja os blocos que constituem o ponto são abundantes e não serão removidos, por exemplo, para a construção ou ampliação de estradas e rodovias locais. Além disso, é um ponto com possibilidade de coletadas homogêneas e límpidas, com baixo grau de alteração, longe de zonas de altas concentrações de veios, vênulas e intrusões máficas.

#### 5.1.2. GRANODIORITO ESTALEIRO DEFORMADO

Os pontos PB-28, PB-45 e PB-47 correspondem a exposições do Granodiorito Estaleiro (GE) estudados em que o mesmo encontra-se deformado.

No ponto PB-28, o GE é porfirítico cujos megacristais de feldspatos ainda preservam uma foliação magmática de forma ( $S_0$ ), como mostrado nas figuras 19a e 19b. A sua matriz apresenta foliação milonítica ( $S_m$ ), marcada pelo alinhamento de minerais máficos, a qual é bem ilustrada na figura 19c. A ocorrência tanto de uma foliação magmática quanto milonítica no GE permite classificar a foliação como composta ( $S_0 + m$ ), cuja orientação média é  $057^\circ/66^\circ$ . Corpos máficos tabulares também foliados intrudem paralelamente a foliação milonítica (Fig. 19d e Fig.19e), com os dois maiores corpos possuindo espessuras de 50,0 cm e 40,0 cm. Veios aplíticos e pegmatíticos de K-feldspato estão ora concordantes, ora discordantes à orientação da foliação do granodiorito (Fig.19f e Fig.20a, respectivamente) e também aos corpos máficos tabulares (Fig.20b), com alguns veios com falhamento normal (Fig.20c).

O ponto PB-45 (Fig.21a) foi o escolhido para a coleta de amostra para fins geocronológicos. No que tange aos aspectos estruturais e texturais, o Granodiorito Estaleiro exposto neste ponto não difere do ponto PB-28. A foliação composta ( $S_{0-m}$ ), com orientação  $084^\circ/75^\circ$ , é evidenciada pela orientação dos megacristais de feldspatos (Fig.21b) e estiramento dos minerais máficos da matriz e fitas

de quartzo (Fig.21b). Uma série de veios de granito cinza fino e vênulas de aplitos ocorrem dispostos paralelamente a foliação composta (Fig.21c).

Este ponto foi selecionado para a coleta para geocronologia pois, apesar de ter uma série de veios e vênulas como em todos os afloramentos da fácies deformada, este é o afloramento com menor quantidade e onde os mesmos se encontram mais esparsos, o que permite a coleta de amostras "limpas". Além disso, este afloramento fica na região costeira, próximo a um camping e casas de moradores, com fácil acesso de carro e com grande chance de preservação.



Figura 17. Feições mesoscópicas do GE não deformado (PB-23): (a) vista ampla do afloramento utilizado para amostragem, (b) detalhe da textura isotrópica da rocha (c) megacristal de K-feldspato em meio a uma matriz inequigranular seriada, (d) detalhe da matriz inequigranular seriada, constituída por biotita, anfibólio, plagioclásio e quartzo, (e) veios apliticos (à esquerda e central) e granítico (à direita) dispostos paralelamente entre si no GE e (f) maior resistência dos veios em relação a encaixante quanto ao processo de intemperismo (do autor, 2016).

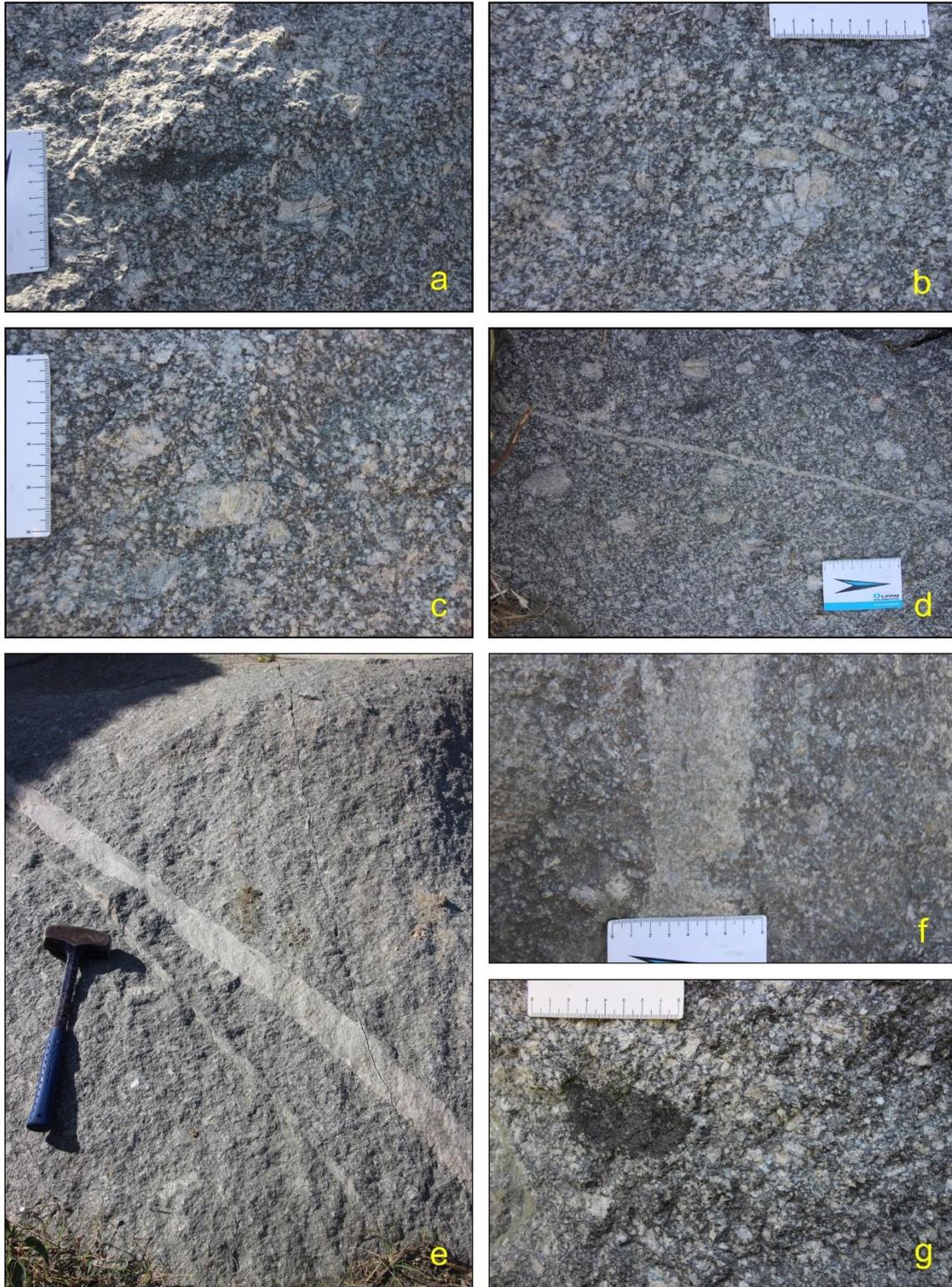


Figura 18. Feições mesoscópicas do GE não deformado (PB-24): (a) detalhe da estrutura maciça da rocha, (b) e (c) pórfiros de K-feldspato ora euédricos, ora arredondados (d), (e) veios de granito cinza fino cortando o bloco, com espessura de até 5 cm (f) e (g) ocorrência de enclaves cumuláticos máficos (do autor, 2016).



Figura 19. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB- 28): (a) e (b) foliação magmática ( $S_0$ ) marcada pelo alinhamento dos megacristais euédricos de feldspatos, (c) foliação milonítica ( $S_m$ ) marcada pelo alinhamento dos minerais máficos na matriz, estiramento do quartzo e deformação dos megacristais de feldspatos, (d) e (e) corpos tabulares máficos foliados intrusivos paralelamente à foliação milonítica do GE. Em (d) se observa um veio aplítico concordante com a  $S_m$  e em (e) o veio aplítico é discordante em alto ângulo com a  $S_m$  do GE, (f) veios aplíticos e pegmatíticos de K-feldspato concordantes com a  $S_m$  do GE (do autor, 2016).

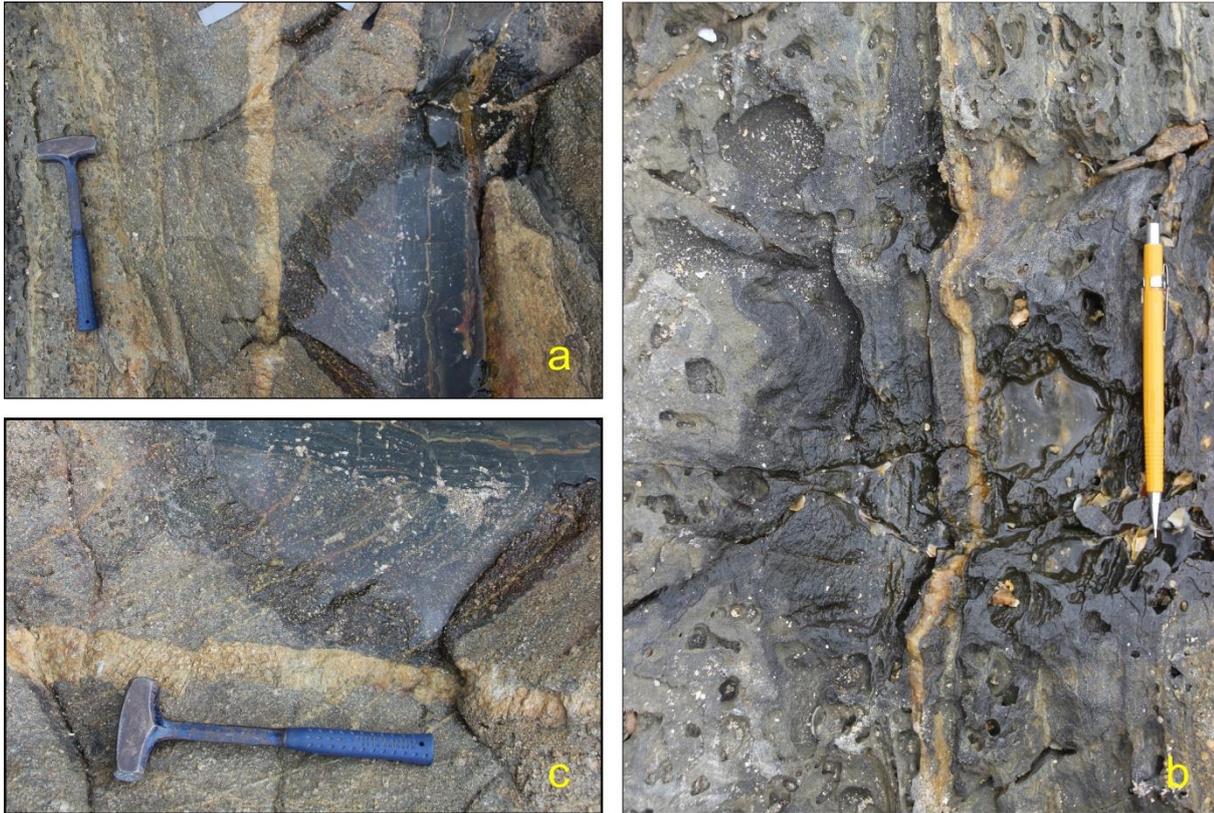


Figura 20. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB- 28): (a) sucessivas gerações de veios aplíticos e pegmatíticos, e corpos máficos tabulares discordantes à orientação da foliação ( $S_m$ ) do GE, (b) detalhe da foto anterior mostrando veio aplítico concordante com a foliação do corpo máfico tabular tabulares e (c) Vênulas de aplito paralelas a  $S_m$  do GE sendo cortada por veio de pegmatito com deslocamento por falha normal (do autor, 2016)

No ponto PB-47 (Fig.22a), a foliação composta do Granodiorito Estaleiro (GE) inverteu seu quadrante de mergulho em relação aos pontos anteriores, com orientação é  $240^0/83^0$  (Fig.22b). Neste ponto o GE é foliado, com porções com foliação magmática marcada e algumas faixas com maior concentração da deformação definindo faixas miloníticas. Há corpos tabulares graníticos, cinza fino, foliados, cuja foliação milonítica está orientada  $242^0/82^0$ , paralelo à orientação da foliação do GE. Muitas vezes os corpos tabulares concordantes a foliação do GE tem uma foliação fortemente marcada, muito mais deformado que o GE, o que evidencia a sincronicidade dos dois eventos magmáticos e a concentração da deformação em alguns dos corpos de granito cinza fino (Fig.22c). Veios aplíticos e pegmatíticos de ocorrem ora concordantes, ora discordantes à orientação da foliação do GE (Fig.22d e Fig.22e, respectivamente). Os veios concordantes estão, em sua maioria fortemente foliados. Enclaves máficos microgranulares também ocorrem, atingindo dimensões de até 9,0 cm x 5,0 cm (Fig.22f). Alguns enclaves encontram-se estirados e concordantes com a orientação da foliação (Fig.23a e Fig.23b) e outros ocorrem sob forma de “enxames”, também desmembrados e dispostos segundo a foliação do GE (Fig.23c).

Nas fácies deformadas do GE se observa que a deformação muitas vezes está mais concentrada na matriz do GE e que os megacristais de feldspatos tendem a se alinhar conforme a orientação da

foliação, estando fracamente deformados (Figura 23d). Apenas nas zonas de alta deformação é que se pode observar a textura porfiroclástica dos cristais maiores de feldspatos, que muitas vezes mostram assimetria de caudas de recristalização que denunciam sentido de movimentação dextral.



Figura 21. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB-45): (a) Vista ampla do afloramento do GE escolhido para a coleta de amostra para geocronologia da facies deformada, (b) foliação  $S_{0-m}$  evidenciada pela orientação de forma dos megacristais de feldspatos com pouco estiramento e pelo estiramento dos minerais máficos e fitas de quartzo da matriz. Notar a vênula de material aplítico que secciona o afloramento, característica marcante do GE quando deformado, e (c) veios de granito cinza fino dispostos paralelamente à  $S_{0-m}$  do GE (do autor, 2016).

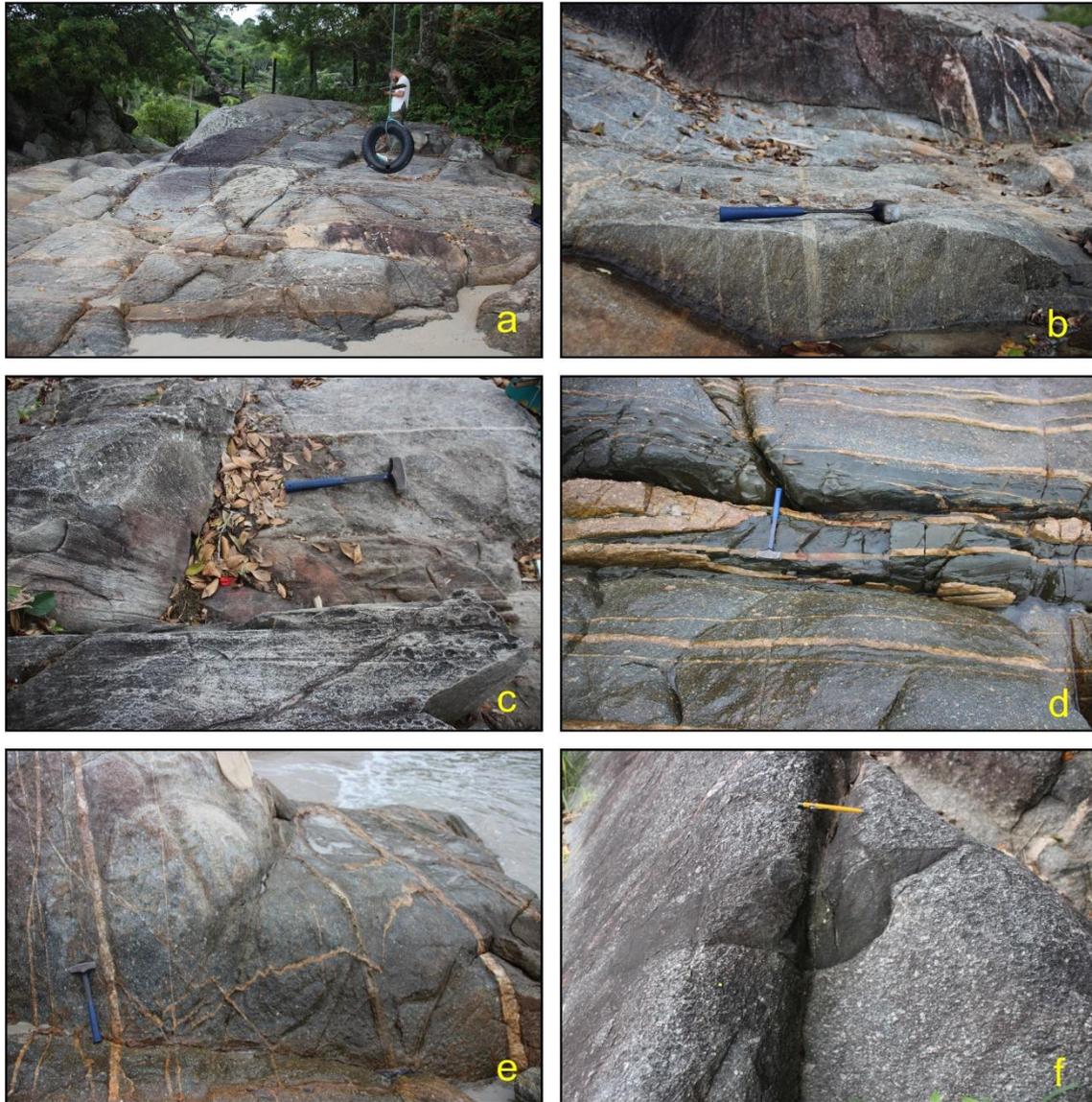


Figura 22. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB-47): (a) visão geral do afloramento, mostrando o GE seccionado por vários veios e diques de granito cinza fino; (b) detalhe da foliação composta ( $S_0 + m$ ) do GE subvertical, vista em perfil (c) vista em planta de corpo granítico tabular cinza fino foliado disposto paralelamente à orientação da foliação subvertical do GE, (d) vista em planta de veios aplíticos e pegmatíticos concordantes a  $S_m$  do GE; (e) vista lateral de sucessivas gerações de veios aplíticos e pegmatíticos concordantes e discordantes da  $S_m$  do GE, (f) detalhe de enclave máfico microgranular em faixa pouco deformada do GE (do autor, 2016).



Figura 23. Feições mesoscópicas do GE deformado (PB-47): (a) enclaves máficos microgranular estirados e concordantes em relação a orientação da foliação  $S_m$  do GE; (b) Enclaves máficos microgranulares estirados e veios pegmatito deformados concordantes com a  $S_m$  do GE; (c) enxame de enclaves máficos microgranulares e (d) megacristais de feldspatos alinhados com fraca deformação, definindo  $S_{0+m}$  do GE (do autor, 2016).

## 5.2. GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÃO VIA LA-MC-ICP-MS

Duas amostras do Granodiorito Estaleiro foram coletadas para a determinação das idades U-Pb via LA-MC-ICP-MS. Uma amostra corresponde a porção não-deformada (PB-23) e a outra à deformada (PB-45). A escolha de todos os *spots* utilizados para o cálculo das idades de cristalização magmática foi feita com base na porcentagem de Pb comum, na perda de Pb e nos seus valores de discordância associados. Os *spots* com valores de discordância maiores que 5% não foram contabilizados para o cálculo das idades. Todos os gráficos U-Pb foram criados utilizando-se o software Isoplot (LUDWIG, 1993). A localização das amostras é dada na figura 16, e as coordenadas UTM de cada amostra são mostradas no quadro 2. Os resultados das análises empregados para o cálculo das idades são apresentados nas tabelas 1 e 2.

Quadro 2. Coordenadas UTM das amostras analisadas.

AMOSTRA	LITOLOGIA	UTM E	UTM N
PB-23	GE não-deformado	0737168	6988988
PB-45	GE deformado	0742228	6994135

Fonte: do autor, 2016.

### 5.2.1. PB-23

A amostra PB-23 foi coletada na porção indeformada do Granodiorito Estaleiro. Os cristais de zircão tem comprimento do eixo maior entre 100 e 250  $\mu\text{m}$ , sendo a grande maioria euédricos a subédricos, algumas vezes com terminações bipiramidais e menos comumente arredondados (Fig. 24). A presença de bordas escuras em certos zircões relaciona-se com perda de chumbo e a presença de chumbo comum. Alguns cristais apresentam zonação normal e, mais raramente, manchas irregulares. Os núcleos estão bem marcados, a ocorrência de inclusões é rara e a presença de fraturas nos cristais é frequente. Algumas fraturas foram difíceis de evitar durante as análises de abrasão a laser, resultando na perda de chumbo (Tab.1).

Foram realizados no total 33 análises de *spots* (Tab.1). Do total, apenas 20 *spots* foram selecionados por possuírem discordância associada menor que 5% e teores de chumbo comum aceitáveis. Deste grupo, 7 *spots* foram feitos em zircões euédricos, predominantemente limpos, próximos ou nas bordas dos cristais, com terminações bipiramidais evidentes e fracamente zonados, cujas idades  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  entre 616 e 602 Ma forneceram uma idade concórdia de  $611,9 \pm 1,7$  Ma (MSWD = 0,72), a qual é interpretada como a melhor estimativa para idade de cristalização magmática. Outro grupo de 7 *spots*, realizados em zircões euédricos a subédricos, principalmente nos núcleos, e nas bordas dos cristais onde os primeiros não se encontram preservados, com algumas manchas irregulares e bordas escuras, cujas idades  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  estão entre 638 e 621 Ma, forneceram uma idade concórdia de  $629,8 \pm 2,1$

Ma (MSWD = 1,8), sendo interpretada como herança neoproterozoica. Um grupo com 2 *spots* e idades  $Pb^{206}/U^{238}$  entre 672 e 649 Ma não forneceu uma idade concórdia pois o intervalo de tempo entre elas é significativo. Um outro grupo com 2 *spots* feitos nos núcleos de zircões euédricos, bipiramidais, com bordas escuras, zoneamento normal e idades  $Pb^{206}/U^{238}$  entre 795 e 780 Ma, forneceu uma idade concórdia de  $787 \pm 6,4$  Ma (MSWD = 0,013), também interpretada como herança neoproterozoica. Por fim, no último grupo, foram realizados 2 *spots* em núcleos de zircões mais arredondados e com bordas mais escuras fornecendo idades individuais  $Pb^{206}/U^{238}$  de 2.000 e 1.100 Ma, interpretadas como heranças paleoproterozoicas e mesoproterozoicas.

A figura 24 ilustra os cristais de zircão com os *spots* analisados, bem como os diagramas concórdias com todos os dados com discordância <5% e as idades concórdias determinadas para os *spots* de idade neoproterozoica (no detalhe).

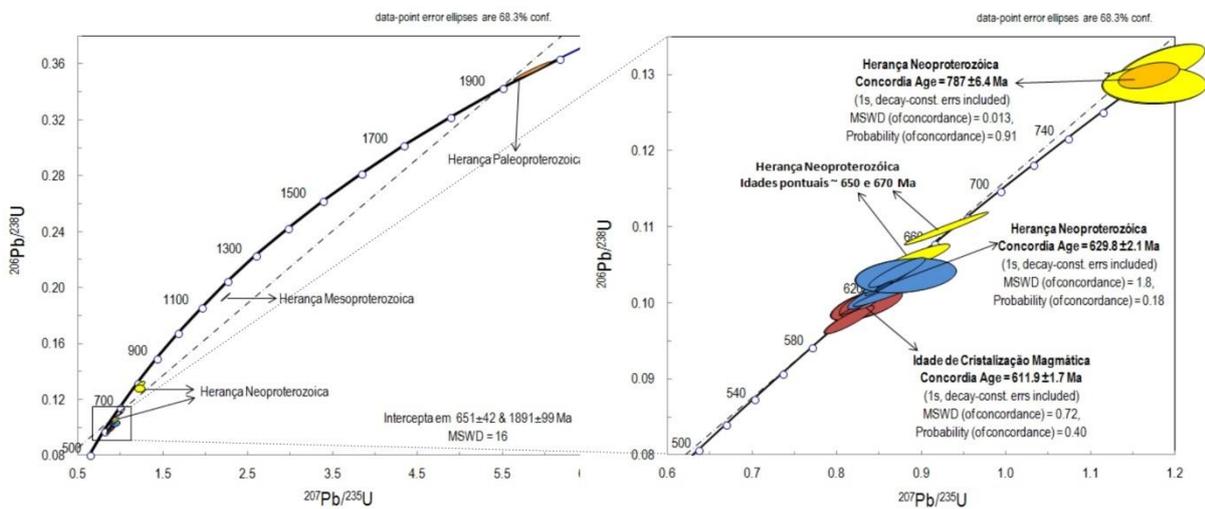
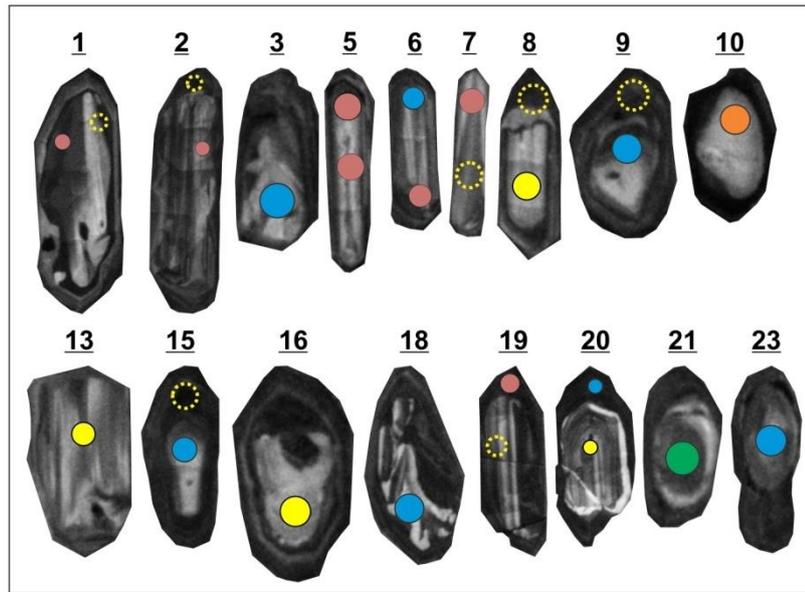


Figura 24. Dados geocronológicos do GE, fácies indeformada, amostra PB-23. Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos *spots* são marcadas conforme a disposição nos gráficos. Diagrama concordia com todos os pontos analisados com discordância < 5%. Detalhe mostrando as idades neoproterozóicas concordantes e apontando idades concordia calculadas. Todos os *spots* tem  $32\mu\text{m}$ . Círculos rosa = idade de cristalização magmática; círculos azuis= herança neoproterozoica (~630 Ma); círculos amarelos=herança neoproterozoica de idades variadas (~650 a 790 Ma); círculos verdes= heranças mesoproterozóicas e círculos laranjas = heranças paleoproterozoicas. Círculos com linhas tracejadas em amarelo demonstram alguns dos *spots* com alto grau de discordância e/ou Pb comum alto.

Tabela 1. Dados U-Pb obtidos via LA-MC-ICP-MS da amostra PB-23.

Ponto	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Coef.		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Pb Comum %	Th ppm	U ppm	Th/U	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	% Concord.
	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$															
<b>Idade de Cristalização Magmática</b>																							
1.2	0.8268	0.0164	0.0997	0.0012	0.72	10.0333	0.1160	0.0602	0.0010	0.1030	0.0056	0.86	273	909	0.30	0.612	0.007	0.612	0.009	0.609	0.034	100	
2.1	0.8364	0.0249	0.1000	0.0013	0.61	9.9960	0.1300	0.0606	0.0017	0.0730	0.0290	0.27	42	251	0.17	0.615	0.008	0.617	0.014	0.626	0.059	98	
5.1	0.8261	0.0214	0.0994	0.0012	0.68	10.0579	0.1240	0.0603	0.0014	0.1223	0.0255	0.00	95	231	0.41	0.611	0.007	0.611	0.012	0.613	0.051	99	
5.2	0.8351	0.0244	0.1002	0.0012	0.99	9.9777	0.1240	0.0604	0.0017	0.2266	0.1315	2.13	517	325	1.59	0.616	0.007	0.616	0.014	0.619	0.060	99	
6.1	0.8244	0.0235	0.0998	0.0013	0.70	10.0167	0.1290	0.0599	0.0016	0.2089	0.0264	0.07	186	275	0.68	0.613	0.008	0.611	0.013	0.600	0.056	102	
7.1	0.8105	0.0194	0.0979	0.0012	0.90	10.2122	0.1222	0.0600	0.0013	0.1009	0.0199	0.00	176	379	0.47	0.602	0.007	0.603	0.011	0.605	0.046	99	
19.2	0.8222	0.0147	0.0984	0.0010	0.95	10.1619	0.1075	0.0606	0.0011	0.0426	0.0018	2.70	214	1333	0.16	0.605	0.006	0.609	0.008	0.625	0.037	96	
<b>Herança Neoproterozoica ~ 630 Ma</b>																							
3.1	0.8639	0.0240	0.1034	0.0013	0.95	9.6711	0.1225	0.0606	0.0015	0.0697	0.0297	0.00	56	165	0.34	0.634	0.008	0.632	0.013	0.625	0.054	101	
6.2	0.8382	0.0194	0.1011	0.0012	0.88	9.8908	0.1181	0.0601	0.0012	0.0469	0.0178	0.71	78	373	0.21	0.621	0.007	0.618	0.011	0.608	0.045	102	
9.1	0.8576	0.0281	0.1014	0.0012	0.95	9.8605	0.1179	0.0613	0.0022	0.1773	0.0369	1.96	121	251	0.48	0.623	0.007	0.629	0.016	0.651	0.078	95	
15.1	0.8787	0.0398	0.1037	0.0015	0.27	9.6468	0.1411	0.0615	0.0030	0.1565	0.0116	0.31	89	200	0.45	0.636	0.009	0.640	0.022	0.656	0.106	96	
18.1	0.8681	0.0155	0.1037	0.0011	0.93	9.6412	0.1031	0.0607	0.0011	0.0112	0.0016	2.78	36	1326	0.03	0.636	0.006	0.635	0.008	0.629	0.037	101	
20.2	0.8540	0.0163	0.1027	0.0011	0.96	9.7397	0.1085	0.0603	0.0011	0.0459	0.0037	1.56	156	1187	0.13	0.630	0.007	0.627	0.009	0.615	0.039	102	
23.1	0.8677	0.0225	0.1041	0.0013	0.90	9.6055	0.1184	0.0605	0.0016	0.3053	0.0197	0.29	252	245	1.03	0.638	0.007	0.634	0.012	0.620	0.059	103	
<b>Herança Neoproterozoica ~ ~650 &amp; 790 Ma</b>																							
8.1	0.9287	0.0333	0.1099	0.0014	0.98	9.0960	0.1152	0.0613	0.0023	0.1848	0.0261	0.18	128	215	0.60	0.672	0.008	0.667	0.017	0.649	0.080	103	
13.1	0.8901	0.0282	0.1059	0.0013	0.89	9.4418	0.1123	0.0610	0.0019	0.2218	0.0805	1.12	135	274	0.49	0.649	0.007	0.646	0.015	0.638	0.070	101	
16.1	1.1767	0.0410	0.1287	0.0016	0.01	7.7729	0.0994	0.0663	0.0024	0.1016	0.0077	0.15	60	182	0.33	0.780	0.009	0.790	0.019	0.817	0.079	95	
20.1	1.1845	0.0344	0.1313	0.0018	0.69	7.6143	0.1017	0.0654	0.0020	0.1506	0.0161	0.08	143	241	0.59	0.795	0.010	0.793	0.016	0.788	0.065	100	
<b>Herança Mesoproterozoica ~ 1.2 Ga</b>																							
21.1	2.2050	0.0374	0.1941	0.0020	0.99	5.1526	0.0531	0.0824	0.0015	0.0527	0.0279	0.53	44	406	0.11	1.143	0.011	1.183	0.013	1.255	0.036	91	
<b>Herança Paleoproterozoica ~ 2.0 Ga</b>																							
10.1	5.8736	0.1456	0.3555	0.0042	0.98	2.8132	0.0333	0.1198	0.0030	0.2595	0.0090	0.43	67	87	0.77	1.961	0.020	1.957	0.022	1.954	0.044	100	
<b>Dados obtidos mas não utilizados nos cálculos das idades</b>																							
1.1	0.8534	0.0170	0.1028	0.0012	0.87	9.7285	0.1105	0.0602	0.0010	0.0529	0.0063	8.28	96	817	0.12	0.631	0.007	0.627	0.009	0.611	0.037	103	
2.2	0.8712	0.0199	0.1056	0.0013	0.83	9.4690	0.1154	0.0598	0.0012	0.0408	0.0039	3.54	193	661	0.29	0.647	0.007	0.636	0.011	0.597	0.043	108	
4.1	0.8438	0.0244	0.1007	0.0013	0.19	9.9261	0.1263	0.0607	0.0017	0.1462	0.0188	9.79	98	226	0.43	0.619	0.008	0.621	0.014	0.630	0.060	98	
7.2	0.6915	0.0174	0.0855	0.0011	0.92	11.6937	0.1458	0.0586	0.0013	0.0737	0.0288	0.00	148	329	0.45	0.529	0.006	0.534	0.010	0.554	0.045	95	
8.2	0.8588	0.0197	0.1036	0.0010	0.98	9.6538	0.0972	0.0601	0.0013	0.0228	0.0057	0.00	59	1076	0.05	0.635	0.006	0.629	0.011	0.608	0.047	104	
9.2	0.7303	0.0174	0.0888	0.0009	0.98	11.2640	0.1127	0.0597	0.0014	0.1085	0.0169	1.70	443	925	0.48	0.548	0.005	0.557	0.011	0.591	0.052	92	
11.1	1.1606	0.0463	0.1306	0.0018	0.55	7.6565	0.1035	0.0644	0.0028	0.1345	0.0110	4.80	55	125	0.44	0.791	0.010	0.782	0.021	0.756	0.085	104	

Tabela 1. Continuação

Ponto	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Coef.		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Pb	Th	U	Th/U	Idade	1 $\sigma$	Idade	1 $\sigma$	Idade	1 $\sigma$	%
	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	Corr.	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	Comum %	ppm	ppm		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Concord.		
<b>Dados obtidos mas não utilizados nos cálculos das idades</b>																							
12.1	0.8395	0.0629	0.1033	0.0021	0.01	9.6803	0.1930	0.0589	0.0049	0.3294	0.0984	0.13	506	306	1.66	0.634	0.012	0.619	0.034	0.565	0.171	112	
14.1	1.9104	0.0516	0.1838	0.0021	0.87	5.4421	0.0608	0.0754	0.0021	0.0983	0.0094	7.96	72	220	0.33	1.087	0.011	1.085	0.018	1.079	0.055	100	
17.1	0.8793	0.0291	0.1056	0.0013	0.96	9.4689	0.1129	0.0604	0.0021	0.2196	0.1300	0.00	262	254	1.03	0.647	0.007	0.641	0.016	0.617	0.072	104	
19.1	0.8177	0.0180	0.0991	0.0012	0.78	10.0926	0.1174	0.0599	0.0013	0.0499	0.0083	32.64	72	692	0.10	0.609	0.007	0.607	0.010	0.598	0.047	101	
22.1	0.7793	0.0132	0.0953	0.0010	0.99	10.4923	0.1054	0.0593	0.0011	0.0347	0.0025	1.79	126	1259	0.10	0.587	0.006	0.585	0.008	0.578	0.041	101	
24.1	0.8179	0.0265	0.0999	0.0013	0.62	10.0147	0.1343	0.0594	0.0021	0.5101	0.0508	0.73	204	176	1.16	0.614	0.008	0.607	0.015	0.582	0.075	105	

### 5.2.2. PB-45

A amostra PB-45 foi coletada na porção deformada do Granodiorito Estaleiro. Os cristais de zircão têm tamanhos entre 100 e 250  $\mu\text{m}$ . Predominam zircões euédricos a subédricos, dos quais muitos apresentam terminações bipiramidais bem marcantes, sendo muito raros cristais mais arredondados (Fig.25). Alguns cristais exibem manchas com formatos irregulares e muitos cristais exibem zoneamento normal (Fig.25). Os núcleos estão bem visíveis e com raríssimas inclusões. A presença de fraturas nos zircões é frequente sendo difíceis de evitar durante as análises de abrasão a laser, resultando na perda de chumbo (Tab. 2).

Foram realizados um total de 28 *spots* (Tab. 2). Do total, somente 16 *spots* foram selecionados para o cálculo das idades por possuírem discordância associada menor que 5% e teores de chumbo comum aceitáveis. Deste grupo, 8 *spots* foram feitos nas bordas e também nos núcleos, quando preservados, de zircões euédricos a subédricos, praticamente limpos e com idades  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  entre 628 e 596 Ma forneceram uma idade concórdia de  $611,2 \pm 2,7$  Ma (MSWD = 0,99), a qual é interpretada como a idade de cristalização magmática. Outros 5 *spots* foram realizados em núcleos de zircões subédricos e arredondados, com zoneamento normal e idades  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  entre 649 e 629 Ma, forneceram uma idade concórdia de  $637,2 \pm 2,5$  Ma, sendo interpretada como herança neoproterozoica. Outros 2 *spots* foram feitos em núcleos de zircões subédricos e com bordas escuras, originando uma idade individual  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  de 1.200 Ma sendo interpretada como herança mesoproterozoica. Um único *spot* feito em um núcleo de zircão euédrico, bipiramidal, com bordas escuras e zoneamento normal, forneceu uma idade individual  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  de 2.000 Ma interpretada como herança paleoproterozoica. A figura 25 ilustra os cristais de zircão com os *spots* analisados, bem como os diagramas concórdias com todos os dados com discordância <5% e as idades concórdias determinadas para os *spots* de idade neoproterozoica (no detalhe).

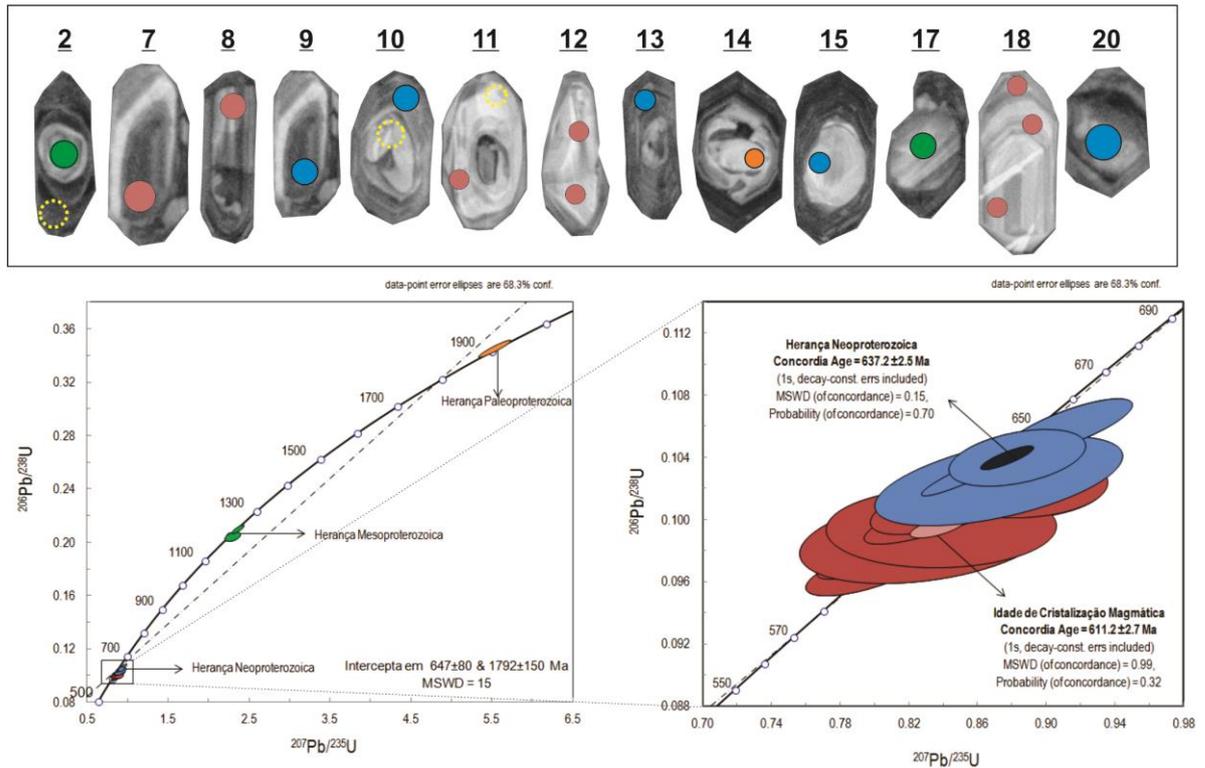


Figura 25. Dados geocronológicos do GE, fácies deformada, amostra PB-45. Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos *spots* são marcadas conforme a disposição nos gráficos. Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância < 5%. Detalhe mostrando as idades neoproterozóicas concordantes e apontando idades concórdia calculadas. Todos os *spots* tem 32 $\mu$ m. Círculos rosa = idade de cristalização magmática; círculos azuis= herança neoproterozoica (~637 Ma); círculos verdes= heranças mesoproterozóicas e círculos laranjas = heranças paleoproterozoicas. Círculos com linhas tracejadas em amarelo demonstram alguns dos *spots* com alto grau de discordância e/ou Pb comum alto.

Tabela 2. Dados U-Pb obtidos via LA-MC-ICP-MS da amostra PB-45.

Ponto	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Coef.		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Pb Comum%	Th ppm	U ppm	Th/U	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	% Concord.
	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$															
<b>Idade de Cristalização Magmática</b>																							
7.1	0.8271	0.0416	0.0988	0.0017	0.88	10.1216	0.1750	0.0607	0.0034	0.2009	0.0800	0.79	243	204	1.19	0.607	0.010	0.612	0.023	0.629	0.127	99	
8.1	0.8346	0.0257	0.1009	0.0012	0.58	9.9104	0.1177	0.0600	0.0020	0.2055	0.0623	5.36	188	252	0.75	0.620	0.007	0.616	0.014	0.603	0.072	100	
11.2	0.8281	0.0492	0.0988	0.0019	0.33	10.1266	0.1958	0.0608	0.0045	0.2168	0.0258	0.81	39	78	0.50	0.607	0.011	0.613	0.027	0.633	0.150	99	
12.1	0.8425	0.0335	0.1006	0.0014	0.83	9.9384	0.1413	0.0607	0.0027	0.4224	0.0116	0.71	169	149	1.13	0.618	0.008	0.621	0.019	0.630	0.098	99	
12.2	0.7948	0.0246	0.0968	0.0011	0.68	10.3265	0.1203	0.0595	0.0020	0.0813	0.0112	0.34	47	257	0.18	0.596	0.007	0.594	0.014	0.586	0.072	100	
18.1	0.8803	0.0369	0.1024	0.0015	0.01	9.7655	0.1432	0.0623	0.0029	0.2825	0.0145	0.14	127	163	0.78	0.628	0.009	0.641	0.020	0.686	0.104	98	
18.2	0.8369	0.0278	0.0991	0.0012	0.65	10.0884	0.1187	0.0612	0.0022	0.2320	0.0085	0.30	119	202	0.59	0.609	0.007	0.617	0.015	0.647	0.077	98	
18.3	0.8375	0.0451	0.0995	0.0017	0.05	10.0463	0.1743	0.0610	0.0038	0.2925	0.0342	0.35	87	121	0.72	0.612	0.010	0.618	0.024	0.640	0.125	99	
<b>Herança Neoproterozoica ~ 637 Ma</b>																							
9.1	0.9128	0.0248	0.1060	0.0012	0.78	9.4374	0.1027	0.0625	0.0018	0.3551	0.0861	0.00	75	285	0.26	0.649	0.007	0.659	0.013	0.691	0.061	98	
10.1	0.8557	0.0197	0.1031	0.0010	0.93	9.7022	0.0937	0.0602	0.0014	0.1187	0.0029	1.12	147	455	0.32	0.632	0.006	0.628	0.011	0.611	0.051	103	
13.1	0.8828	0.0269	0.1040	0.0012	0.42	9.6182	0.1149	0.0616	0.0021	0.0906	0.0053	0.42	62	239	0.26	0.638	0.007	0.643	0.015	0.660	0.077	96	
15.1	0.8713	0.0485	0.1025	0.0019	0.56	9.7542	0.1795	0.0616	0.0040	0.4373	0.0143	0.97	106	100	1.05	0.629	0.011	0.636	0.027	0.662	0.147	95	
20.1	0.8796	0.0205	0.1038	0.0009	0.83	9.6359	0.0873	0.0615	0.0015	0.0602	0.0080	0.14	79	377	0.21	0.637	0.005	0.641	0.011	0.656	0.053	97	
<b>Herança Mesoproterozoica ~ 1.2 Ga</b>																							
2.1	2.3496	0.0506	0.2085	0.0023	0.83	4.7967	0.0521	0.0817	0.0017	0.1872	0.0147	18.33	76	166	0.46	1.221	0.012	1.227	0.015	1.239	0.041	98	
17.1	2.2859	0.0648	0.2029	0.0024	0.45	4.9273	0.0587	0.0817	0.0025	0.1939	0.0255	2.60	75	128	0.59	1.191	0.013	1.208	0.020	1.238	0.061	96	
<b>Herança Paleoproterozoica ~ 1.9 Ga</b>																							
14.1	5.5678	0.1341	0.3437	0.0043	0.94	2.9099	0.0367	0.1175	0.0031	0.1146	0.0056	0.23	22	74	0.29	1.904	0.021	1.911	0.021	1.919	0.048	99	
<b>Dados obtidos mas não utilizados nos cálculos das idades</b>																							
1.1	0.7216	0.0301	0.0886	0.0013	0.83	11.2860	0.1602	0.0591	0.0025	0.2365	0.0920	0.68	336	284	1.18	0.547	0.007	0.552	0.017	0.569	0.087	96	
2.2	0.7865	0.0228	0.0939	0.0011	0.66	10.6465	0.1239	0.0607	0.0018	0.1000	0.0266	85.18	57	324	0.18	0.579	0.006	0.589	0.013	0.630	0.061	91	
3.1	1.5011	0.0510	0.1495	0.0020	0.68	6.6874	0.0909	0.0728	0.0026	0.4063	0.0100	3.65	85	72	1.18	0.898	0.011	0.931	0.021	1.009	0.074	89	
4.1	0.7505	0.0144	0.0895	0.0009	0.98	11.1688	0.1119	0.0608	0.0010	0.1083	0.0755	1.03	908	724	1.25	0.553	0.005	0.568	0.008	0.632	0.037	87	
5.1	0.7803	0.0136	0.0934	0.0009	0.54	10.7097	0.1017	0.0606	0.0010	0.1231	0.0099	0.00	163	585	0.28	0.575	0.005	0.586	0.008	0.625	0.035	92	
5.2	0.8056	0.0209	0.0965	0.0011	0.49	10.3580	0.1150	0.0605	0.0016	0.1427	0.0059	6.47	122	311	0.39	0.594	0.006	0.600	0.012	0.622	0.057	95	
6.1	0.7988	0.0506	0.0947	0.0018	0.34	10.5567	0.1958	0.0612	0.0043	0.3076	0.0297	0.69	60	69	0.88	0.583	0.010	0.596	0.028	0.645	0.154	90	
6.2	0.8544	0.0241	0.1013	0.0011	0.51	9.8677	0.1109	0.0611	0.0018	0.0913	0.0207	8.23	87	473	0.18	0.622	0.007	0.627	0.013	0.644	0.065	96	
10.2	1.9162	0.0466	0.1660	0.0018	0.91	6.0232	0.0656	0.0837	0.0020	0.1368	0.0371	0.71	62	138	0.45	0.990	0.010	1.087	0.015	1.286	0.046	77	
11.1	0.9085	0.0707	0.0992	0.0026	0.01	10.0806	0.2642	0.0664	0.0062	0.2232	0.0234	0.99	27	45	0.60	0.610	0.015	0.656	0.039	0.820	0.209	74	
16.1	4.9805	0.1399	0.3049	0.0044	0.97	3.2798	0.0471	0.1185	0.0037	0.0694	0.0072	0.29	12	60	0.20	1.716	0.022	1.816	0.024	1.933	0.055	88	
19.1	0.5970	0.0176	0.0731	0.0008	0.88	13.6821	0.1450	0.0592	0.0018	0.2008	0.0471	106.15	113	497	0.23	0.455	0.005	0.475	0.011	0.576	0.067	78	

## 6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As idades  $Pb^{206}/U^{238}$  de cristalização magmáticas para as porções não-deformada e deformada do Granodiorito Estaleiro (GE), representadas pelas amostras PB-23 e PB-45, foram datadas em  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma, respectivamente. Estas idades concórdia foram obtidas através da análise de *spots* realizados tanto em regiões centrais quanto nas bordas de cristais de zircão homogêneos. Em cristais com zonação normal, bipiramidados, onde foram feitas análises de centro e borda (cristal 05 na PB-23 ou cristal 18 da PB-45, por exemplo), a semelhança nas idades fornecidas por centro e borda, associada à ausência de núcleos herdados, sem relações de truncamento entre centro e bordas, corroboram para uma origem magmática destes cristais.

*Spots* feitos em zircões cujos cristais mostraram um padrão de zoneamento mais evidente e que possuem núcleos mais desenvolvidos em relação às bordas, forneceram idades  $Pb^{206}/U^{238}$  de  $637 \pm 2,5$  e  $629,8 \pm 2,1$  Ma (cristais 9 e 15, de ambas as amostras, por exemplo). Estas idades concórdias obtidas nestes núcleos foram interpretadas como heranças neoproterozoicas provenientes de cristais de zircão assimilados do Complexo Porto Belo e/ou dos Granitoides de Quatro Ilhas durante a ascensão do magma do Granodiorito Estaleiro. Esta interpretação advém de outros trabalhos realizados nesta mesma região, onde foram obtidas idades de cristalização U-Pb de  $646 \pm 15$  Ma (CHEMALE JR et al., 2003) para o Complexo Porto Belo e  $625,1 \pm 6,5$  Ma (FLORISBAL et al., 2012a) e  $623 \pm 6,2$  Ma (CHEMALE JR et al., 2012) para os Granitoides de Quatro Ilhas. Dada a morfologia ígnea destes cristais e dado que o GE assimila uma série de xenólitos destas rochas encaixantes (BITENCOURT, 1996), a correlação com as rochas do embasamento fica aqui sugerida como potencial fonte destes cristais de idade neoproterozoica ( $\leq 650$  Ma).

Para a idade concórdia de  $787 \pm 6,4$  Ma, identificadas apenas na PB-23, também interpretada como herança neoproterozoica, e para as idades individuais de 1.200 e 1.100 Ma, interpretadas como heranças mesoproterozoicas, não foi possível estabelecer a proveniência dos cristais de zircão em virtude de não terem sido encontradas idades similares em outras rochas da região. As idades  $Pb^{206}/U^{238}$  individuais de 2.000 Ma obtidas em zircões com núcleos herdados foram interpretadas como herança paleoproterozoica, sendo encontradas também no Granito Mariscal (FLORISBAL et al., 2012a).

As idades obtidas neste trabalho via LA-MC-ICP-MS para as porções não-deformada e deformada do Granodiorito Estaleiro contrapõem-se as idades ID-TIMS obtidas por Chemale Jr et al. (2012) das porções não-deformada ( $602 \pm 3$  Ma) e deformada ( $602 \pm 340$  Ma) do mesmo. A utilização do método pontual de LA-MC-ICP-MS permitiu identificar cristais de zircão com grandes porcentagens de Pb comum e também com muita perda de chumbo, assim como relatado por Chemale Jr et al. (2012). Desta maneira, as idades fornecidas pelo método ID-TIMS, que possui como princípio a diluição integral dos cristais de zircão, estão passíveis de discussão. Como muitos cristais demonstraram muita perda de chumbo, altos teores de chumbo comum, porcentagem de discordância elevada, e con-

siderando que muitos dos dados com perda em Pb ou enriquecimento em U estão localizado nas bordas dos cristais e fornecem idades muito jovens e altamente discordantes (como mostra a Tabela 2, nos pontos não utilizados para efeito de cálculo da PB-45), todos estes fatores podem levar a obtenção de idades mais jovens via ID-TIMS. A média do método ID-TIMS entre as bordas muito jovens e com evidências de distúrbio no sistema U-Pb com núcleos algo mais antigos pode ter dado origem a idade mais jovem de 602 Ma no GE não deformado. A idade idêntica a fácies indeformada, obtida na fácies deformada e com alto erro associado obtida via ID-TIMS ( $602 \pm 320$  Ma) pode ser produto dos altos valores de Pb comum e discordâncias muito elevadas identificadas também via LA-MC-ICP-MS na amostra deformada do presente estudo. Outra possibilidade é de que o erro alto obtido via ID-TIMS tenha sua origem numa mescla de idades de núcleos de idades variadas com bordas mais jovens, como evidenciado nas análises do presente estudo.

As idades de cristalização magmática do Granodiorito Estaleiro (GE) obtidas neste trabalho suscitam uma discussão sobre a posição estratigráfica do GE em relação ao Granito Mariscal (GM) e à Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ) na região de Porto Belo. A idade de cristalização magmática de  $609 \pm 8$  Ma obtida para o GM por Florisbal et al. (2012a), juntamente com as idades de  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma do GE indicam, levando-se em consideração os erros, um intervalo de tempo curto entre as cristalizações destes dois magmas, ou até uma cristalização concomitante entre os mesmos. Características de campo relatadas por Bitencourt (1996) em mapeamento geológico-estrutural desta região reforçam este menor intervalo de tempo de cristalização. A dificuldade de estabelecer os contatos entre as duas unidades, a ausência de xenólitos de uma unidade na outra, a ausência de margens resfriadas nos contatos e o fato dos mesmos serem difusos e não abruptos, denunciam um contato à quente entre as duas litologias, o que pode ser um indício de que o GM ainda não se encontrava completamente cristalizado quando da ascensão do magma que originou o GE. Porém, em relação a SIZ, cuja idade de cristalização magmática foi definida em  $590 \pm 3,3$  Ma (CHEMALE JR et al, 2003), as idades de  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma obtidas do GE indicam um intervalo de tempo maior de cristalização magmática do GE em relação aos granitos da SIZ do que aquele quando se considera a idade ID-TIMS de  $602 \pm 3$  Ma de Chemale Jr et al. (2012) para o mesmo. Feições de campo descritas por Bitencourt (1996) também reforçam este maior intervalo de tempo de cristalização entre o GE e a SIZ, já que na região de contato entre as unidades ocorrem margem resfriada da SIZ contra o GE bem desenvolvidas e muito pronunciadas e abundantes xenólitos do primeiro nos últimos, sendo indícios de que o GE já encontrava-se em baixa temperatura quando ocorreu a colocação dos magmas que deram origem a SIZ.

As idades  $Pb^{206}/U^{238}$  de cristalização magmáticas para as porções não-deformada e deformada do Granodiorito Estaleiro (GE) datadas em  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma, respectivamente, atestam o caráter síncrono entre as duas porções. O aumento progressivo da deformação *subsolidus* da porção isotrópica do GE, caracterizada por apresentar uma trama de forma  $S_0$ , em direção a porção deformada do mesmo é marcada pelo surgimento de uma foliação milonítica  $S_m$ , cuja orientação, em geral, é con-

cordante com a  $S_0$ . Quando esta ainda encontra-se reconhecível mesmo nas regiões mais deformadas, ambas constituem uma foliação composta  $S_{0-m}$ . A existência de duas porções com características estruturais distintas dentro do GE está relacionada com a partição da deformação atuante sobre o mesmo.

Outra questão que pode ser levantada em virtude do sincronismo entre as duas porções é que não foram encontradas idades concórdia mais jovens que  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma tanto em zircões magmáticos quanto em zircões com núcleos herdados e bordas neoformadas nas zonas de maior deformação. Isto demonstra a sincronicidade da deformação e da cristalização dos magmas que compõem GE, característica essencial no magmatismo sintectônico. Ao mesmo tempo e pela mesma razão, inviabiliza a interpretação das porções deformadas em zonas de alta deformação como rochas gnaissicas, já que não existem evidências de porções neoformadas de idades mais jovens que as de cristalização correlacionáveis a um evento metamórfico. Cabe destacar que Bitencourt (1996) já demonstrava com evidências petrográficas, microestruturais e com dados de química mineral que não há evidências de metamorfismo, mas apenas de deformação nas zonas de alta deformação do GE.

Visto que a Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) é responsável por controlar o magmatismo sintectônico na região de Porto Belo, o caráter sintectônico do Complexo Granítico Estaleiro (CGE) é comprovado pela orientação concordante de suas estruturas planares e lineares magmáticas e de estado sólido, e suas estruturas planares  $S_0$  e  $S_{0-m}$  em alto ângulo atestam que o posicionamento do CGE marca o ápice da movimentação transcorrente da ZCMG, balizada em  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma, as quais são as idades  $Pb^{206}/U^{238}$  em zircão via LA-MC-ICP-MS obtidas neste trabalho.

## 7. CONCLUSÃO

Visando contribuir para a construção de um panorama de idades e elucidar a evolução tectono-magmática do cinturão granítico neoproterozoico no sul do Brasil, foram realizados estudos de campo nas porções não-deformadas e deformadas ao longo do Complexo Granítico Estaleiro (CGE) e estudos em cristais de zircão utilizando-se imagens de catodoluminescência e geocronologia U-Pb *in situ* via LA-MC-ICP-MS. Desta maneira, as conclusões principais deste trabalho são:

- A porção deformada do Granodiorito Estaleiro possui uma maior concentração de veios graníticos, aplíticos e de corpos tabulares e enclaves microgranulares máficos do que a não-deformada;
- Os veios aplíticos e pegmatíticos, e enclaves microgranulares máficos estão dispostos ora concordantes ora discordantes com a orientação da foliação composta ( $S_0 + m$ ) do Granodiorito Estaleiro (GE). Corpos máficos tabulares foliados intrudem paralelamente à foliação do GE, possuindo também veios ora concordantes ora discordantes com a foliação;
- A deformação concentrou-se na matriz do GE e os megacristais de feldspatos tendem a se alinhar conforme a orientação da foliação, estando fracamente deformados, exceto nas zonas de mais alta deformação. Isto constitui um indício de que a deformação é progressiva e não uma deformação de estado sólido superimposta em determinados locais;
- Idades concórdia  $Pb^{206}/U^{238}$  em zircão de cristalização magmática das porções não deformadas e deformada do Granodiorito Estaleiro foram datadas em  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma, respectivamente;
- Idades concórdia  $Pb^{206}/U^{238}$  em zircão de  $787 \pm 6,4$ ,  $637 \pm 2,5$  e  $629,8 \pm 2,1$  Ma, interpretadas como heranças neoproterozoicas;
- Idades individuais  $Pb^{206}/U^{238}$  em zircão de 1.200 e 1.100 Ma, interpretadas como heranças mesoproterozoicas;
- Idades individuais  $Pb^{206}/U^{238}$  em zircão de 2.000 Ma foram interpretadas como heranças paleoproterozoicas;
- Um intervalo de tempo curto ocorreu entre a cristalização magmática do Granito Mariscal e a colocação do magma que originou o Granodiorito Estaleiro, assim como um intervalo de tempo mais longo entre a cristalização magmática deste último e o posicionamento da Suíte Intrusiva Zimbros;

- As idades  $Pb^{206}/U^{238}$  em zircão de cristalização magmáticas para as porções não-deformada e deformada do Granodiorito Estaleiro (GE) datadas em  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma, respectivamente, atestam o caráter síncrono de cristalização das duas porções;
- As idades obtidas via LA-MC-ICP-MS para as porções não-deformada e deformada do Granodiorito Estaleiro são distintas daquelas obtidas via ID-TIMS obtidas por Chemale Jr et al. (2012) das porções não-deformada ( $602 \pm 3$  Ma) e deformada ( $602 \pm 340$  Ma) do mesmo;
- Não foram obtidas idades concórdia menores que  $611,9 \pm 1,7$  e  $611,2 \pm 2,7$  Ma que possam ser indicativas da atuação de um evento metamórfico sobre o Granodiorito Estaleiro;
- O ápice da movimentação transcorrente da Zona de Cisalhamento Major Gercino ocorreu em  $611,9 \pm 1,7$  ou  $611,2 \pm 2,7$  Ma.

## 8. REFERÊNCIAS

- BASEI, M.A.S. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 1985. 218 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- BASEI, M.A.S., et al., Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.32, p. 324-350, mar, 2011.
- BECKHAUSER NETO, R. **Estruturas deformacionais nas unidades godwânicas da Bacia do Paraná no Domo de Lages – SC**. 2015. 142 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2015.
- BITENCOURT, M. F., et al. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, região de Garopaba – Paulo Lopes, SC. **Revista Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 35, n.1, p. 109-136, ago, 2008.
- BITENCOURT, M.F. **Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento**. 1996. 310 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.
- BITENCOURT, M.F., et al. Litoestratigrafia das rochas plutônicas: discussão, conceitos, critérios e terminologia. In: Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia, 2004, Porto Alegre. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. p. 56-61, 2004.
- BITENCOURT, M.F., NARDI, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.1, p. 186-189, 2000.
- BITENCOURT, M.F., HACKSPACHER, P.C., NARDI, L.V.S. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1989, Fortaleza. **Anais da Sociedade Brasileira de Geologia**, 1989. p214-216, 1989.
- BONIN, B., et al. Alkalic-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos**, v.1, n. 4, p. 45-70, dez. 1998.
- CHEMALE JR, F., et al. Isotope geology of sintectonic magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for timing of deformation events. In: **South American Symposium on Isotope Geology**, Short Papers, v. 2, p. 516-519, 2003.
- CHEMALE JR, F., et al. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. **Gondwana Research**, v. 22, p. 184-189, oct. 2012.
- CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L.A., SILVA, L.C. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. Excursion Guidebook. **Acta Geol. Leop.**, 42:5-117, 1995a.
- DICKIN, A.P. **Radiogenic Isotopic Geology**. Cambridge, Gb: Cambridge University Press, 1997. p. 490
- ESRI. **ArcGIS Desktop: Release 10**. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute. 2011.

FLORISBAL, L. M. **Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós-colisional do Escudo Catarinense: Estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica Sr-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão.** 2011. 153 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

FLORISBAL, L. M., et al. Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: Whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal Granites, Southern Brazil. **Lithos**, v. 153, p. 53-71, may, 2012a.

FLORISBAL, L. M., et al. Space time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. **Precambrian Research**, v. 216-219, p. 132-151, jun, 2012b.

FOSSSEN, Haakon. **Geologia estrutural.** 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2012. 584 p.

GERALDES, Mauro César. **Introdução à geocronologia.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. 146 p.

KEAREY, Philip; KLEPEIS, Keith A.; VINE, Frederick J. **Tectônica Global.** 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014. 436 p.

LIÉGEOIS J.P., et al. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. **Lithos**, v.1, n.4, p. 1-28, dez. 1998.

LLAMBIAS, Eduardo Jorge. **Geología de los cuerpos ígneos.** La Plata: Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Universidad Nacional de La Plata, 2001. 232p.

LUDWIG, Kenneth.R. **New isoplot version 2.2.** Berkeley Geochronology Center, February, 1993.

PASSARELLI, C. R., et al. O. Calc-Alkaline to alkaline syntectonic granites of the Major Gercino shear zone, Santa Catarina state, Brazil. **Anais...** Buenos Aires: Idea Gráfica, 2006.

PASSARELLI, C.R., BASEI, M.A.S., CAMPOS NETO, M.C. 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**, v. 23, n. 3, p. 234-241, set, 1993.

PATERSON, S.R., VERNON, R.H., TOBISCH, O.T., A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **Journal of Structural Geology**, v. 11 n. 3, p. 349–363, 1989.

PHILIPP, R.P., CAMPOS, R.S. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozoica no Terreno Tijucas, Itapema (SC), **Revista Brasileiro de Geociências**, v. 40, n.2, p. 303-320, jun, 2010.

SILVA, L.C. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozoicas no sul do Brasil: uma revisão, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 1, p. 60-73, mar, 1991.